



UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE TECNOLOGIA
CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL

SAMANDA COSTA DO NASCIMENTO

**ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE CHEIA AO LONGO DOS RIOS DO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

JOÃO PESSOA

2018

SAMANDA COSTA DO NASCIMENTO

**ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE CHEIA AO LONGO DOS RIOS DO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Coordenação do Curso de Engenharia Ambiental do
Centro de Tecnologia da Universidade Federal da
Paraíba, como pré-requisito para a obtenção do
título de Bacharel em Engenharia Ambiental pela
Universidade Federal da Paraíba.

Orientador: Prof.º Dr. Adriano Rolim da Paz

JOÃO PESSOA

2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo Dom da vida.

Aos meus Pais Edvaldo e Verônica minha grande fonte de inspiração. Em especial minha mãe por sua calma e por todos os dias me incentivar a nunca desistir dos meus projetos de vida.

Aos meus irmãos Rafael, Rafaella e Samara por estarem sempre ao meu lado em cada etapa da minha vida.

Ao meu amigo e namorado Jonnas Gouveia, por toda a paciência e por suas palavras de carinho, sempre me incentivando a buscar voos mais altos.

Aos Professores que fizeram parte de toda a minha caminhada na graduação. Em especial o Professor Adriano Paz que neste último ano foi um grande orientador e ao Professor Claudio Ruy Portella, que desde meu primeiro período esteve comigo em todos os momentos.

Ao Engenheiro Aucélio Marques, um grande incentivador, que acompanha minha caminhada desde o ensino técnico no IFPB, e graças a ele hoje eu cheguei até aqui.

Aos amigos que tive oportunidade de conhecer na graduação eu que me ajudaram a concluir esse trabalho, em especial a Marcella, uma grande co-orientadora, e aos amigos que fiz no LabESC (Walleci, Vanine, Mabeth, Jaque).

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

N244e Nascimento, Samanda Costa do.

Estudo da propagação de ondas de cheia ao longo dos rios do Pantanal Mato-Grossense / Samanda Costa do Nascimento. - João Pessoa, 2018.

78 f.

Orientação: Adriano Rolim Paz.

Monografia (Graduação) - UFPB/CT.

1. Amortecimento de cheia. 2. Planície de inundação. 3. Modelagem hidrológica. I. Paz, Adriano Rolim. II. Título.

UFPB/BC

FOLHA DE APROVAÇÃO

SAMANDA COSTA DO NASCIMENTO

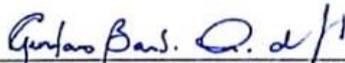
**ESTUDO DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE CHEIA AO LONGO DOS RIOS DO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado em 01/11/2018 perante a seguinte Comissão Julgadora:



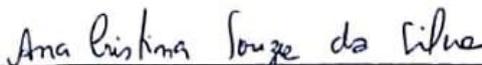
Prof.º Dr. Adriano Rolim da Paz
Departamento de Engenharia Civil e Ambiental do CT/UFPB





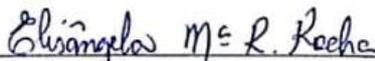
Prof.º Dr. Gustavo Barbosa Lima Silva
Universidade Federal da Paraíba

APROVADA



Prof.º Dr.ª Ana Cristina Souza da Silva
Universidade Federal da Paraíba

APROVADA



Prof.ª Elisângela Maria Rodrigues Rocha
Coordenadora do Curso de Graduação em Engenharia Ambiental

Prof.ª Elisângela M. R. Rocha
Coord. CCGEAM/CT/UFPB
Mat. SIAPE 1821373

RESUMO

O Pantanal Mato-Grossense é uma das maiores planícies de inundação do mundo e faz parte da Bacia Hidrográfica do Alto Paraguai. A dinâmica de deslocamento de cheias em rios com grandes planícies de inundação é complexa devido a uma grande interação entre o canal e a planície, permitindo trocas de vazões laterais além das trocas por meio dos processos verticais como evapotranspiração e infiltração. Conhecer os processos hidrológicos de bacias com este tipo de complexidade é um desafio para o gerenciamento dos recursos hídricos. Para prever comportamentos hidrológicos de bacias hidrográficas, tem sido utilizado modelos matemáticos que simulam os processos hidrológicos para diferentes portes de eventos de chuva. Essa modelagem auxilia estudos de prevenção de enchentes, sistema de alerta de cheia, além de fornecer subsídios para melhor gerenciar os recursos hídricos para a pesca, atividade de lazer, transporte etc. Neste contexto, este trabalho tem como objetivo estimar tempos de viagem de ondas de cheia ao longo dos principais rios do Pantanal Mato-Grossense, utilizando um modelo hidrológico específico denominado SIRIPLAN, desenvolvido para rios e planícies de inundação com módulos uni e bidimensional, além do módulo de processos hidrológicos verticais. Foram definidas e simuladas três cheias de diferentes magnitudes (máxima, média e mínima) aportando isoladamente a cada rio afluente ao Pantanal, baseadas em dados observados de vazão, além de uma quarta cheia hipotética com formato de sino mas baseada na cheia máxima observada de cada rio. Os resultados mostraram uma grande influência da planície de inundação no amortecimento das vazões e nos tempos de viagem da cheia, tendo tais efeitos sido quantificados para cada tipo de cheia e ao longo de cada rio simulado. Foi constatado um comportamento predominante de aumento da magnitude da cheia implicar maior tempo de viagem da cheia, em função do efeito do amortecimento das vazões com o maior extravasamento da calha do rio. Notou-se que a interação canal-planície no Pantanal é bastante forte, pois as perdas e ganhos durante a passagem da cheia interferem no tempo de viagem. A intensidade da cheia foi mais importante para o tempo de deslocamento do que exatamente o formato do hidrograma, já que a cheia hipotética monótona teve comportamento muito semelhante ao da cheia real máxima, que apresenta vários picos secundários.

Palavras-chaves: amortecimento de cheia; planície de inundação; modelagem hidrológica.

ABSTRACT

The Pantanal Mato-Grossense is one of the largest floodplains in the world and is part of the Upper Paraguay River Basin. The dynamics of flood propagation in rivers with large floodplains is complex owing to the strong river-channel interaction, allowing lateral discharges exchanges besides the exchanges of water through vertical hydrological processes such as evapotranspiration and infiltration. Knowing the hydrological processes of basins with this type of complexity is a challenge for water resources management. For predicting river basin hydrological behavior, mathematical models that simulate the hydrological processes for rainfall events of distinct magnitude have been used. This type of modeling helps further studies concerning flood prevention, flood warning systems, and provides subsidies for better managing the water resources related with fishing, leisure activities, navigation etc. In this context, this work aims to estimate flood wave travel times for the major rivers of the Pantanal Mato-Grossense, using a specific hydrologic model named SIRIPLAN, developed for rivers with floodplains with one- and two-dimensional modules, besides the vertical water processes module. Three floods with distinct magnitudes (maximum, average and minimum) were defined and simulated for each river entering the Pantanal, based on observed discharge data, and also a fourth hypothetical flood following a bell-shape but according with the maximum observed flood of the river. Thus, different tributary flows were simulated, in which they were defined as scenarios. The results showed a great influence of the floodplain in flow dampening and in the flood travel times, and such effects were quantified for each flood type and along each simulated river reach. It was shown a prevailing behavior of enlarging the magnitude of the flood leads to increasing flood travel time, as a function of the dampening effect due to river main channel overflow. Accordingly, the main channel-floodplain interaction in Pantanal is very strong, with the loss and gains of water from channel to floodplains influences the travel time. The flood magnitude was more important to travel time than exactly the hydrograph shape, as the monotone hypothetical flood presented very similar behavior to the real maximum flood, which shows several secondary peaks of discharge.

Key words: flood dampening; floodplain; hydrological modeling

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Predominância de perda ou ganho de vazão entre os canais e as planícies nos rios que atravessam o Pantanal Mato-Grossense.	17
Figura 2 - Visão Geral do SIRIPLAN.....	20
Figura 3 - Determinação da cota de vertimento (Z_{vert}) entre uma seção do canal principal e um elemento da planície na situação de planície abaixo (a) e a cima (b) da margem do canal ($Z_{m_{can}}$ é a cota da margem do canal e $Z_{f_{plan}}$ é a cota do elemento da planície).....	22
Figura 4 - Isoietas médias mensais e precipitação média mensal dos postos pluviométricos de Cáceres, Cuiabá, Corumbá, Miranda, Coxim e Porto Murtinho.....	26
Figura 5- Precipitação e evapotranspiração do Pantanal.....	27
Figura 6 - Precipitação e vazão média mensal no rio Paraguai nos postos pluviométrico de Cáceres (a), São Francisco (b) e Porto Murtinho (c).....	28
Figura 7- Área de estudo e pontos de monitoramento.....	32
Figura 8 - Etapas metodológicas	34
Figura 9 - Rede de drenagem representada no modelo 1D com indicação das condições de contorno e pontos de controle	35
Figura 10 - Disponibilidade de dados de vazão e ocorrência de falhas nas condições de contorno	36
Figura 11 - Representação das vazões selecionadas para os cenários máximo, médio e mínimo de uma série de vazão de 20 anos.	38
Figura 12 - Hidrogramas de entrada dos cenários máximos, médios e mínimos de cada condição de contorno.....	39
Figura 13 - Exemplo de dados de entrada para uma condição de contorno para simulação no SIRIPLAN.....	40
Figura 14 - Hidrogramas de entrada do cenário hipotético de cada condição de contorno.....	41
Figura 15 - Hidrogramas nos trechos do Rio Cuiabá para os quatro cenários	44
Figura 16 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio São Lourenço para os quatro cenários	49
Figura 17 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Piquiri para os quatro cenários	52
Figura 18- Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Jauru para os quatro cenários	54
Figura 19- Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Paraguai para os quatro cenários	57
Figura 20 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Taquari para os quatro cenários	61
Figura 21- Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Taquari para os quatro cenários	65
Figura 22 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Miranda para os quatro cenários	67
Figura 23 - Tempo de viagem por trecho de rio para os cenários máximo, médio, mínimo e hipotético.	70
Figura 24 - Comparação do tempo de deslocamento de cheia entre os cenários estudados.....	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros a serem definidos em cada etapa da simulação	23
Tabela 2 – Caracterização das condições de contorno	31
Tabela 3 - Pontos de controle localizados na foz dos rios simulados	32
Tabela 4- Comprimento estimados dos rios	33
Tabela 5- Vazões de pico e vazão de recessão de cada condição de contorno.....	37
Tabela 6 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário máximo	45
Tabela 7 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário médio	46
Tabela 8 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário mínimo	47
Tabela 9 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário hipotético	48
Tabela 10- Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para o cenário máximo	49
Tabela 11 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para cenário médio	50
Tabela 12 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para cenário mínimo	50
Tabela 13 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para o cenário hipotético.....	51
Tabela 14 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário máximo	52
Tabela 15 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário médio	53
Tabela 16 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário mínimo	53
Tabela 17 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário hipotético	54
Tabela 18 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário máximo.....	55
Tabela 19 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário médio.....	55
Tabela 20 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário mínimo	56
Tabela 21 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário hipotético.....	56
Tabela 22 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário máximo	58
Tabela 23 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário médio	59
Tabela 24 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário mínimo	59
Tabela 25 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário hipotético ..	60
Tabela 26- Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário máximo	62
Tabela 27 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário médio.....	63
Tabela 28 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário mínimo	63
Tabela 29 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário hipotético....	64
Tabela 30 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário máximo	65
Tabela 31 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário médio ...	66
Tabela 32- Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário mínimo..	66
Tabela 33 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário hipotético	67
Tabela 34 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário máximo.....	68
Tabela 35 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário médio.....	68
Tabela 36 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário mínimo	69
Tabela 37 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário hipotético...	69

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
2 OBJETIVOS	14
2.1 Geral	14
2.2 Específicos	14
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
3.1 Deslocamento de cheia	14
3.2 escoamento em planície de inundação	15
3.2.1 Efeito das planícies sobre a propagação do escoamento	15
3.2.2 Interação rio-planície	16
3.2.3 Processos hidrológicos verticais	18
3.3 Modelagem hidrológica em rios com planície de inundação	18
3.3.1 Visão geral	18
3.3.2 O sistema de simulação de rios e planícies SIRIPLAN	20
3.4 Processos hidrológicos do Pantanal	23
3.4.1 Localização e relevância	23
3.4.2 Características físicas do Pantanal	24
3.4.3 Caracterização hidrológica do Pantanal	25
3.5 Simulação hidrológica do Pantanal	28
3.5.1 Breve histórico de estudos anteriores	28
3.5.2 Aplicação do SIRIPLAN	30
4 METODOLOGIA	30
4.1 Área de estudo	30
4.2 Visão geral do estudo	33
4.3 Compilação do estudo anterior de simulação hidrológica do pantanal com o SIRIPLAN	34
4.4 Definição dos cenários	36
4.4.1 Análise de vazões nas condições de contorno	36
4.4.2 Determinação de cheia seguindo formato de distribuição normal	40
4.5 Simulação hidrológica	42
4.6 Análise de propagação das cheias	42
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
5.1 Análise por rio	43
5.1.1 Rio Cuiabá	43
5.1.2 Rio São Lourenço	48
5.1.3 Rio Piquiri	51

5.1.4 Rio Jauru	54
5.1.5 Rio Paraguai	56
5.1.6 Rio Taquari	60
5.1.7 Rio Aquidauana	64
5.1.8 Rio Miranda	67
5.2 Análise integrada	70
6 CONCLUSÕES	74
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Alto Paraguai inclui partes do Brasil, Bolívia, Argentina e Paraguai apresentando uma área de cerca de 600.000 km², sendo subdividida em três regiões: o Planalto (260.000 km²), o Pantanal (140.000 km²) e o Chaco (200.000 km²). O Pantanal é um dos maiores pântanos do mundo, estando ele localizado na porção central da Bacia do Alto Paraguai (BRAVO *et al.*, 2014). Esta região é considerada uma vasta extensão de terras mal drenadas que experimentam inundações durante a estação chuvosa de janeiro a maio (ASSINE, 2005)

O Pantanal é caracterizado por estar em constante mudança das áreas inundáveis, pois na estação seca parte dessas áreas antes inundadas passam secar (MAMEDE & ALHO, 2006). Esta sazonalidade das águas entre os ciclos de cheias e secas e o longo período de armazenamento das águas condicionam a vasta biodiversidade, as paisagens, os processos bioquímicos, a oferta de nichos reprodutivos e alimentares para a fauna silvestre e a produtividade ecológica do Pantanal (PAZ, 2010), caracterizando a inundação como o fenômeno ecológico mais importante do Pantanal (MAMEDE & ALHO, 2006)

O relevo topográfico plano e o pulso de inundação sazonal do Pantanal governam fortemente o regime de fluxo do rio Paraguai e seus afluentes (BRAVO *et al.*, 2014; PAZ, 2010). Segundo Bravo *et al.* (2014), a inundação nos rios que correm pelo Pantanal é amortecida e atrasada. Os fluxos de pico ao longo dos 1.250 km do rio Paraguai, entre Cáceres (imediatamente a montante do Pantanal) e P. Murtinho (a jusante do Pantanal), por exemplo, são atrasados em 3-4 meses.

O Pantanal recebe muita influência das alterações originárias do Planalto (TUCCI, 2004; ANA *et al.*, 2004). Eventuais alterações da qualidade da água e do regime hidrológico do Planalto podem ter impactos consideráveis para a região do Pantanal. Essas alterações podem causar variações do ciclo de pulsos de cheias, como por exemplo a construção de obras hidráulicas como barragens, cujo impacto individual é pouco perceptível, mas que, em conjunto com os impactos locais de poluição, desmatamento, substituição a cobertura vegetal por áreas de pastagens, entre outros, podem provocar modificações no regime hidrológico (ALLASIA *et al.*, 2004).

Então, para prever determinados comportamentos do regime hidrológico mediante alterações antrópicas, a modelagem hidrológica tem se apresentado como uma ferramenta que representa a dinâmica do fluxo d'água, contribuindo para o seu entendimento, estudos de estimativa de vazão, níveis e áreas inundadas ao longo de um canal (BRÊDA *et al.*, 2017).

Atualmente, a utilização de modelos hidrológicos no auxílio de tomadas de decisões relacionadas ao planejamento dos recursos hídricos tem se tornado fundamental, pois a simulação permite prever comportamentos como o deslocamento da onda de cheia e estimativa de tempos de viagem. Como afirma Meyer et al. (2012), o tempo de viagem da onda de cheia entre dois pontos de interesse surge como um importante parâmetro na gestão de recursos hídricos para controle de cheias.

Deste modo, conhecer hidrológicamente como ocorre a propagação da onda da cheia, o tempo que leva para se deslocar, a intensidade e seu porte, pode beneficiar todos os usuários do recurso hídrico, como: pescadores, para o manejo de equipamentos e na decisão de trajetos e tempo de viagem; navegação, para as empresas se adequarem a logística de barcas, período de viagem e retorno; atividades de lazer e turismo, de modo que se possa programar passeios de barco e atividade de pesca esportiva; abastecimento de água, pois durante a passagem da cheia podem necessitar de ajustes no posicionamento das bombas e tubulações; proteção contra enchentes, para que a população ribeirinha possa ser alertada quanto ao dia estimado na chegada da cheia, de modo que com o auxílio da defesa civil se possa reduzir os números de desastres ambientais causados pela inundação.

Segundo SIQUEIRA *et al.* (2015), a previsão hidrológica desempenha um papel importante para a emissão de alertas contra cheias, pois possibilita que informações como o nível ou a vazão do rio sejam conhecidas com certa antecedência ao evento, quando o tempo de viagem da onda de cheia é longo entre os locais de medição e de previsão, esta técnica pode fornecer uma boa antecedência ao evento - de alguns dias ou até semanas. Logo, tais estudos são fundamentais para as populações que utilizam o recurso natural.

As planícies de inundação são áreas inundáveis anualmente, então, estudos aplicados a previsão hidrológica direcionada a conhecer a dinâmica das cheias, pode melhor direcionar as medidas a serem tomadas a fim de minimizar os impactos negativos causados pelas inundações nas áreas adjacentes a rede de drenagem.

Portanto, neste trabalho utilizou um modelo hidrológico de simulação de escoamento em planícies de inundação a fim de determinar o tempo de deslocamento da cheia dos rios localizado no Pantanal. São estudados diferentes cenários de cheias, tendo como propósito analisar a interferência da planície no escoamento da vazão e os fatores que causam a antecipação ou retardo da chegada na onda de cheia ao longo de cada trecho de rio.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Estudar por meio de modelagem hidrológica e hidrodinâmica a propagação de ondas de cheias ao longo dos rios do Pantanal Mato-Grossense.

2.2 Específicos

- ✓ Estimar o tempo de deslocamento de ondas de cheia ao longo dos rios;
- ✓ Analisar o amortecimento de ondas de cheia simuladas ao longo dos rios;
- ✓ Analisar a relação entre o tipo de cheia simulada e a propagação ao longo dos rios.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Deslocamento de cheia

Atualmente é de grande importância a compreensão e possibilidade de predição de inundações e enchentes, pois a sociedade foi se desenvolvendo ao longo das margens de rios (JARDIM *et al.*, 2017). Muitas vezes, as soluções mais eficientes para controle de cheias podem estar associadas a um melhor entendimento científico dos processos hidrológicos envolvidos na propagação de ondas de cheia em rios (DI BALDASSARRE *et al.*, 2012).

A velocidade de propagação da onda de cheia (celeridade) é um parâmetro importante em estudos hidrológicos, tais como modelagem hidrológica, sistemas de alerta ou definição da forma do hidrograma (MEYER *et al.*, 2017). Durante as ondas de cheia, o escoamento em rios e canais pode sofrer amortecimento das vazões devido à variação na capacidade de armazenamento dos rios e canais e do efeito da força dinâmica da água (SILVA *et al.*, 2009). No entanto, a velocidade de propagação da onda de cheia depende das características da seção transversal na qual está inserida (JARDIM *et al.*, 2017).

Segundo Souza *et al.* (2007), o deslocamento de ondas de cheia ao longo de rios naturais pode ser descrito por modelos relativamente complexos, como os modelos hidrodinâmicos, ou por modelos relativamente simples, como o modelo Muskingum. Para Fan *et al.* (2014), as técnicas de propagação mais utilizadas – como os métodos de onda cinemática e o método Muskingum-Cunge – são abordagens simplificadas e que não permitem representar o escoamento em rios com baixa declividade, em rios sujeitos ao efeito de remanso de

reservatórios e em estuários em que o escoamento está sujeito ao efeito da maré, pois esses modelos desprezam, entre outros, o termo do gradiente de pressão nas equações de Saint-Venant. Segundo Fan *et al.* (2014), atualmente novos trabalhos propõem a adoção dos modelos inerciais que incluem, além do termo do gradiente de pressão, o termo de inércia local.

O estudo de Fan *et al.* (2014) aplicou uma solução numérica por um esquema explícito do modelo inercial unidimensional, visando sua futura integração como módulo de propagação de vazões em modelos hidrológicos chuva-vazão. Tal estudo ainda foi comparado com outros modelos simplificados e com uma solução hidrodinâmica completa. Os resultados mostraram que o modelo inercial apresentou resultados próximos aos de um modelo hidrodinâmico completo; e melhores ou equivalentes a dois modelos simplificados também testados (Muskingum-Cunge Linear e Muskingum-Cunge-Todini não linear).

Estudos recentes vêm propondo melhorar a representatividade das características físicas das bacias hidrográficas, sendo cada vez mais comum a utilização de dados de topografia de planícies baseados em levantamentos feitos por sensoriamento remoto, como o modelo digital de elevação (MDE) (SOUZA *et al.*, 2007). O modelo HEC-RAS desenvolvido pelo *U.S. Army Corps of Engineers* (BRUNNER, 2002) foi aplicado para simular a propagação de ondas de cheia ao longo em um trecho do Rio São Francisco, entre o posto São Francisco e o reservatório de Sobradinho. Este estudo foi utilizado como base de dados das seções transversais disponíveis no banco de dados da ANA e dados de topografia do terreno adjacente obtida do MDE do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e mostrou um bom resultado nos tempos de deslocamento de cheia calculadas em comparação com os tempos observados. Porém, dos 10 eventos simulados, 8 apresentaram antecipação no tempo de viagem da cheia. Para os autores, entretanto, a calibração de rugosidade tanto para a calha principal como para as várzeas, possivelmente auxilia no ajuste do tempo de deslocamento da onda de cheia, por ser a vazão bastante sensível à alteração destes parâmetros.

3.2 Escoamento em planície de inundação

3.2.1 Efeito das planícies sobre a propagação do escoamento

As bacias hidrográficas que possuem junto a sua rede de drenagem planícies de inundação possuem um grande fator de interferência no escoamento, pois as planícies têm um poder considerável de amortecimento da vazão, além de reduzir a velocidade de cheias vindas do planalto (Tucci, 2004).

Os processos de transbordamento da água do canal para a planície, os efeitos de armazenamento da vazão e o surgimento de novos fluxos independentes governam a propagação de onda de cheia ao longo do rio, de mesmo modo que movem funcionamento de todo o ecossistema, influenciando processos ecológicos, biológicos, químicos e físicos (PAZ *et al.*, 2006; PAZ, 2010). Tais processos atrasam o escoamento que passa pelas várzeas e aumentando perdas por evapotranspiração (HAMILTON *et al.*, 2002).

Nos sistemas de drenagem mais completos formados por redes de rios ramificados, situadas em áreas bastante planas, as contribuições dos afluentes podem influenciar como o evento de cheia inunda e se propaga na planície e, conforme a contribuição de cada efluente, pode-se antecipar ou retardar o tempo em relação a onda de cheia propagada à montante ao longo do rio principal (PAZ, 2010).

A planície de inundação apresenta rugosidade e topografia complexas relativamente ao canal principal (PAZ, 2010). Com a inundação da planície, o escoamento segue com velocidades diferentes entre a parcela que escoo no canal (maior velocidade) e a parcela que escoo na planície (menor velocidade). Logo, as planícies de inundação interferem diretamente no tempo de permanência da água, sendo ela a responsável por ditar o tempo com que os processos de transformação biogeoquímicos podem atuar nos volumes de água presentes na área (FLEISCHMANN, 2017).

Um fator relevante é em relação a assimetria dos hidrogramas após a passagem da onda de cheia pela planície de inundação. Segundo Fleischmann (2017), os hidrogramas que apresentam deslocamento de cheias em planícies de inundação possuem assimetria negativa, onde a ascensão é mais lenta que a recessão, ao contrário dos hidrogramas típicos. Segundo o autor, em áreas sem a presença de planície de inundação os hidrogramas apresentam ser ligeiramente inclinados positivamente e, ao mesmo tempo, a celeridade da onda de inundação aumenta com a descarga. Para os hidrogramas em rios com planície de inundação, ocorre simetria negativa, devido à celeridade diminuir continuamente com a descarga de altos fluxos.

3.2.2 Interação rio-planície

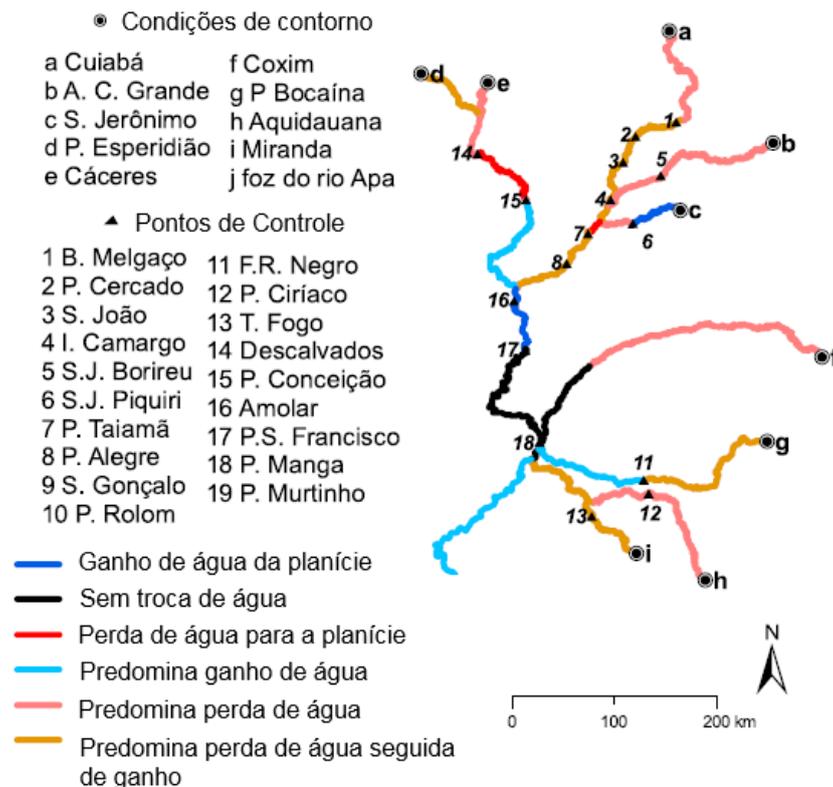
Os escoamentos no canal principal e na planície podem se interagir, a depender do porte do evento. Em situações de pequenas vazões escoadas, a seção transversal do escoamento é definida pelas margens do canal. E para os eventos de maior intensidade ocorre o aumento do nível da água acima das margens do canal e há o extravasamento do escoamento para a planície (PAZ, 2010). Os sistemas de drenagem mais complexos, formados por redes de rios bem

ramificados, podem interferir na forma em que a cheia inunda a planície, e na sua forma de propagação, pois o escoamento não seguirá os caminhos preferenciais (PAZ, 2010).

Ao longo do escoamento na planície de inundação, as trocas de água entre a planície e o canal são comuns, apesar de existir caminhos preferenciais para o escoamento. Volumes de água que escoam por caminhos secundários podem convergir novamente para o canal em pontos mais a jusante (BRAVO *et al.*, 2005).

Em um estudo de propagação de escoamento ao longo do canal principal e da planície de inundação no Pantanal, PAZ *et al.* (2014) mostraram que para determinados trechos dos rios há uma maior tendência de perdas ou ganho de vazão para a planície de inundação (Figura 1). E em alguns trechos predominam a perda de água seguida de um ganho, o que mostra a interação forte entre o canal e a planície naquela região.

Figura 1 - Predominância de perda ou ganho de vazão entre os canais e as planícies nos rios que atravessam o Pantanal Mato-Grossense.



Fonte: Paz et al. (2014)

Além dos ganhos e perdas entre a planície e o canal principal, o escoamento nas planícies de inundação acarreta derivação de escoamento da calha principal do rio para a planície, caracterizado pela criação de novos canais e pelo preenchimento de canais

abandonados (PAZ, 2010). Nesse estágio a água flui de modo complexo pelas planícies, com caminhos variando entre as diferentes épocas do ano (FLEISCHMANN, 2017).

Esse comportamento de mudança de fluxo do escoamento foi apresentado no estudo de Assine (2005), mostrando que em meados dos anos 70 o curso do rio Taquari não migrou lateralmente pela planície, mas mudou bruscamente seu curso, abandonando seu antigo canal, de modo que muitos tributários secundários gradualmente desapareceram a jusante. Para o autor, essas mudanças correspondem a uma resposta natural do sistema para acomodar o fornecimento de sedimentos provenientes da área de captação, pois os fluxos excessivos de sedimentação têm causado lacunas erodidas nos diques naturais. Apesar da avulsão e do deslocamento serem processos sedimentares naturais, eles estão acelerados pela ocupação humana devido a atividades como desmatamento e atividades agrícolas nos planaltos circundantes, aumento da erosão e entrada de sedimentos na planície. E, como consequência, a paisagem está mudando muito rapidamente, porque os processos sedimentares no aluvião tendem a ocorrer em um ritmo mais rápido (ASSINE & SOARES, 2004).

3.2.3 Processos hidrológicos verticais

Os processos verticais de precipitação, evapotranspiração e infiltração do solo podem influenciar o armazenamento e movimentação da água sobre a planície de inundação (PAZ *et al.*, 2014). Devido à retenção de água nos lagos formada após a passagem da cheia, em alguns casos, o volume armazenado é perdido por evapotranspiração e infiltração no solo (PAZ, 2010). Segundo Fleischmann (2017), as grandes taxas de evapotranspiração nas áreas inundáveis podem alterar diretamente os fluxos sazonais de água.

Em estudo de modelagem hidrológica no Pantanal, Paz *et al.* (2014) mostraram que os processos de chuva local, evapotranspiração e infiltração são bastantes influentes nos volumes de água que atingem o rio. Segundo os autores, os processos verticais estão diretamente relacionados ao volume de água recebido das planícies adjacentes. Ou seja, há uma influência mais forte desses processos quando há um ganho de água da planície de inundação para o canal.

3.3 Modelagem hidrológica em rios com planície de inundação

3.3.1 Visão geral

Os avanços computacionais têm permitido o desenvolvimento de técnicas de modelagem hidrológica que agregam uma representação coerente dos processos verticais, bem

como a hidrodinâmica existente tanto nos rios como nas áreas inundáveis (FLEISCHMANN, 2017).

Atualmente, os modelos mais comuns aplicados a planícies de inundação são os modelos de propagação unidimensional (1D), como os modelos de difusão ou hidrodinâmicos, sendo também utilizados os modelos de células de armazenamento. Tais modelos permitem simular o efeito do retardo e amortecimento da onda cheias, sendo possível gerar mapas de inundação (PAZ *et al.* 2010). No entanto, os modelos 1D não representam padrões espaço-temporais de inundação sobre a planície, devido assumir que o escoamento ocorre apenas em sentido longitudinal.

Os modelos hidrodinâmicos bidimensionais (2D) e tridimensionais (3D) também podem ser utilizados para simular inundações na planície de inundação. Tais abordagens permitem uma melhor representação espacial e muito mais detalhada do sistema canal planície que em comparação com os métodos 1D, incluindo uma representação contínua da topografia, e melhor representando o extravasamento do canal para a planície (PAZ, 2010). Porém, as aplicações desses modelos muitas vezes tornam-se inviáveis por apresentar problemas numéricos devido à complexidade da topografia da planície, como degraus e declividades locais acentuadas, profundidades pequenas, processos de secagem/inundação, dificuldade de compatibilizar discretização do canal e da planície (BEFFA & CONNELL, 2001).

Conhecendo as limitações de cada modelo, tem sido bastante utilizadas combinações de modelos, usufruindo os benefícios da representação bidimensional para as características físicas e do escoamento em planície, mais comumente utilizado o modelo 2D do tipo raster, mas sem dispensar o escoamento da calha de forma unidimensional (PAZ, 2010).

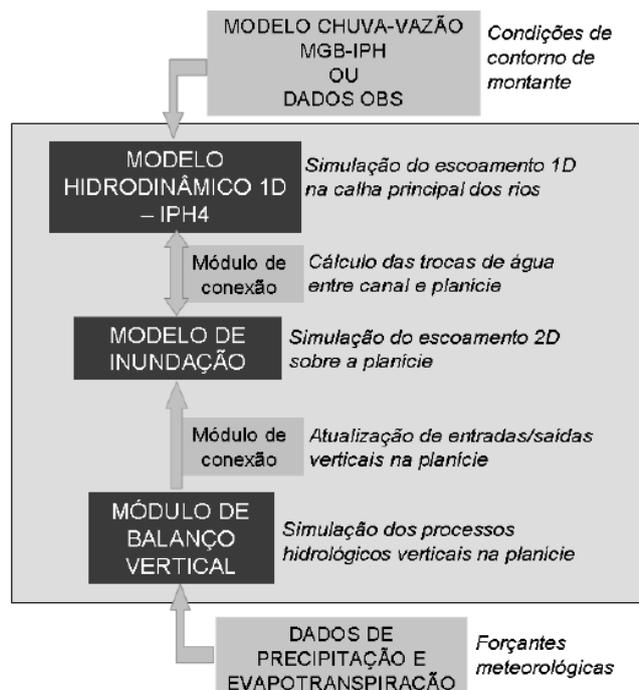
A cada dia surgem novos modelos hidrológicos que permitem simular o comportamento das planícies de inundação. Em um estudo de modelagem hidrológica aplicado à bacia amazônica, utilizando o modelo numérico de rastreamento hidrológico (HTM) proposto por Sorribas *et al.* (2017) acoplado ao modelo hidrológico distribuído MGB-IPH, permitiu identificar as trocas de água entre o canal e a planície de inundação, tempo de viagem e composição da Bacia Amazônica. Tal estudo demonstrou que o tempo de viagem das águas na rede de canais principais da bacia é em torno de 45-60 dias e nas planícies centrais esse tempo cai para 30 dias. Segundo Sorribas *et al.* (2017), por meio do modelo HTM foi possível estimar o tempo de residência das águas na bacia Amazônica, em que 80% da água não escoou pela planície de inundação. E por outro lado, 20% das águas são trocadas entre rio-planície, concluindo que o efeito das planícies de inundação pode aumentar o tempo de residência das águas na bacia amazônica, para mais de 300 dias.

3.3.2 O sistema de simulação de rios e planícies SIRIPLAN

Visão geral

O sistema de simulação de rios e planícies de inundação – SIRIPLAN, foi desenvolvido por Paz (2010) e consiste na combinação de um modelo de escoamento 1D para o canal principal e um modelo do tipo raster (2D) para a simulação de inundação da planície. Junto a essa combinação são utilizados dois módulos: um para representar o balanço hídrico vertical da planície (precipitação, evapotranspiração e infiltração) e um outro módulo de conexão que faz as trocas de vazão entre a planície e o canal (Figura 2) (PAZ, 2010).

Figura 2 - Visão Geral do SIRIPLAN



Fonte: Paz (2010)

Principais módulos

O sistema de modelagem SIRIPLAN apresenta quatro módulos acoplados: (1) modelo hidrodinâmico 1D, (2) um modelo de planície de inundação 2D, (3) um módulo dos processos hidrológicos verticais e (4) um módulo de conexão entre canal e planície (Paz *et al.*, 2014).

O primeiro módulo simula o escoamento no canal principal do rio através do modelo hidrodinâmico unidimensional IPH4 (TUCCI, 1998). Segundo Paz *et al.* (2010), este modelo resolve as equações completas de Saint Venant. As vazões trocadas com a planície são tratadas

como contribuição lateral na equação da continuidade e o escoamento simulado nesse módulo se restringe a apenas o escoamento no canal principal (PAZ *et al.*, 2010).

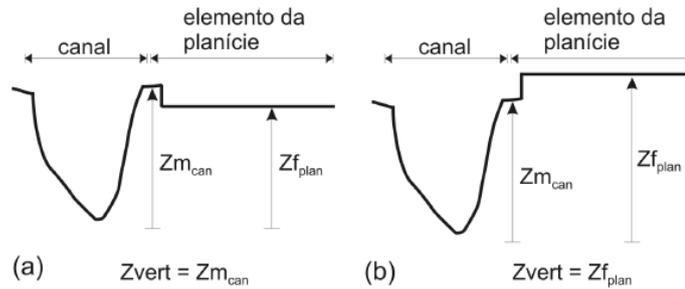
O segundo módulo simula o escoamento na planície de inundação. Neste módulo, o SIRIPLAN se baseia nas formulações do modelo LISFLOOD-FP (BATES e DE ROO, 2000; HORRIT e BATES, 2001), com adequações quanto as trocas de água entre os elementos da planície e entre planície e canal principal, armazenamento de água no solo e com os processos verticais. A planície é discretizada em elementos retangulares interconectados, havendo trocas de vazões entre os vizinhos e entre alguns elementos do canal principal, havendo variação de volume ao longo do tempo. A variação desse volume corresponde ao somatório das vazões trocadas entre os vizinhos somada ao balanço vertical de entrada/saída e ao fluxo de água do reservatório do solo (PAZ, 2010). Assim como no módulo 1, o escoamento sobre a planície segue de forma independente do escoamento do canal, e mesmo durante as cheias o modelo 1D continua simulando apenas o escoamento ao longo dos canais principais, contabilizando as vazões trocadas com a planície sobre a forma de vazões laterais (PAZ *et al.*, 2010).

O terceiro módulo simula os processos verticais existentes na planície de inundação, considerando a precipitação, infiltração e evapotranspiração. A precipitação é fornecida ao modelo em forma de lâmina de água a cada passo de tempo (diário, por exemplo) e para cada elemento da planície. A evapotranspiração potencial (ET_{pot}) no modelo é variável no tempo e espaço, podendo-se optar por considerar a evapotranspiração potencial variável a cada passo de tempo e para cada elemento da planície ou adotar valores médio mensais em cada elemento. Quando há lâmina de água sobre a superfície do elemento a evapotranspiração real (ET_{real}) ocorre na taxa máxima igual ao valor potencial fornecido como dado de entrada, mas quando não há lâmina d'água ocorre a evapotranspiração da água armazenada no reservatório do solo, mas segundo uma taxa inferior a potencial, sendo calculada linearmente proporcional ao volume de água no reservatório. O processo de infiltração é simulado considerando a existência de um reservatório abaixo de cada elemento da planície, cujo enchimento e esvaziamento do reservatório do solo ocorre segundo um balanço de todos os aportes e saídas de água do elemento.

O quarto módulo simula as trocas de água entre o canal e a planície. As trocas podem ocorrer para todas as seções transversais dos canais principais e para os elementos da planície conectados a elas, de modo que são determinadas em função da diferença de nível de água entre os sistemas. A cota de vertimento (Z_{vert}) representa o maior obstáculo que precisa ser vencido para permitir a conexão entre o canal e a planície (Figura 3). Para determina a troca de vazão

são utilizadas equações de vertedor simples ou afogado, sendo a condição de haver fluxo determinada pela comparação entre a cota da água do canal, na planície e no vertimento.

Figura 3 - Determinação da cota de vertimento (Z_{vert}) entre uma seção do canal principal e um elemento da planície na situação de planície abaixo (a) e a cima (b) da margem do canal ($Z_{m_{can}}$ é a cota da margem do canal e $Z_{f_{plan}}$ é a cota do elemento da planície)



Fonte: Paz (2010)

Dados de entrada e preparação dos dados

O SIRIPLAN requer a preparação de diversos dados de entrada de diferentes tipos e formatos. Para a modelagem hidráulica 1D, dos canais principais, são necessários dados relativos à discretização dos canais em trechos, comprimentos e declividades dos trechos, seções transversais, parâmetros, condição de contorno e condições iniciais. Para o modelo raster 2D de planície é necessário um modelo digital de elevação para representação da topografia da planície, parâmetros e condições iniciais. Para este caso, as condições de contorno dos elementos da planície são consideradas todas do tipo fechada, considerando-as de fluxo nulo. Para a conexão canal – planície, módulo 3, são necessárias quatro operações: (1) apresentação dos canais de drenagem em formato raster; (2) locação das seções transversais na planície; (3) definição dos elementos da planície conectados aos canais e (4) definição da topografia completa do sistema simulado. E para a simulação do quarto módulo, a preparação dos dados de evapotranspiração pode ser feita mediante a escolha dos dados disponíveis, podendo tomar valores de evapotranspiração que variam no espaço e a cada passo de tempo ou adotar valores médios mensais constantes para todos os elementos da planície.

Parâmetros dos modelos

Para cada etapa a simulação existem parâmetros para serem definidos (Tabela 1).

Tabela 1 - Parâmetros a serem definidos em cada etapa da simulação

Canais principais	Planície de inundação	Ligação Planície - Canal
Coefficiente de rugosidade de Manning	Coefficiente de rugosidade de Manning (n_{plan})	Largura do vertedor
Coefficiente de Boussinesp	Dimensões dos canais de trocas entre elementos de largura e comprimento do canal (L_{can} , B_{can})	Coefficientes de vertedor
Coefficiente de perda de carga nas confluências	Combinações dos parâmetros n_{plan} , L_{can} , B_{can}	-

Fonte: Adaptado de Paz (2010)

Aplicação

O modelo hidrológico SIRIPLAN foi desenvolvido, aplicado e validado para a simulação da Bacia do Alto Paraguai. Foi obtido bom resultado na simulação de representação do regime hidrológico e dos pulsos de inundação em rios com grandes planícies de inundação e com escassez de dados, destacando a capacidade de representar o grande volume de água trocada entre os canais principais e a planície (PAZ *et al.*, 2010).

3.4 Processos hidrológicos do Pantanal

3.4.1 Localização e relevância

O Pantanal é uma das maiores planícies sujeitas a inundações periódicas do globo, localizado na região central da América do Sul, englobando principalmente áreas dos estados brasileiros do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, além de áreas da Bolívia e do Paraguai (PEREIRA *et al.*, 2012).

O Pantanal foi reconhecido como Reserva da Biosfera Mundial pela Organização das Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura – UNESCO, no dia 9 de novembro de 2000, seguindo proposta apresentada pelo Ministério do Meio Ambiente – MMA, abarcando quatro biomas sul-americanos representados em seu interior: cerrado, em 60% da área; Floresta Amazônica, Mata Atlântica e Chaco (ANA *et al.*, 2004). Esta área inundável revela a grande influência biogeográfica dos biomas vizinhos, ocasionando uma grande interferência no fluxo hidrológico, pois as nascentes dos rios que formam o Pantanal têm sua origem no planalto, com

domínio do bioma Cerrado (ANA *et al.*, 2004). No entanto, as interferências no fluxo dessas áreas sazonalmente inundáveis são essenciais para a função do sistema do Pantanal, criando nichos reprodutivos e alimentares para a biodiversidade regional (ANA *et al.*, 2004).

A biodiversidade de Pantanal é abundante e engloba cerca de 1.863 espécies de planta fanerógamas, 263 espécies de peixes, 85 espécies de répteis, 35 espécies de anfíbios, 444 espécies de aves, e 132 espécies de mamíferos (ANA *et al.*, 2004). No ambiente pantaneiro ainda há uma grande presença da avifauna, em especial aves aquáticas, que se agregam em torno de recursos sazonais alimentares ou reprodutivos, formando, em muitos casos, grandes ninhais (ANA *et al.*, 2004).

Devido ao Pantanal estar localizado em uma faixa de contato e de grande interação entre ecossistemas terrestres e aquáticos, é considerado um espaço de tensão ecológica e de grande importância socioeconômica (PEREIRA *et al.*, 2012). Um fator que vêm ameaçando a integridade das planícies alagáveis são as interferências antrópicas. A partir da década de 1970, a bacia do Alto Paraguai vem registrando expressivo desenvolvimento socioeconômico, especialmente no planalto, por causa do intenso uso e ocupação do solo, com suas consequências ambientais (ANA *et al.*, 2004; TUCCI, 2004). Tem-se cada vez mais presente atividades impactantes como: a disputa por terra; o desmatamento; a queimada; a poluição hídrica (advinda do planalto); o aumento da erosão e carga sedimentar (assoreamento dos rios); o turismo desordenado; somados às atividades de pesca e caça predatória; as ameaças de instalações de Pequenas Centrais Elétricas e hidrovias, dentre outras ações (SILVA & JABER-SILVA, 2015).

3.4.2 Características físicas do Pantanal

O Pantanal é uma bacia sedimentar ativa preenchida com uma sequência espessa de sedimentos quaternários, apresentando um solo pobre (ASSINE & SOARES, 2004), em que cerca de 92% dos solos são hidromórficos, com textura predominantemente arenosa (65,8%), de baixa fertilidade (MORAIS *et al.*, 2000). O clima deste bioma é tropical, apresentando temperatura média anual do ar de 25,5°C, com média das mínimas de 20°C, nos meses de inverno e média das máximas de 32°C, no verão. A umidade relativa média anual é de 82%, oscilando de 75% a 86%, com valores acima de 80% de dezembro a julho e, nos meses restantes, girando em torno de 75% (MORAIS *et al.*, 2000).

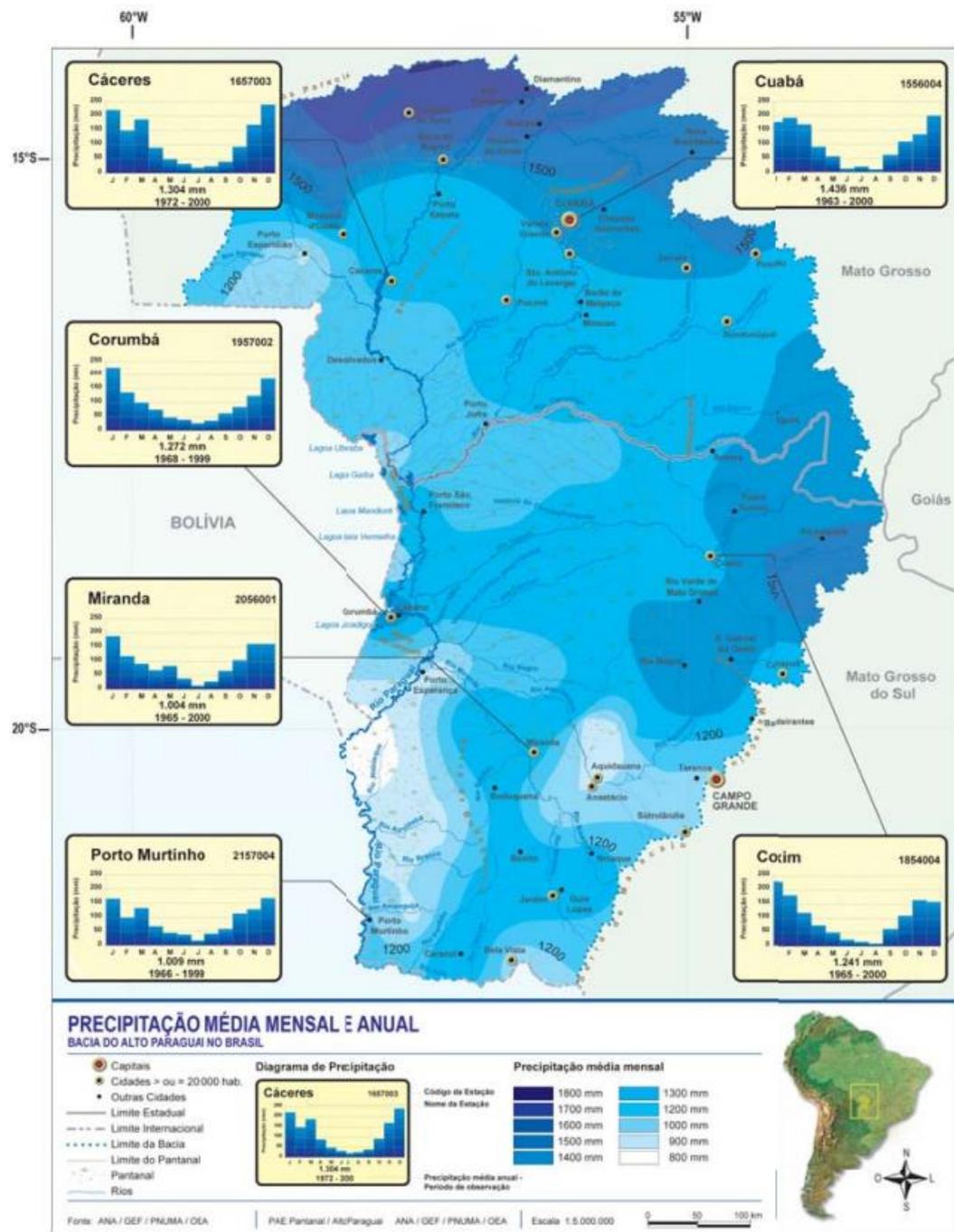
Segundo os referidos autores, a altitude média da planície pantaneira é de 120 m, variando de 80 a 150 m, e a declividade é de 2,5 a 5,0 cm/km de norte a sul e, de 10 a 20 cm/km,

de leste a oeste. A baixa declividade associada às chuvas periódicas que caem na Bacia do Alto Paraguai dificultam o escoamento das águas, causando inundações periódicas anuais e determinando uma variação entre anos, em que se verificam alternância de períodos plurianuais mais secos ou mais chuvosos (MOURÃO *et al.*, 2002).

3.4.3 Caracterização hidrológica do Pantanal

Segundo Pereira *et al.* (2012), o regime pluviométrico no Pantanal apresenta duas estações bem definidas: uma chuvosa que ocorre entre os meses de outubro e março; e outra seca, entre abril e setembro. A precipitação média anual varia entre 800 a 1.200 mm, apresentando o trimestre mais chuvoso os meses de dezembro a fevereiro, sendo o mês janeiro o de maior índice pluvial e, o mês de julho, o mais seco (MORAIS *et al.*, 2000). A precipitação é mais intensa nas terras altas do norte do que no sul (ANA *et al.*, 2004; MAMEDE & ALHO, 2006; TUCCI, 2004), como mostra a Figura 4.

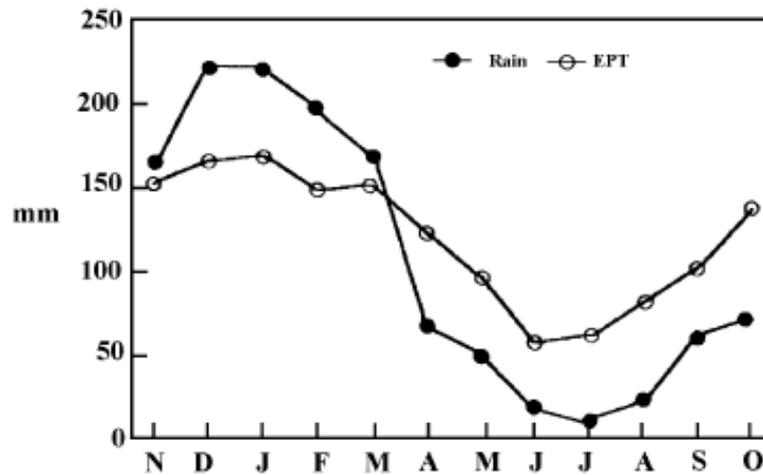
Figura 4 - Isoietas médias mensais e precipitação média mensal dos postos pluviométricos de Cáceres, Cuiabá, Corumbá, Miranda, Coxim e Porto Murtinho.



Fonte: ANA et al., 2004

Apesar das maiores precipitações ao norte, o balanço hídrico do Pantanal é desequilibrado (Figura 5), pois a evapotranspiração potencial é superior à precipitação média do Pantanal (TUCCI, 2004).

Figura 5- Precipitação e evapotranspiração do Pantanal

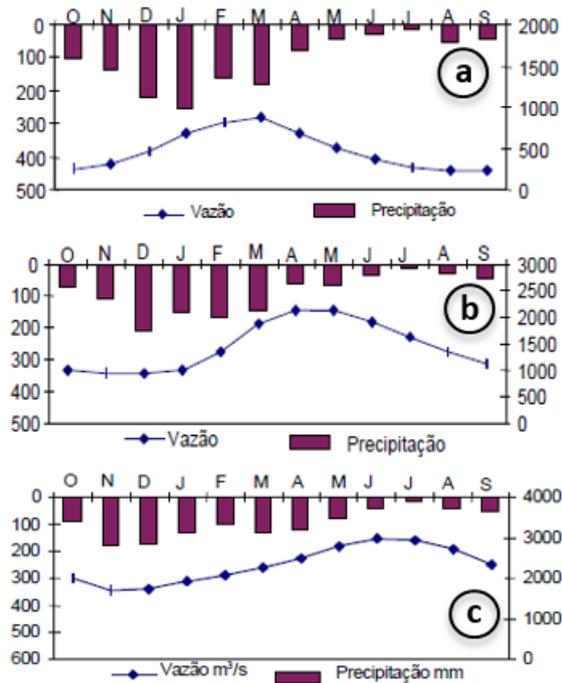


Fonte: Hamilton et al. (1995) apud Tucci (2004)

A superfície de inundação na região varia de 11.000 a 110.000 km², dependendo do ano, com uma média histórica de 53.000 km² (MOURÃO *et al.*, 2002). Tais áreas alagáveis podem ser áreas permanentemente alagadas, composta pelas lagoas, alimentadas por cursos d'água de diferentes tamanhos e lagoas conectadas por canais temporários e as áreas temporariamente alagadas por contribuição de cursos d'água de diferentes tamanhos e por água de chuva, onde a drenagem é deficiente (MOURÃO *et al.*, 2002).

A velocidade de escoamento no Rio Paraguai é pequena, devidos à pequena declividade, o que reduz a capacidade de escoamento fluvial, podendo em alguns trechos ter defasagens de três meses (TUCCI, 2004), como mostra a Figura 6.

Figura 6 - Precipitação e vazão média mensal no rio Paraguai nos postos pluviométrico de Cáceres (a), São Francisco (b) e Porto Murtinho (c).



Fonte: Tucci (2004)

Durante as enchentes o Pantanal tem capacidade de escoamento menor que o Planalto e de acordo com a magnitude do evento são atingidas áreas com maior ou menor extensão, podendo haver o extravasamento do volume de água para o leito maior (TUCCI, 2004). No período de estiagem não ocorre transbordamento da calha, mas existe uma parcela de contribuição subterrânea da percolação do Pantanal, mantendo os níveis dos lagos.

3.5 Simulação hidrológica do Pantanal

3.5.1 Breve histórico de estudos anteriores

Em relação aos modelos hidrológicos mais recentes aplicados ao Pantanal, Allasia *et al.* (2006) aplicaram em algumas bacias hidrográficas na América do Sul, incluindo a Bacia do Alto Paraguai, o modelo desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul denominado MGB-IPH. O estudo teve como objetivo realizar previsões de vazões, no entanto, não foram alcançados resultados satisfatórios.

O estudo usando integração de modelo hidrodinâmico 1D para a calha principal e modelo tipo raster para a planície, em um ambiente de SIG, foram aplicados por Paz *et al.* (2006) a fim de entender o comportamento hidrológico do Rio Aquidauana, cujo o modelo

hidrodinâmico unidimensional utilizado foi o IPH4, desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IPH-UFRGS). Os hidrogramas calculados conseguiram representar o abatimento da vazão entre os trechos de Aquidauana (ponto de montante) e Porto Círiaco (ponto de jusante). A pesquisa ainda permitiu simular as trocas de vazão lateral no trecho do rio, apresentando resultados bem representativos.

Collischonn *et al.* (2007) avaliaram as estimativas de precipitação do satélite TRMM sobre a bacia do Alto Paraguai até Descalvados, verificando se estas estimativas fornecem boa resposta tanto em termos médios sobre a bacia quanto em termos de campos de precipitação. O estudo mostrou que as estimativas de precipitação fornecidas pelo satélite TRMM foram consistentes, de modo que elas conseguiram reproduzir com bastante fidelidade o regime de chuvas da bacia do Alto Paraguai até Descalvados, sendo bem representadas as variações sazonais da chuva. Em alguns casos, sub- ou superestimam a precipitação de forma pontual, mas, quando ponderados sobre a bacia, apresentam resultados muito similares àqueles obtidos por interpolação de pluviômetros. Para os autores, as estimativas do TRMM podem ser uma fonte alternativa de dados em caso de escassez de informação.

O estudo desenvolvido por Bravo *et al.* (2012) apresenta uma modelagem detalhada dos processos de escoamento e vazão ao longo da Bacia do Alto Paraguai, sendo aplicado um modelo conceitual com duas componentes principais: (1) simulação da bacia hidrográfica e parte dos afluentes do rio Paraguai por meio do modelo hidrológico distribuído em larga escala MGB-IPH; e (2) simulação da rede de drenagem principal, com o modelo hidrodinâmico 1D. O estudo demonstrou que a modelagem hidrológica – hidráulica apresentou bons resultados na simulação de transformação chuva-vazão e propagação de vazões ao longo da bacia, ampliando o estudo anterior de Paz (2010).

Mais recentemente, Paz *et al.* (2014) analisaram a influência do balanço hídrico vertical na modelagem do Pantanal. Nesse estudo, a área foi simulada usando os modelos 1D e 2D, uma abordagem de modelo acoplado, que também considera a representação de processos verticais de água sobre a planície de inundação. Os resultados mostraram que o efeito dos cenários verticais dos processos hídricos no fluxo do canal é diretamente dependente da troca lateral de água entre o canal e a planície de inundação no rio à montante. Apresentando uma influência mais forte quando há um ganho de água da planície de inundação para o canal. Segundo Paz *et al.* (2014), a inclusão destes processos verticais de água em modelagem de várzea foi essencial para representar o processo de inundação e secagem de áreas não diretamente conectadas aos canais principais.

3.5.2 Aplicação do SIRIPLAN

O modelo hidrológico SIRIPLAN foi aplicado na Bacia do Alto Paraguai no período de set/1995 a dez/2006, abrangendo uma área total de 3.965km de canais e 219.514 km² de planície (PAZ *et al.*, 2010). O modelo teve como objetivo representar os padrões espaço-temporais de inundação na planície, escoamento na planície, o regime de vazões na calha do rio, as trocas laterais de água canal-planície e os processos verticais de precipitação e evapotranspiração da planície.

A simulação foi feita em quatro etapas considerando o escoamento em canais e em planície, as trocas de vazão entre canal-planície e os processos verticais, sendo adotadas em cada etapa parâmetros para o melhor ajuste do modelo. Como dados de entrada para a simulação foram consideradas (1) as características físicas da planície, (2) a topologia e as (3) forçantes e condições iniciais. O terceiro dado de entrada corresponde aos dados de precipitação e evapotranspiração e as condições de contorno nas extremidades da rede de drenagem, que seriam as forçantes, e as condições iniciais em termos de lâmina de água nos elementos da planície, nível e vazão das seções do canal.

Segundo Paz et al. (2011), o modelo representou de forma satisfatória o regime de fluxo ao longo dos principais canais do rio Paraguai e seus afluentes, permitindo analisar o regime de vazões, a variação de nível d'água nos canais de drenagem e os padrões de inundação em termos de manchas de inundação e áreas inundadas, com estimativas de área inundada variando entre 35 000 e 45 000 km² no período de seca e variando de 100.000 a 126.000 km² no período chuvoso.

4 METODOLOGIA

4.1 Área de estudo

A área de estudo compreende o Pantanal Mato-Grossense, contido na maior planície inundável contínua da América do Sul, com cerca de 140.000 km² em território brasileiro (MOURÃO *et al.*, 2002). Esta área corresponde a uma grande planície da bacia do alto rio Paraguai (BAP) e é caracterizada por baixas altitudes e baixos gradientes topográficos (ASSINE, 2004). Neste estudo foram consideradas 9 condições de contorno, em que cada uma corresponde a área de drenagem das sub-bacias contribuintes do planalto (Tabela 2), segundo o estudo de Paz (2010).

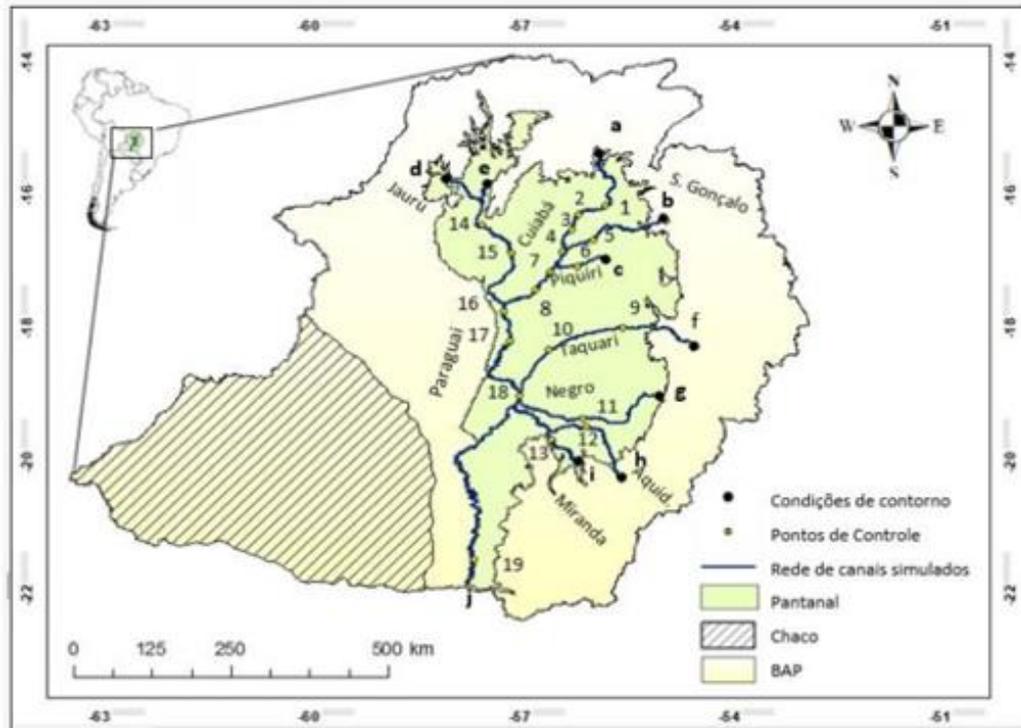
Tabela 2 – Caracterização das condições de contorno

Postos fluviométricos que define a condição de contorno		Rio	Área de Drenagem (km ²)
Código	Nome		
(a) 66260001	Cuiabá	Cuiabá	24.668
(b) 66460000	Acima do Córrego	São Lourenço	23.327
(c) 66600000	São Jerônimo	Piquiri	9.215
(d) 66072000	Porto Espiridião	Jauru	6.221
(e) 66070004	Cáceres	Paraguai	32.574
(f) 66870000	Coxim	Taquari	28.688
(g) 66886000	Perto Bocaína	Negro	2.807
(h) 66945000	Aquidauana	Aquidauana	15.35
(i) 66910000	Miranda	Miranda	15.35

Fonte: Adaptado de Paz (2010)

Foram definidos para a análise das cheias 23 pontos. Desses, 18 correspondem a postos fluviométricos e 5 pontos correspondem às últimas seções dos rios a montante de confluências (Figura 7 e Tabela 3).

Figura 7- Área de estudo e pontos de monitoramento



CONDIÇÕES DE CONTORNO
 a 66260001 Cuiabá
 B 66460000 A. C. Grande
 c 66072000 S. Jerônimo
 d 66070004 P. Espiridião
 e 66600000 Cáceres
 f 66870000 Coxim
 g 66886000 P. Bocaína
 h 66945000 Aquidauana
 i 66910000 Miranda
 j ————— jus. Rio Apa

PONTOS DE CONTROLE
 1 66280000 B. Melgaço
 2 66340000 P. Cercado
 3 66360000 S. João
 4 66370000 I. Camargo
 5 66470000 S. José do Borireu
 6 66650000 S. José Piquiri
 7 66710000 P. Taiamã
 8 66750000 P. Alegre
 9 66880000 S. Gonçalo

10 66885000 P. Rolom
 12 66950000 P. Ciríaco
 13 66920000 T. Fogo
 14 66090000 Descalvados
 15 66120000 P. Conceição
 16 68000000 Amolar
 17 66810000 S. Francisco
 18 66895000 P. Manga
 19 67100000 P. Murtinho

Fonte: Adaptado de Paz (2010)

Tabela 3 - Pontos de controle localizados na foz dos rios simulados

Nome	Rio
Jus. Rio São Lourenço	São Lourenço
Jus. Rio Cuiabá	Cuiabá
Jus. Rio Taquari	Taquari
Jus. Rio Aquidauana	Aquidauana
Jus. Rio Miranda	Miranda

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O rio Paraguai é o rio tronco do sistema hidrográfico, coletando as águas de todos os rios que drenam os planaltos circunvizinhos e chegam à planície do Pantanal (CORRADINI & ASSINE, 2012). Esta rede de drenagem, com cerca de 3966 km (Tabela 4), é composta pelos rios Cuiabá, São Lourenço, Piquiri, Jauru, Paraguai, Taquari, Negro, Aquidauana e Miranda, sendo o Rio Cuiabá um dos maiores contribuintes.

Tabela 4- Comprimento estimados dos rios

Rio	Comprimento (km)
Cuiabá	592
São Lourenço	336
Piquiri	144
Jauru	143
Taquari	450
Negro	390
Aquidauana	340
Miranda	321
Paraguai	1250

Fonte: Adaptado de Paz (2010)

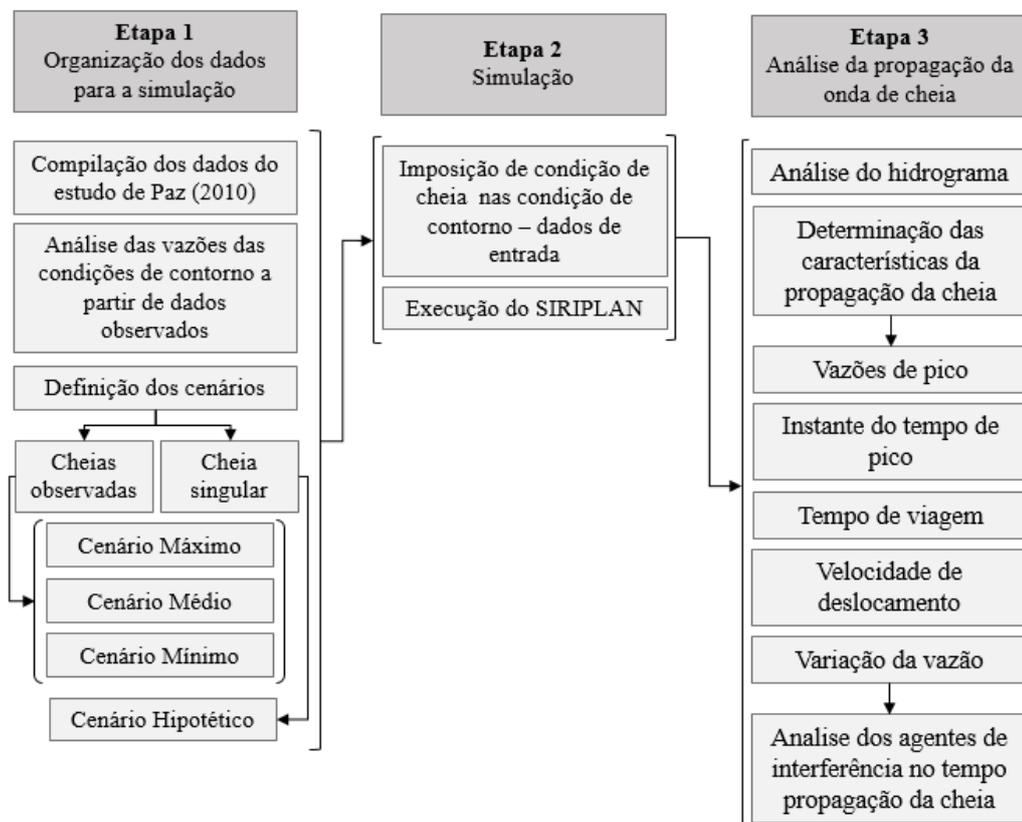
O Pantanal apresenta uma vasta extensão de terras baixas mal drenadas que sofrem inundações mensais a cada ano durante a estação chuvosa (ASSINE, 2005). As oscilações entre enchente e seca são essenciais para controlar a riqueza, a diversidade e a produção pesqueira em rios com grandes planícies, criando as zonas de transição aquáticas/terrestres, que propiciam fontes alimentares ricas e diversificadas (RESENDE, 2008).

4.2 Visão geral do estudo

Este trabalho é composto por três principais etapas (Figura 8). Inicialmente foram analisados dados da pesquisa de Paz (2010), que utiliza o modelo SIRIPLAN aplicado à planície do Pantanal Mato-grossense. Nesta etapa verificou-se os parâmetros utilizados e as particularidades para o funcionamento do modelo e, em seguida, foram analisadas as vazões diárias das condições de contorno a partir de dados observados, verificando os dias de ocorrências das vazões de pico e de recessão de acordo o ano hidrológico. Por fim, foram definidos os cenários, sendo 3 embasados em cheias observadas e 1 embasado em uma cheia singular, ou seja, uma cheia hipotética.

A segunda etapa correspondeu à simulação hidrológica propriamente. Inicialmente, foi imposta a cada condição de contorno (montate) uma cheia de acordo com os cenários definidos na etapa anterior e, após a organização dos dados de entrada, foi utilizado o modelo hidrológico SIRIPLAN. A terceira etapa correspondeu a análise de propagação da onda de cheia, mediante a inspeção visual do hidrograma e pela determinação de 5 características da propagação da onda de cheia, como mostra a (Figura 8), analisando os agentes interferentes no tempo de propagação da cheia.

Figura 8 - Etapas metodológicas



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

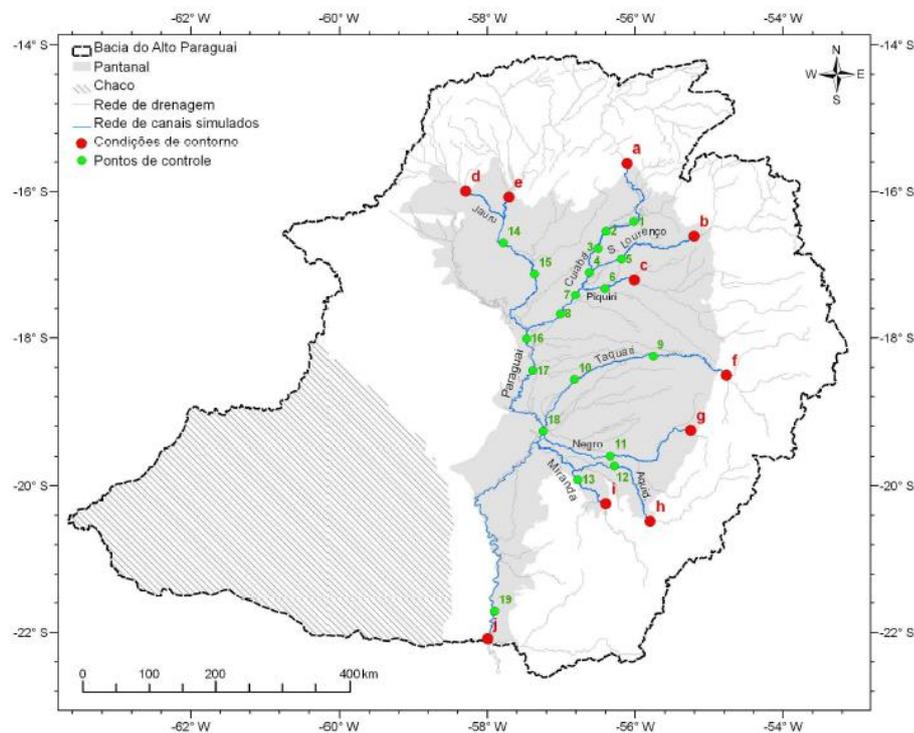
4.3 Compilação do estudo anterior de simulação hidrológica do pantanal com o SIRIPLAN

Este trabalho é baseado na modelagem hidrológica desenvolvida por Paz (2010). O referido estudo aplicou o modelo hidrológico SIRIPLAN ajustado ao Pantanal para o período de 1995 a 2006. O SIRIPLAN foi rodado com passos de tempo de 1h para os canais, 120s para

a planície e 1 dia para o balanço vertical da planície no estudo original e mantidos esses valores nas simulações deste trabalho.

No estudo de Paz (2010) foram escolhidos nove postos pluviométricos para representar a área de drenagem das bacias contribuintes do planalto, os quais o autor definiu como condições de contorno. Para a verificar os hidrogramas calculados e as trocas laterais foram considerados 19 postos fluviométricos localizados ao longo dos trechos dos rios, definidos como pontos de controle (Figura 9).

Figura 9 - Rede de drenagem representada no modelo 1D com indicação das condições de contorno e pontos de controle



Fonte: Paz (2010)

Na simulação do modelo SIRIPLAN aplicado ao Pantanal, Paz (2010) determinou que para as condições iniciais adotadas para o modelo 1D, relativo a simulação dos canais, fossem estabelecidas condições de regime permanente por meio da utilização da equação de Manning e como condição inicial do modelo de inundação foi considerada a planície totalmente seca, sem lâmina d'água na superfície e com o reservatório do solo seco.

No trabalho de Paz (2010) alguns parâmetros precisaram ser ajustados. Para o ajuste do modelo hidrológico das sub-bacias do Planalto, o modelo foi ajustado conforme descrito por Tucci et al. (2005), de modo que a avaliação do desempenho foi medida de acordo com os

coeficientes NS (coeficiente de Nash-Suttcliffe), NSlog (coeficiente de Nash-Suttcliffe aplicado aos logaritmos dos valores) e o erro de volume (EVol), comparando os dados de vazão observados e calculados. Para o ajuste do modelo hidrodinâmico de inundação foram calibrados dois parâmetros, o fator de condutância hidráulica (f_{ch}) e a capacidade máxima do reservatório ($H_{máx}$), cuja validação foi a comparação entre os hidrogramas observados e calculados e da análise das trocas de vazão lateral canal-planície. E para o modelo hidrodinâmico de canais foram ajustados o coeficiente de Manning para cada trecho do rio, sendo o ajuste realizado de montante para jusante, tomando um a um o segmento de rio definido entre dois postos pluviométricos.

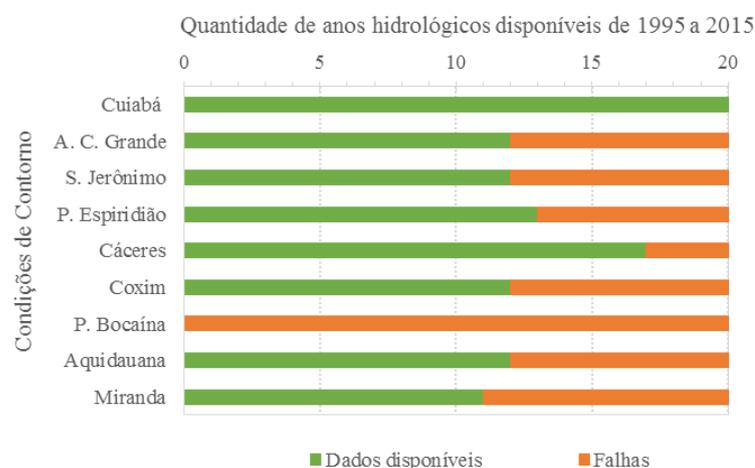
4.4 Definição dos cenários

Neste trabalho foram construídos quatro cenários: três de reprodução de cheias observadas de patamares máximos, médios e mínimos e um de cheia com formato singular fictício, que segue uma distribuição normal, como descrito a seguir.

4.4.1 Análise de vazões nas condições de contorno

A análise das vazões foi feita mediante os dados de vazões observados disponibilizados através a plataforma HIDROWEB da ANA, Agência Nacional de Águas, cuja disponibilidade de dados fluviométricos variou de posto para posto (Figura 10).

Figura 10 - Disponibilidade de dados de vazão e ocorrência de falhas nas condições de contorno



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Nesta etapa foram observadas vazões de pico e vazões de estiagem de cada posto fluviométrico correspondente a cada uma das nove condições de contorno. Foram identificados três tipos de vazões de pico, uma máxima ($Q_{p_Máx}$), uma média ($Q_{p_Méd}$) e uma mínima ($Q_{p_Mín}$). Tal identificação foi feita no software Excel, onde para cada ano hidrológico se identificou a vazão de pico máxima, em seguida, escolheu-se uma vazão máxima, uma média e a mínima das vazões de picos máximas de cada condição de contorno. Foi também determinada uma média dos 20 dias de menores vazões, considerando esse valor como a vazão de recessão ou vazão de estiagem (Tabela 5). Todas as quatro vazões foram identificadas através da série de dados disponíveis. Para o posto Perto da Bocaína, localizado no Rio Negro, não há disponibilidade de dados observados, então, em todas as simulações para essa condição de contorno foi utilizada a vazão de recessão, correspondente a média dos 20 dias de menores vazões a partir das vazões calculadas por Paz (2010).

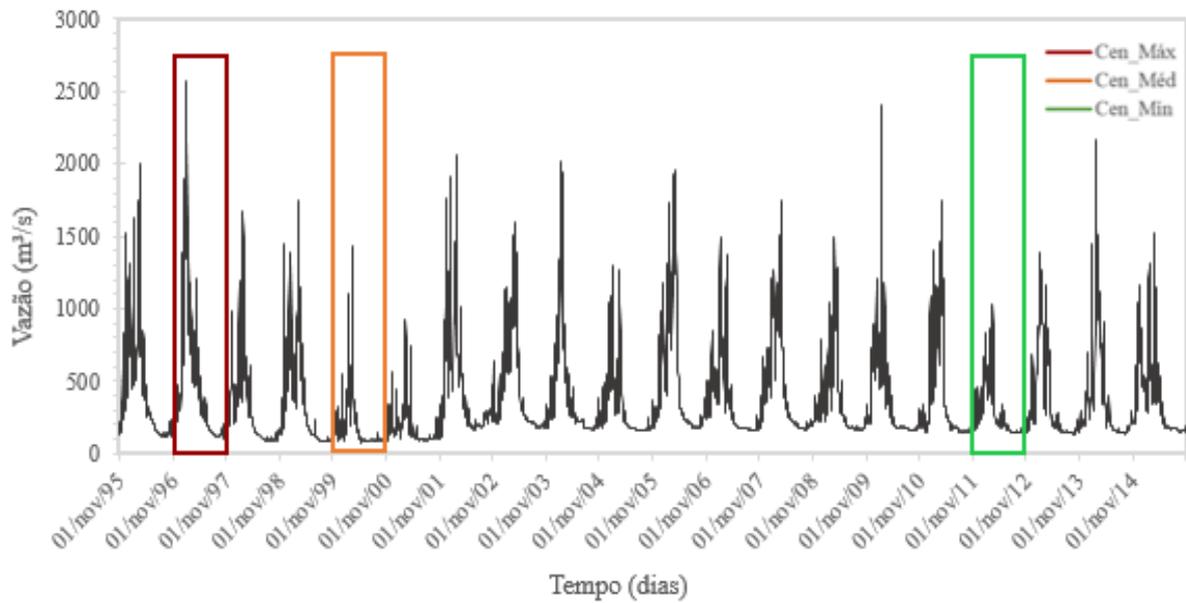
Tabela 5- Vazões de pico e vazão de recessão de cada condição de contorno

Condição de Contorno	Qp_Máx (m³s)	Qp_Méd (m³s)	Qp_Mín (m³s)	Vazão de Recessão (m³/s)
Cuiabá	2574.15	1742.26	918.57	86.51
Acima do Córrego Grande	1277.69	919.91	644.87	127.31
São Jerônimo	702.45	544.3	401.95	138.32
Porto Espiridião	420.87	375.53	300.94	61.41
Cáceres	1825.37	1387.01	942.02	182.65
Coxim	1236.83	832.89	572.95	226.48
Perto Bocaíba	-	-	-	11.09
Aquidauana	691.4	476	282.4	42.82
Miranda	521.2	365	173.5	20.02

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Em seguida, para cada condição de contorno foram identificados três anos hidrológicos (Figura 11): o primeiro contendo a $Q_{p_Máx}$, o segundo a $Q_{p_Méd}$ e o terceiro a $Q_{p_Mín}$; para serem definidos como dados de entrada na etapa de simulação. Então, foi considerado que os cenários máximo, médio e mínimo corresponderam ao ano hidrológico referente a $Q_{p_Máx}$, $Q_{p_Méd}$, $Q_{p_Mín}$, respectivamente. O ano hidrológico foi considerado iniciando em novembro até outubro do ano seguinte.

Figura 11 - Representação das vazões selecionadas para os cenários máximo, médio e mínimo de uma série de vazão de 20 anos.

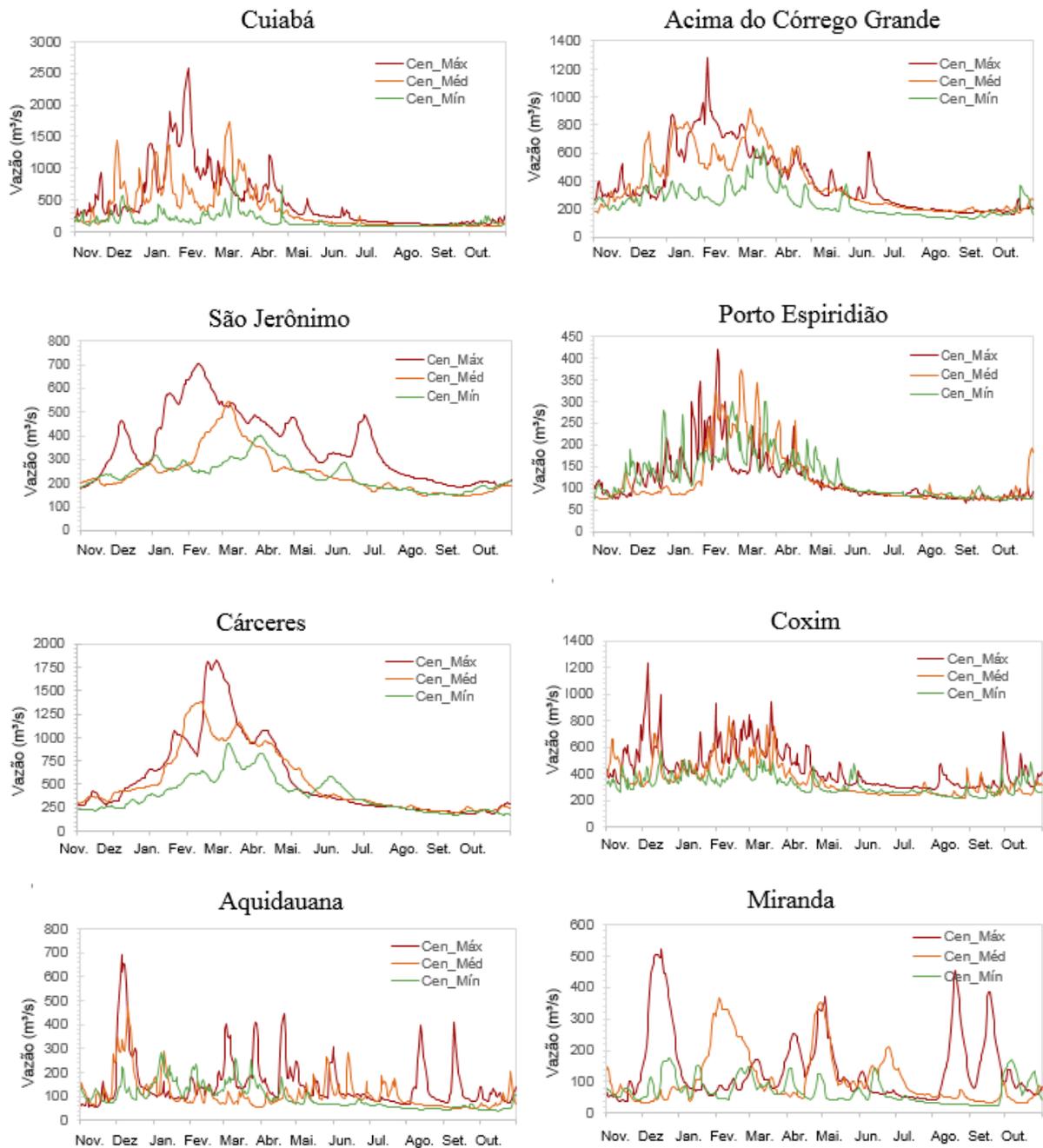


Fonte: Elaborado pela autora (2018)

A Figura 12 apresenta o hidrograma de entrada de cada condição de contorno, referente a um ano hidrológico. Para a condição de contorno referente ao posto Perto da Bocaina, por não possuir dados de vazão observados, não houve determinação dos cenários. Logo, não foi simulado o tempo de deslocamento de cheia do rio Negro.

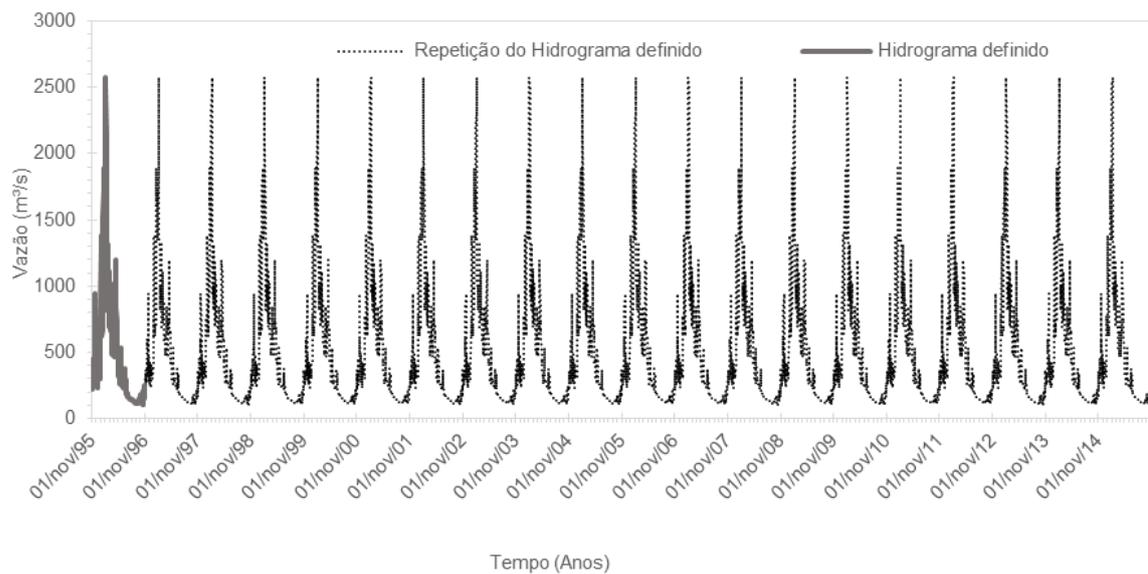
O modelo utilizado desse trabalho, o SIRIPLAN, concebe como dados de entrada valores diários de vazão do período de setembro de 1995 a 31 de dezembro de 2015. Deste modo, os hidrogramas da Figura 12 se repetem continuamente a cada ano, ou seja, todo ano os mesmos hidrogramas são produzidos (Figura 13).

Figura 12 - Hidrogramas de entrada dos cenários máximos, médios e mínimos de cada condição de contorno



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Figura 13 - Exemplo de dados de entrada para uma condição de contorno para simulação no SIRIPLAN



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

4.4.2 Determinação de cheia seguindo formato de distribuição normal

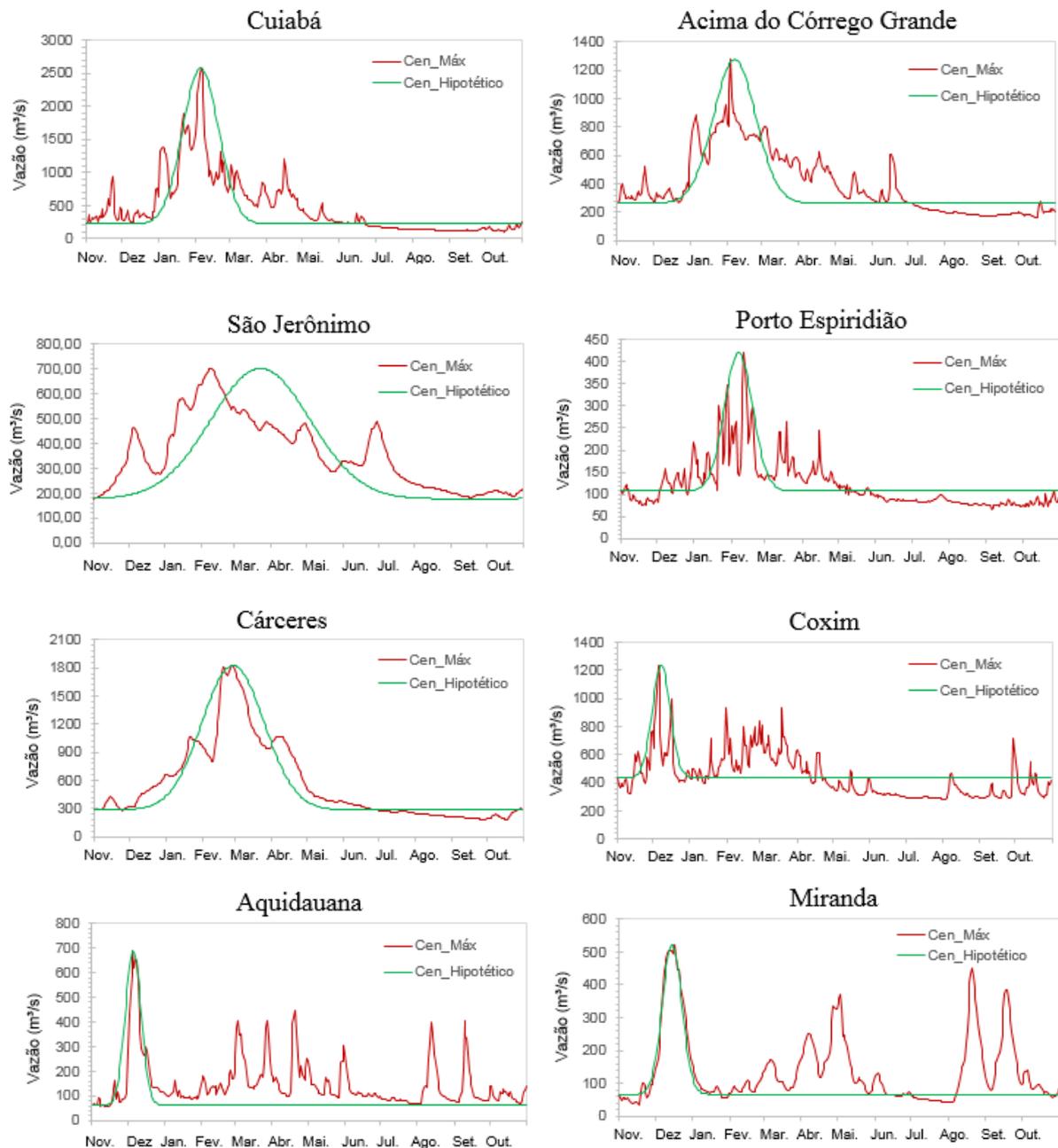
Para o cenário hipotético foi considerado que a cheia do cenário máximo, determinada no tópico anterior, possuísse o comportamento de um hidrograma perfeito em formato de sino, seguindo uma distribuição normal. Então, a partir dos dados de vazão no ano hidrológico da vazão de pico máxima de cada condição de contorno, utilizou-se a função “*Distribuição normal*” do software Excel, que através do conjunto de dados de vazão gerou-se um conjunto de pontos com distribuição normal com mesma média e desvio padrão.

No entanto, foram necessários fazer alguns ajustes para que o hidrograma fictício representasse melhor as características da cheia escolhida. Primeiro, se ajustou o valor da vazão de pico e o dia da ocorrência, de modo que o hidrograma fictício tivesse exatamente o mesmo valor da vazão de pico do cenário máximo e que ocorresse no mesmo dia, posicionando-se no dia da cheia real. Em seguida se ajustou a vazão mínima para que não tendesse a zero, mas sim ao valor correspondente da vazão de estiagem deste ano hidrológico. E por último foi feito o ajuste para que a duração da cheia idealizada fosse aproximadamente aquela da cheia real do cenário máximo. Esses ajustes foram realizados alterando os parâmetros da distribuição normal construída (média e desvio padrão), com realocamento manual da ordem das vazões e com soma do valor da vazão de recessão aos dias de vazão nula. Um cuidado em particular foi que

a continuidade dos valores de vazão entre último dia de um ano hidrológico e o primeiro do ano seguinte, para não causar uma espécie de variação abrupta nas vazões.

O comportamento do hidrograma fictício para cada condição de contorno é apresentado na Figura 14, comparativamente ao hidrograma real do cenário de cheia máxima. Assim como no caso dos cenários anteriores, neste cenário de cheia hipotética para cada condição de contorno o hidrograma singular foi repetido por todos os anos do período de simulação.

Figura 14 - Hidrogramas de entrada do cenário hipotético de cada condição de contorno



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

4.5 Simulação hidrológica

As simulações foram feitas considerando dois tipos de comportamentos para as condições de contorno: para cada simulação se impôs uma condição de cheia afluyente a apenas uma condição de contorno; para as demais considerou-se vazões constantes do período de estiagem, dadas pela vazão de recessão.

A execução do SIRIPLAN foi rodada para estudar o comportamento de cada rio em particular, então por esse motivo que considerou uma cheia em apenas uma condição de contorno, considerando nas demais o regime permanente. Tal consideração foi feita para que a houvesse a menor interferência possível no tempo de deslocamento da cheia simulada em uma condição de contorno, perante as cheias oriundas de pontos a jusante.

Então, para cada condição de contorno de referência foram realizadas 4 simulações, as quais corresponderam aos cenários: cenário máximo, cenário médio, cenário mínimo e cenário hipotético. Ao total, portanto, foram 32 simulações do Pantanal.

Na aplicação do modelo em cada simulação, todas as demais condições como dados de precipitação, evapotranspiração na planície, etc foram mantidas tal como a simulação de referência citada no item 4.3.

4.6 Análise de propagação das cheias

A análise de propagação das cheias se deu a princípio pela escolha de um ano base da série de dados geradas do SIRIPLAN, a fim de analisar o deslocamento da onda de cheia em todos os cenários e em todos os pontos de monitoramento. Nesta escolha foram desprezados os primeiros anos da série de 20 anos, visto que há uma acomodação da planície para cada cheia afluyente simulada, então foi tomada como escolha o ano hidrológico de 2009, com início em 01 de novembro de 2008 e término em 31 outubro de 2009. Este período foi escolhido para ser analisado em todos os pontos monitorados de todas as condições de contorno.

Após a escolha de um período específico foi analisado o deslocamento da cheia desde a condição de contorno até o último ponto de monitoramento, que correspondeu ao ponto de afluência do rio ao rio receptor. Devido à grande influência da planície sobre o deslocamento da onda de cheia, a primeira parte da análise foi feita através do rastreamento da onda de cheia a partir do dados gerais e da análise visual dos hidrogramas de montante e de jusante do trecho, pois nem sempre o pico de vazão formado no ponto de jusante corresponde à cheia de interesse do ponto de montante. E em seguida foram determinados e analisados: o instante de tempo da

vazão de pico; o tempo de viagem, que correspondeu a diferença em dias da ocorrência da vazão de pico no ponto de montante para o de jusante, observando o pico correspondente à cheia de interesse; a estimativa da velocidade em km/dia, que correspondeu às distâncias do trecho dividido pelo tempo de viagem (t_v); e a variação da vazão de pico, que representou a perda ou ganho de vazão do canal para a planície no trecho entre os pontos de monitoramento, sendo calculada mediante Equação 1 abaixo,

$$\Delta Q_p = \frac{(Q_{pjusante} - Q_{pMontante})}{Q_{pMontante}}$$

Equação 1

De modo que, os valores de ΔQ_p negativos significa que houve um amortecimento da vazão de pico, por vários fatores, como a mudança de seção transversal, rugosidade do próprio canal, como também ter havido efeito da planície, havendo perda de água do canal para a planície, mas não necessariamente. Os valores positivos significa que houve um aumento da vazão, ganhando vazão de alguma confluência com um rio ou recebendo vazão da planície.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise por rio

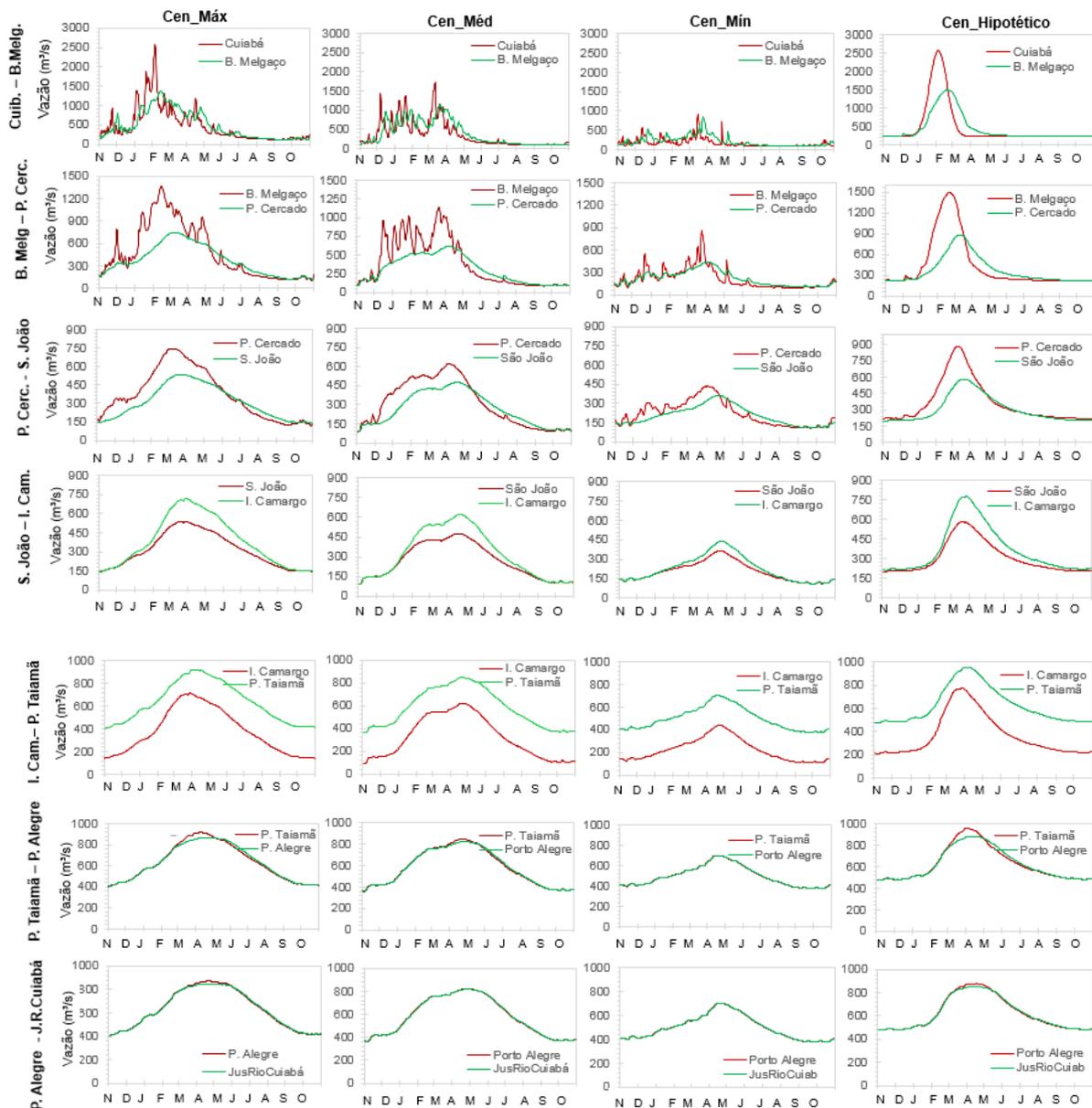
5.1.1 Rio Cuiabá

O Rio Cuiabá apresentou diferentes tempos de deslocamento de cheia de acordo com o cenário escolhido, variando de 39 a 79 dias, da condição de contorno até o ponto antes da confluência com o Rio Paraguai. Analisando os hidrogramas dos trechos (Figura 15) para os 4 cenários, nota-se que nos hidrogramas do primeiro trecho, Cuiabá – B. Melgaço, é possível visualizar o deslocamento na cheia no ponto de jusante, porém na medida que se afasta da condição de contorno, essa percepção diminui devido à grande influência da planície de inundação, responsável pelos ganhos e perdas de vazão do canal. Em consequência da interação planície-canal, ocorre um amortecimento considerável da vazão ao longo do rio, atrasando a chegada da onda de cheia até o exutório do rio Cuiabá.

Por meio da visualização dos hidrogramas, ainda na Figura 15, o cenário hipotético que apresenta um hidrograma com comportamento singular em comparação com os outros cenários, é possível notar claramente o deslocamento da onda de cheia em todos os trechos, por apresentar um único pico. No entanto, nos três últimos trechos o comportamento dos

hidrogramas e os valores das vazões de pico se assemelham com outros cenários, ocorrendo semelhantes amortecimentos de vazões. Analisando o hidrograma do cenário máximo, observa-se a presença de várias oscilações de vazão, mas o efeito do amortecimento da planície o torna um hidrograma suavizado, de formato singular ao longo dos trechos, assim como o cenário hipotético, cuja a cheia inicial possui um formato singular.

Figura 15 - Hidrogramas nos trechos do Rio Cuiabá para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Analisando a Tabela 6, o tempo de deslocamento da cheia do cenário máximo ao longo do trecho completo simulado do Rio Cuiabá foi de 79 dias, sendo o trecho P. Cercado – S. João

o trecho mais demorado, com 22 dias e o trecho S. João – I. Camargo o mais rápido, com a passagem da cheia em apenas 1 dia, o que resultou numa velocidade de escoamento de aproximadamente 70 km/dia, cerca de 96% acima da velocidade do trecho P. Cercado – S. João. Cabe ressaltar que esse trecho do rio Cuiabá (S. João – I. Camargo) é caracterizado por ocorrer perdas laterais do canal para a planície no início da cheia seguido de ganhos laterais, como indicado na Figura 1 a partir de resultados de Paz et al. (2011). Esses ganhos podem ser oriundos do extravasamento a montante do rio Cuiabá e também do rio Piquiri, a leste. Nestas simulações o extravasamento de outros rios distintos do rio sendo analisado é minimizado, já que foi simulada cheia ocorrendo apenas no rio em questão, ficando os demais sob vazões de estiagem constantes. Então, esse maior tempo de deslocamento da cheia simulado para o para o trecho S. João – I. Camargo pode estar influenciado pelo aporte de água da planície mais tardiamente, fazendo elevar a vazão em I. Camargo. A rigor, tem-se que a cheia em I. Camargo ocorreu de fato mais tardiamente do que em S. João, mas não necessariamente porque a cheia foi extremamente lenta em fazer o percurso entre eles, e sim influenciando também pelo ganho de água da planície.

Para este cenário de cheia máxima a vazão de pico variou de -47% a 28%, sendo no primeiro trecho, Cuiabá – B. Melgaço, a maior redução de vazão. O trecho I. Camargo – P. Taiamã teve um ganho de vazão de 28%, porém este foi devido à carga de vazão oriunda do Rio Piquiri, que faz confluência com o Rio Cuiabá. Nos últimos dois trechos, P. Taiamã – P. Alegre e P. Alegre – Jusante do Rio Cuiabá, o rio volta a reduzir sua vazão, sendo desta vez em porcentagens menores de 5% e 3% respectivamente.

Tabela 6 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
Cuiabá - B. Melgaço	10	10	170.5	170.5	17.05	2574.15	1369.57	-47%
B. Melgaço - P. Cercado	19	29	79.8	250.4	4.20	1369.57	745.36	-46%
P. Cercado - S. João	22	51	65.5	315.8	2.98	745.36	536.63	-28%
S. João - I. Camargo	1	52	69.7	385.6	69.72	716.8	717.68	0%
I. Camargo - P. Taiamã	13	65	73.1	458.7	5.62	717.68	920.34	28%
P. Taiamã - P. Alegre	8	73	51.8	510.4	6.47	920.34	871.4	-5%
P. Alegre - JusRio Cuiabá	6	79	81.6	592.0	13.60	871.4	847.14	-3%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Para o cenário médio e considerando o trecho do rio Cuiabá completo, o tempo de deslocamento da cheia apresentou uma redução de aproximadamente 42% em relação ao cenário anterior, obtendo um tempo de viagem (t_v) de 46 dias. O trecho em que mais houve demora na passagem da cheia foi B. Melgaço – P. Cercado, com 16 dias (Tabela 7). O trecho I. Camargo – P. Taimã foi o mais rápido, com tempo de viagem inferior a 1 dia. Neste caso, como o passo de tempo de análise foi em dias, não foi possível determinar o momento exato para passagem na cheia e nem a velocidade de escoamento do trecho.

Enquanto o trecho S. João – I. Camargo apresentou para o cenário máximo $t_v = 1$ dia, para o cenário médio a passagem da cheia demorou 4 dias. Esse comportamento pode ser explicado pela interação entre o canal e a planície, cujo processo de inundação da planície com uma menor vazão pode retardar o escoamento da vazão. Em relação à variação da vazão ao longo do rio, notou-se que a maior perda de vazão foi observada no segundo trecho, B. Melgaço – P. Taimã; e a menor no último trecho, P. Alegre – Jusante do Rio Cuiabá, cujo valor foi considerado 0% devido à pequena variação.

Tabela 7 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Cuiabá - B. Melgaço	9	9	170.5	170.5	18.95	1742.26	1137.60	-35%
B. Melgaço - P. Cercado	16	25	79.8	250.4	4.99	1137.60	624.48	-45%
P. Cercado - S. João	12	37	65.5	315.8	5.46	624.48	477.18	-24%
S. João - I. Camargo	4	41	69.7	385.6	17.43	477.18	619.97	30%
I. Camargo - P. Taimã	<1	41	73.1	458.7	*	619.97	846.22	36%
P. Taimã - P. Alegre	4	45	51.8	510.4	12.94	846.22	820.84	-3%
P. Alegre - JusRio Cuiabá	1	46	81.6	592.0	81.57	820.84	817.24	0%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário mínimo apresentou o tempo de deslocamento da cheia no trecho completo do rio Cuiabá de 39 dias e, nos quatro primeiros sub-trechos, possuiu o mesmo comportamento dos t_v do cenário máximo. No entanto, nos três últimos trechos o t_v foi inferior a 1 dia (Tabela 8), diferente do que ocorreu nos cenários anteriores. No primeiro trecho, Cuiabá – B. Melgaço, houve uma pequena redução da vazão (6%). Já no trecho I. Camargo – P. Taimã, que fica logo

após a confluência com o Rio Piquiri, houve aumento de cerca de 59%, o que mostra um grande ganho de vazão e, logo após esse ponto, o rio não teve variação da vazão de pico.

Tabela 8 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Cuiabá - B. Melgaço	9	9	170.5	170.5	18.95	918.57	860.42	-6%
B. Melgaço - P. Cercado	10	19	79.8	250.4	7.98	860.42	436.91	-49%
P. Cercado - S. João	18	37	65.5	315.8	3.64	436.91	363.08	-17%
S. João - I. Camargo	2	39	69.7	385.6	34.86	363.08	439.00	21%
I. Camargo - P. Taiamã	<1	39	73.1	458.7	*	439.00	699.66	59%
P. Taiamã - P. Alegre	<1	39	51.8	510.4	*	699.66	700.31	0%
P. Alegre - JusRio Cuiabá	<1	39	81.6	592.0	*	700.31	700.93	0%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Para o cenário hipotético os resultados se mostraram semelhantes ao cenário máximo, visto que a vazão de pico considerada foi a mesma. No entanto, em alguns trechos houve variação do tempo de deslocamento. No segundo trecho, B. Melgaço – P. Cercado, a cheia chegou em 9 dias, aumentando o valor da velocidade de escoamento no trecho (Tabela 9) relativamente ao cenário de cheia máxima real. Essa chegada antecipada foi a menor do trecho, quando comparada com os outros cenários. Tal comportamento pode ser explicado pelo formato do hidrograma com apenas um único pico, pois com a presença de vários picos menores a planície tem comportamentos de armazenamento e amortecimento diferentes.

Um outro valor que destoou perante os outros cenários foi o trecho 6, P. Taiamã – P. Alegre. Os cenários anteriores tiveram valores de t_v de 8, 4, e <1 dias e, no cenário hipotético, o t_v foi de 16 dias, ocorrendo um retardo da chegada da cheia e, conseqüentemente, reduzindo a velocidade de escoamento. Em relação à variação da vazão de pico, os valores em porcentagens foram semelhantes com o cenário máximo, exceto no quarto trecho (S. João – I. Camargo), pois no cenário hipotético houve um ganho de 32%. Este ganho também foi observado no cenário médio e no mínimo, porém no máximo não houve ganho.

Tabela 9 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Cuiabá para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Cuiabá - B. Melgaço	15	15	170.5	170.5	11.37	2574.15	1496.09	-42%
B. Melgaço - P. Cercado	18	33	79.8	250.4	4.44	1496.09	881.15	-41%
P. Cercado - S. João	9	42	65.5	315.8	7.28	881.15	581.55	-34%
S. João - I. Camargo	4	46	69.7	385.6	17.43	581.55	769.50	32%
I. Camargo - P. Taiamã	10	56	73.1	458.7	7.31	769.50	954.79	24%
P. Taiamã - P. Alegre	16	72	51.8	510.4	3.24	954.79	879.38	-8%
P. Alegre - JusRio Cuiabá	<1	72	81.6	592.0	*	879.38	850.59	-3%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

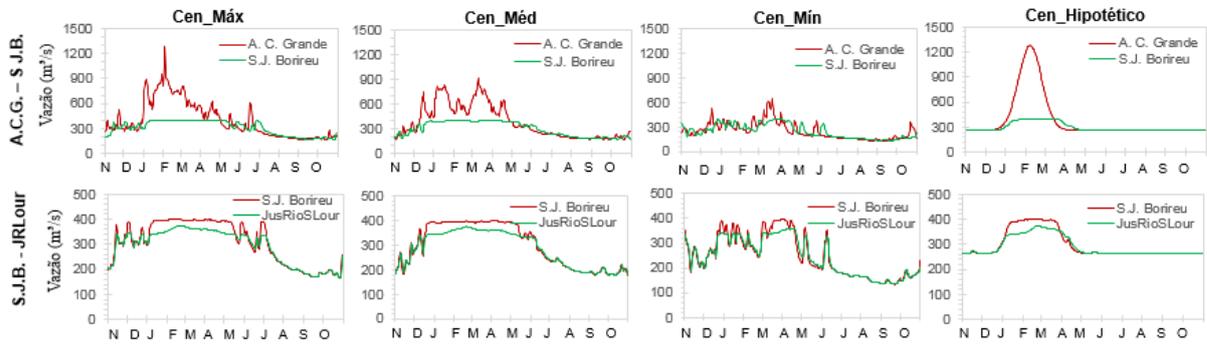
Fonte: Elaborado pela autora (2018)

5.1.2 Rio São Lourenço

O Rio São Lourenço apresentou tempos de deslocamento de cheia variando de 16 a 26 dias, de acordo com o cenário. Por meio dos hidrogramas dos trechos apresentados na Figura 16, notou-se que, para todos os cenários, o deslocamento é de difícil visualização, devido ao grande amortecimento da vazão no primeiro trecho, A. C. Grande – S. J. Borireu. O hidrograma em S.J. Borireu não apresenta um formato típico, configurando-se com um patamar, o que dificulta a análise de qual seria o tempo de chegada da onda de cheia. Já no segundo trecho, S. J. Borireu – Jusante do Rio São Lourenço, notou-se, em todos os cenários, uma leve elevação da vazão de pico, ficando um pouco mais clara a identificação do deslocamento da cheia.

O hidrograma do cenário hipotético para o segundo trecho apresentou uma elevação mais clara da vazão de pico em comparação que nos demais cenários, mas este comportamento ocorre devido o hidrograma escolhido como condição inicial possuir apenas um único pico, diferente dos outros cenários que possuem um pico maior e vários outros menores em seu entorno.

Figura 16 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio São Lourenço para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Analisando o t_v de cada cenário, no cenário máximo o t_v da cheia para o primeiro trecho foi de 16 dias, com uma velocidade de 15,5 km/dia e um amortecimento da vazão de 69%. Já no segundo trecho, o t_v foi mais rápido, sendo de apenas 1 dia, o que aumentou a velocidade de escoamento. Em relação à variação da vazão, o segundo trecho teve uma pequena variação com abatimento de 6% (Tabela 10).

Tabela 10- Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para o cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m³/s)	Q_{pJus} (m³/s)	Varição da Q_p (%)
A. C. Grande - S.J. Borireu	16	16	248.6	248.6	15.54	1277.69	400.86	-69%
S.J. Borireu - JusRioSLour	1	17	87.4	336.0	87.38	400.86	375.7	-6%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário médio apresentou um t_v maior que o cenário máximo em seu primeiro trecho, demorando 21 dias para a chegada da cheia, reduzindo a velocidade de escoamento. E no segundo trecho, o t_v foi menor que 1 dia; logo, não foi calculada a velocidade de escoamento no trecho. A variação da vazão de pico foi maior no primeiro trecho, reduzindo em 56%, e para o segundo trecho a redução foi de 10%.

Tabela 11 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
A. C. Grande - S.J. Borireu	21	21	248.6	248.6	11.84	919.91	401.57	-56%
S.J. Borireu - JusRioSLour	<1	21	87.4	336.0	*	401.57	363.27	-10%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

No cenário mínimo o t_v do primeiro trecho foi de 11 dias, um valor bem próximo dos outros cenários. Porém, no segundo trecho que compreende entre os pontos S. J. Borireu e JusRioSLour o t_v foi de 15 dias (Tabela 12), o que diferiu bem dos outros cenários. Por meio do segundo trecho do gráfico do hidrograma, mostrado na Figura 16 anteriormente, observa-se que o pico demora a acontecer, aumentando o tempo de viagem. Esse comportamento pode estar ligado ao armazenamento de planície de inundação, que só após um grande acúmulo de vazão ocasiona o extravasamento e a passagem da cheia. Uma outra interferência que deve ser considerada é que no formato do hidrograma escolhido como condição de contorno para simular o cenário mínimo, pois o hidrograma apresenta dois picos de vazão em torno de 500 a 650 m³/s junto da vazão de pico considerada como a máxima, e quando a cheia se desloca para o primeiro ponto de monitoramento, S. J. do Borireu, o hidrograma passa a possuir mais picos de vazão. Um outro fator interferente são as trocas de vazão entre o canal e a planície, pois a forma que a planície armazena a água interfere na antecipação ou retardo da passagem da cheia.

Tabela 12 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
A. C. Grande - S.J. Borireu	11	11	248.6	248.6	22.60	644.87	398.14	-38%
S.J. Borireu - JusRioSLour	15	26	87.4	336.0	5.83	398.14	360.62	-9%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário hipotético teve um t_v similar com o do cenário máximo. No primeiro trecho o tempo de viagem foi de 13 dias (Tabela 13), apresentando uma velocidade de escoamento de aproximadamente 19 km/dia e a variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante com abatimento de 68%, valor similar com o do primeiro cenário que foi de 69%. Para o segundo trecho, o t_v foi maior que o cenário máximo e médio e menor que o mínimo, durando cerca de 3 dias para a passagem da cheia, no entanto o abatimento da vazão foi de 7%, valor próximo ao do cenário máximo. Cabe lembrar, contudo, que o forte amortecimento das vazões que ocorre nesse rio devido às grandes perdas laterais do canal para a planície, levando o hidrograma a ter um aspecto de patamar, dificulta a identificação clara dos tempos de chegada do pico de cheia.

Tabela 13 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio São Lourenço para o cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
A. C. Grande - S.J. Borireu	13	13	248.6	248.6	19.12	1277.69	402.54	-68%
S.J. Borireu - JusRioSLour	3	16	87.4	336.0	29.13	402.54	372.60	-7%

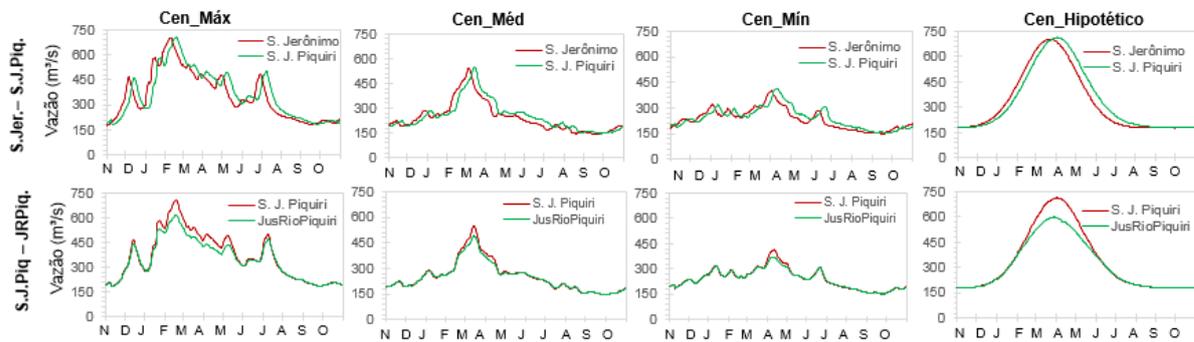
Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

5.1.3 Rio Piquiri

O Rio Piquiri teve um tempo de viagem variando de 9 a 11 dias a depender do cenário. Para este rio quanto maior a vazão de pico, maior foi o tempo de deslocamento da cheia, como mostra os hidrogramas da Figura 17. Para todos os cenários foi possível visualizar o deslocamento da cheia, pois os picos das vazões formados nos pontos de monitoramento tiveram o mesmo formato do hidrograma dos seus pontos de jusante. O cenário hipotético se diferenciou na formação do seu pico, devido o hidrograma adotado ser fictício e possuir um formato arredondado.

Figura 17 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Piquiri para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Analisando o cenário máximo, observou-se que em seu primeiro trecho, S. Jerônimo – S. J. Piquiri, teve o maior tempo de deslocamento resultando em 11 dias (Tabela 14), cuja velocidade de escoamento foi em torno de 7,6 km/dia, e não houve uma variação na vazão de pico. E para o segundo trecho, S. J. Piquiri – JusRioPiquiri, o tempo de deslocamento da cheia foi menor que 1 dia, não sendo possível mensurar a hora precisa devido às limitações da metodologia adotada. No entanto, diferente do primeiro trecho, ocorreu uma redução da vazão de pico de 13%.

Tabela 14 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m³/s)	Q_{pJus} (m³/s)	Variação da Q_p (%)
S.Jerônimo - S.J. Piquiri	11	11	83.7	83.7	7.61	702.45	703.64	0%
S.J. Piquiri - JusRioPiquiri	<1	11	60.3	144.0	*	703.64	614.81	-13%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário médio apresentou um t_v em seu primeiro trecho de 10 dias (Tabela 15), aumentando a velocidade de escoamento para 8,37 km/dia. Para este cenário houve uma pequena variação da vazão de pico, cerca de 1%, representando um aumento da vazão. Esse comportamento pode estar relacionado com a contribuição da planície. Para o segundo trecho,

assim como no cenário máximo o deslocamento da cheia foi menor que 1 dia, e a variação da vazão de pico foi de -10%, representando uma redução, um abatimento da vazão.

Tabela 15 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
S.Jerônimo - S.J. Piquiri	10	10	83.7	83.7	8.37	544.3	547.34	1%
S.J. Piquiri - JusRioPiquiri	<1	10	60.3	144.0	*	547.34	491.72	-10%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário mínimo teve o mesmo comportamento que os cenários anteriores mencionados, apresentando o tempo de viagem no primeiro trecho de 9 dias (Tabela 16) e, para o segundo trecho, menor que 1 dia. Para o primeiro trecho houve variação da vazão em -3%, reduzindo a vazão, já o segundo trecho a redução da vazão foi mais significativa, variando - 11%.

Tabela 16 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
S.Jerônimo - S.J. Piquiri	9	9	83.7	83.7	9.30	401.95	415.3	3%
S.J. Piquiri - JusRioPiquiri	<1	9	60.3	144.0	*	415.3	368.49	-11%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário hipotético teve o mesmo comportamento que o cenário máximo, em relação ao tempo de deslocamento de cheia, como mostra a Tabela 17. No entanto, para o primeiro trecho houve um ganho de vazão, aumentando em 2% e para o segundo trecho, a perda de vazão foi maior, cerca de 17%. Essas diferenças estão relacionadas com o tipo de hidrograma adotado

na condição de contorno para a simulação do deslocamento da cheia, visto que uma cheia fictícia, com um único pico tem comportamento de perda e ganho de vazão diferentes de uma cheia real, com vários picos de vazão.

Tabela 17 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Piquiri para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
S.Jerônimo - S.J. Piquiri	11	11	83.7	83.7	7.61	702.45	713.34	2%
S.J. Piquiri - JusRioPiquiri	<1	11	60.3	144.0	*	713.34	593.76	-17%

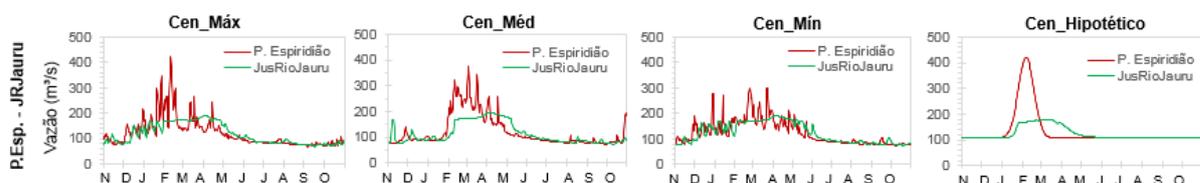
Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

5.1.4 Rio Jauru

O rio Jauru possui hidrogramas mais oscilantes em termos de aumento e redução da vazão, possuindo uma vazão de pico máxima e vários picos ao longo de todo o ano hidrológico. Analisando os hidrogramas, observa-se que no Rio Jauru há um grande amortecimento das vazões e em conjunto com a existência de vários picos no hidrograma de entrada, tem-se dificuldade de analisar o deslocamento da onda de cheia. Ainda na Figura 18, notou-se que quanto maior a vazão de pico mais demorado é o deslocamento da cheia, podendo-se afirmar que há uma grande inundação da área entardecendo a chegada da cheia na confluência com o rio Paraguai.

Figura 18- Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Jauru para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Analisando os tempos de viagens dos cenários, no cenário máximo a chegada da cheia foi em 52 dias (Tabela 18) havendo redução da vazão em 55% entre os trechos de montante e jusante. O cenário médio teve o t_v em 32 dias (Tabela 19), aumentando a velocidade de escoamento em 62% relativamente ao cenário anterior e apresentando uma variação da vazão de -48% de montante para jusante, ou seja, perdendo vazão para a planície. O cenário mínimo que apresentou o t_v foi o menor, chegando a cheia em 13 dias (Tabela 20). O cenário hipotético teve um comportamento semelhante que o cenário máximo em relação à redução de vazão do ponto de montante para o de jusante, com cerca de 57%. No entanto o t_v foi de 37 dias (Tabela 21), ocorrendo uma antecipação da chegada da cheia. Para o Rio Jauru quanto menor a vazão simulada na condição de contorno mais rápido foi o deslocamento da cheia, podendo esta característica estar relacionada à interferência da planície, pois para cheia menores a vazão tende a escoar no canal principal, sofrendo menos interferência da planície e antecipando a chegada da cheia.

Tabela 18 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
P. Espiridião - JusRioJauru	52	52	143	143	2.75	420.87	189.68	-55%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Tabela 19 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
P. Espiridião - JusRioJauru	32	32	143	143	4.47	375.53	195.44	-48%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Tabela 20 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
P. Espiridião - JusRioJauru	13	13	143	143	11	300.94	189.39	-37%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Tabela 21 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Jauru para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
P. Espiridião - JusRioJauru	37	37	143	143	3.86	420.87	179.63	-57%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

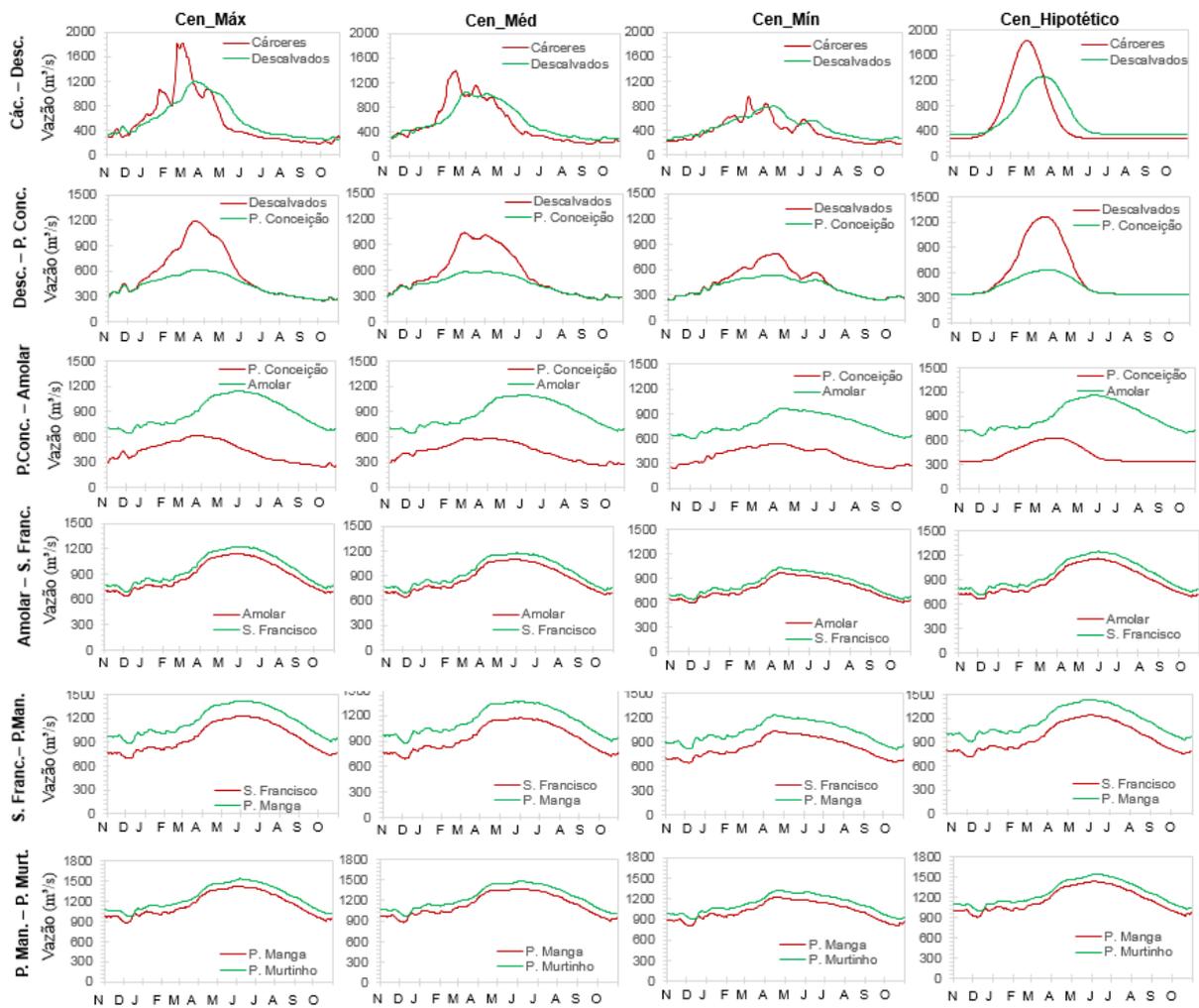
5.1.5 Rio Paraguai

O rio Paraguai é o rio principal da BAP e recebe contribuição de todos os demais rios analisados. Assim como os demais rios, o rio Paraguai apresentou tempos de viagem de cheia diferentes para cada cenário, variando entre 100 e 88 dias, da condição de contorno até o ponto de controle P. Murtinho. Analisando os hidrogramas de deslocamento de cheia (Figura 19) e comparando com os hidrogramas dos rios anteriores de menor porte, nota-se que o Rio Paraguai apresenta hidrogramas com ascensão e recessão mais suaves, contudo é possível visualizar o deslocamento da onda de cheia ao longo de todos os trechos. No cenário hipotético o hidrograma teve um comportamento bem interessante, pois apesar de possuir um único pico, após a passagem da cheia pelo trecho P. Conceição – Amolar, ele apresentou mesmo comportamento que os outros cenários. Isso mostra que a planície amortece consideravelmente diferentes ondas de cheias mesmo apresentando magnitudes pouco diferentes.

Uma outra característica interessante de análise consiste no ganho e nas perdas laterais de vazão ao longo do rio. Por meio da Figura 19, percebe-se que nos dois primeiros trechos (Cáceres - Descalvados e Descalvados – P. Conceição) a vazão tende a ser reduzida, mas após

o segundo trecho, o rio sempre ganha vazão, sendo a vazão de jusante superior a de montante, isso ocorre devido as confluências com outros rios que ocorrem ao longo do percurso do rio e das trocas entre a planície e o canal. De fato, na análise de trocas laterais canal-planície identificadas por Paz et al. (2011), o rio Paraguai de Cáceres até P. Conceição foi rotulado como de predomínio de perdas expressivas de vazão do canal para a planície, enquanto a jusante de P. Conceição até P. Murtinho predominam ganhos da planície para o canal (Figura 1).

Figura 19- Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Paraguai para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Analisando a Tabela 22 correspondente ao cenário máximo, o primeiro trecho (Cáceres – Descalvados) teve um tempo de deslocamento de cheia de 22 dias, a uma velocidade de aproximadamente 6 km/dia e para este trecho houve uma redução da vazão de pico em 35%. O segundo trecho, Descalvados – P. Conceição, teve um comportamento bem diferente, pois a

cheia demorou apenas 1 dia para se deslocar entre os pontos de montante e jusante, o que elevou a velocidade para 113,8 km/dia e assim como o primeiro trecho, houve uma grande perda de vazão, cerca de 48%. No terceiro trecho, P. Conceição – Amolar, o t_v foi de 59 dias e a variação da vazão de pico foi positiva, aumentando em 84% devido à confluência com o Rio Cuiabá. O próximo trecho, Amolar – P. S. Francisco, o t_v foi de 13 dias, possuindo uma velocidade de aproximadamente 70 km/dia, e aumentando sua vazão de pico em 8%. O trecho P. S. Francisco – P. Manga teve o t_v de 1 dia, valor bem pequeno em comparação com as distâncias equivalentes, neste trecho houve um aumento da vazão de pico em 16%. E no último trecho, P. Manga – P. Murtinho, o t_v foi de 4 dias - esse trecho é o maior com cerca de 473 km, e também houve aumento de vazão em 8%.

Na simulação da cheia no rio Paraguai, os demais rios permaneceram com vazão de estiagem constante ao longo do tempo. Logo, aportes de água da planície para o canal do rio Paraguai foram exclusivamente devido à água extravasada desse próprio rio em trechos a montante e, em menor proporção, ao acúmulo de água devido à precipitação localizada na planície.

Tabela 22 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
Cáceres - Descalvados	22	22	133.0	133.0	6.05	1825.37	1192.51	-35%
Descalvados - P. Conceição	1	23	133.8	266.9	133.83	1192.51	615.45	-48%
P. Conceição - Amolar	59	82	220.4	487.2	3.74	615.45	1133.23	84%
Amolar - P. São Francisco	13	95	69.8	557.0	5.37	1133.23	1226.98	8%
P. São Francisco - P. Manga	1	96	219.7	776.7	219.69	1226.98	1420.31	16%
P. Manga - P. Murtinho	4	100	473.3	1250.0	118.33	1420.31	1533.46	8%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O tempo de viagem do cenário médio é apresentado na Tabela 23. O primeiro trecho, apresentou o t_v de 17 dias, e a vazão reduziu em 25%, sendo ambos os valores menores do que no cenário máximo. Para o trecho Descalvados – P. Conceição, assim como no cenário máximo, houve um pequeno t_v (2 dias), e uma redução da vazão de pico semelhante, em torno de 44%. O trecho P. Conceição – Amolar foi o trecho mais demorado, cuja passagem da cheia foi em 30 dias e reduziu a vazão em 85%. Os últimos três trechos tiveram igual tempo de deslocamento

da cheia (3 dias), e em todos os trechos teve um ganho de vazão devido às confluências com os rios Taquari, Negro e Miranda.

Tabela 23 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Cáceres - Descalvados	17	17	133.0	133.0	7.83	1387.01	1041.88	-25%
Descalvados - P. Conceição	2	19	133.8	266.9	66.91	1041.88	583.25	-44%
P. Conceição - Amolar	30	49	220.4	487.2	7.35	584.77	1082.65	85%
Amolar - P. São Francisco	3	52	69.8	557.0	23.26	1082.65	1153.36	7%
P. São Francisco - P. Manga	3	55	219.7	776.7	73.23	1153.36	1346.63	17%
P. Manga - P. Murtinho	3	58	473.3	1250.0	157.77	1346.63	1437	7%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário mínimo teve o mesmo comportamento que o cenário máximo. No primeiro trecho o t_v foi de 19 dias e a vazão de pico reduziu em 20%, de montante para jusante. no segundo trecho, Descalvados – P. Conceição, o t_v foi de 3 dias, tempo superior aos outros cenários. Para esse trecho houve uma redução da vazão de 32%. O terceiro trecho foi o mais demorado, cuja passagem da cheia foi em 20 dias. Os três últimos trechos possuíram pequenos tempos de deslocamento da cheia como mostra a Tabela 24, e todos tiveram uma variação da vazão positiva assim como outros cenários.

Tabela 24 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Cáceres - Descalvados	19	19	133.0	133.0	7.00	942.02	750.14	-20%
Descalvados - P. Conceição	3	22	133.8	266.9	44.61	750.14	529.92	-29%
P. Conceição - Amolar	20	42	220.4	487.2	11.02	538.02	963.82	79%
Amolar - P. São Francisco	<1	42	69.8	557.0	*	963.82	1026.44	6%
P. São Francisco - P. Manga	<1	42	219.7	776.7	*	1026.44	1224.06	19%
P. Manga - P. Murtinho	2	44	473.3	1250.0	236.65	1224.06	1326.39	8%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$. Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário hipotético, devido possuir o mesmo pico de vazão do cenário máximo, apresentou um comportamento bem similar, porém quando comparado os tempos de viagens dos trechos houve pequenas diferenças. Tal comportamento é em virtude do hidrograma de entrada do cenário hipotético possuir um único pico não havendo interferências de picos menores no seu entorno que possam antecipar ou retardar a chegada da onda de cheia. Os valores de t_v para este cenário são apresentados na Tabela 25. Uma característica interessante é em relação a perda ou ganho de vazão ao longo do trajeto do rio, pois mesmo havendo um único pico de vazão, os valores de perda e ganho são semelhantes com o do cenário máximo, mostrando que a planície amortece as vazões igualmente, mesmo que apresentem vários picos de vazão.

Tabela 25 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Paraguai para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
Cáceres - Descalvados	27	27	133.0	133.0	4.93	1825.37	1258.71	-31%
Descalvados - P. Conceição	4	31	133.8	266.9	33.46	1258.71	633.76	-50%
P. Conceição - Amolar	56	87	220.4	487.2	3.94	633.76	1155.31	82%
Amolar - P. São Francisco	7	94	69.8	557.0	9.97	1155.31	1241.24	7%
P. São Francisco - P. Manga	1	95	219.7	776.7	219.69	1241.24	1434.64	16%
P. Manga - P. Murtinho	4	99	473.3	1250.0	118.33	1434.64	1547.63	8%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. * O valor do tempo de deslocamento é inferior a 1 dia, logo não calculou-se a $V_{esc-trecho}$.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

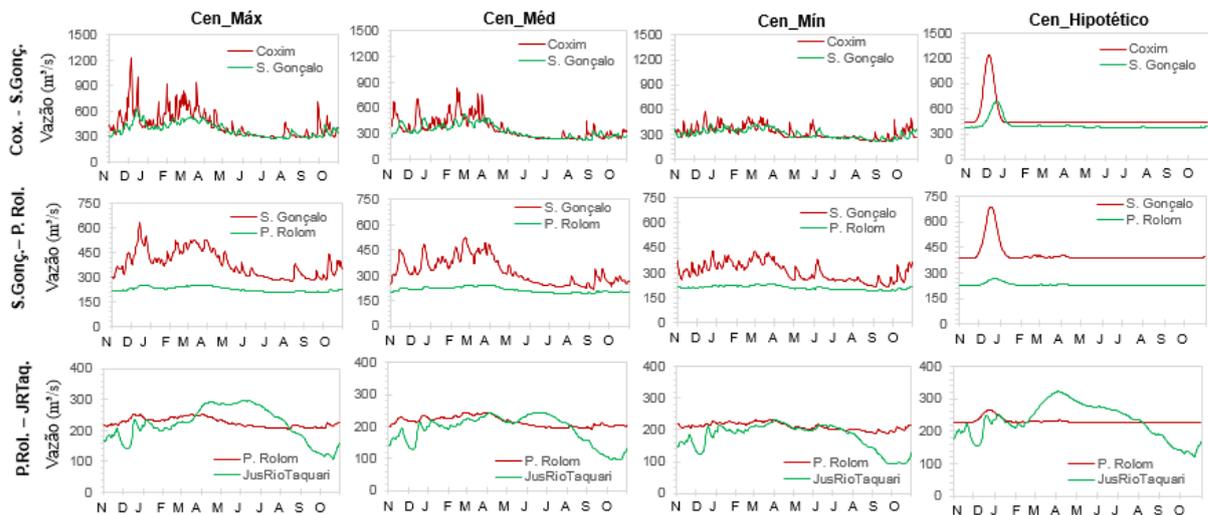
5.1.6 Rio Taquari

Para o rio taquari foi estimado um tempo de deslocamento de cheia variando de 52 a 21 dias, de acordo com o cenário. Ressalta-se que o rio Taquari tem uma característica peculiar em relação aos demais rios da BAP, pois grande parte da sua vazão é extravasada da calha do rio para a planície formando o leque aluvial de grande dinâmica (PAZ, 2010), Para Assine (2005), a vazão de Coxim e S. Gonçalo são bem similares e que o rio não apresenta extravasamento da calha do rio principal a montante de S. Gonçalo, pois há uma barreira de 5 metros nas margens decorrentes dos processos geomorfológicos. , assim as perdas laterais de água do canal para a planície não retornam mais ao canal. Analisando os hidrogramas da Figura 20, nota-se que em

todos os cenários, exceto o cenário hipotético, a variação da vazão na condição de contorno possui vários picos em todo o ano hidrológico e, ao se afastar da condição de contorno, há um grande amortecimento da vazão, não sendo tão perceptível a quantificação do deslocamento da cheia. Já o cenário hipotético, que possui apenas um pico de vazão no hidrograma, melhor se consegue quantificar o deslocamento da onda de cheia, porém é um cenário fictício.

Uma característica interessante que também ocorreu para os rios analisados anteriormente é que, no último trecho, ambos os cenários possuem o mesmo comportamento do hidrograma na chegada do exutório do rio, o que mostra a grande influência da planície, causando amortecimentos semelhantes para diferentes picos de vazão.

Figura 20 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Taquari para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário máximo teve o tempo de deslocamento total de 31 dias (Tabela 26), apresentando perdas de vazão em todos os trechos. No primeiro trecho, Coxim – S. Gonçalo, o t_v foi de 10 dias, sendo a vazão escoada a uma velocidade de aproximadamente 19 km/dia e ocorrendo uma redução da vazão de montante para a de jusante de 49%. O segundo trecho foi o trecho com maior velocidade de escoamento devido à passagem da cheia no trecho ser de apenas 2 dias. Nesse trecho houve uma maior redução da vazão, cerca de 60%. O terceiro trecho possuiu o maior tempo de deslocamento com 19 dias, no entanto houve uma menor redução da vazão, entre os pontos de montante e jusante.

Tabela 26- Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Coxim - S. Gonçalo	10	10	185.1	185.1	18.51	1236.83	632.46	-49%
S. Gonçalo - P. Rolom	2	12	155.4	340.5	77.68	632.46	253	-60%
P. Rolom - JusRioTaquari	19	31	109.5	450.0	5.76	253	232.57	-8%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário médio apresentou características diferentes em comparação com o cenário máximo. A vazão de pico considerada foi menor, no entanto, os resultados mostraram um maior tempo de deslocamento da cheia. No primeiro trecho, a onda de cheia deslocou-se em 12 dias (Tabela 27), a uma velocidade de aproximadamente 15 km/dia, havendo uma redução na vazão entre os pontos de montante e jusante de 37%. No segundo trecho, o t_v foi pequeno ocorrendo em 4 dias e semelhante com o cenário máximo foi o trecho que apresentou maior redução da vazão com 54%, entre os pontos monitorados. No terceiro trecho, houve um aumento do t_v , ocorrendo a passagem da cheia em 36 dias. Nesse trecho a redução das vazões de montante e jusante foi de 1%. Este cenário houve um retardamento nas ondas de cheias, esta característica pode estar relacionada com a escolha do hidrograma para a condição de contorno, pois a mesma possuía muitos picos de vazão próximos um do outro, o que pode aumentar a vazão de pico no ponto de jusante e mesmo dificultar a análise de identificação de qual pico é o correspondente ao pico de cheia máxima de montante. Quando há vários picos de vazão próximos há uma acomodação da vazão na planície havendo o amortecimento, porém em seguida há um extravasamento podendo surgir picos de vazão a posteriori.

Tabela 27 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Coxim - S. Gonçalo	12	12	185.1	185.1	15.43	832.89	525.95	-37%
S. Gonçalo - P. Rolom	4	16	155.4	340.5	38.84	525.95	244.16	-54%
P. Rolom - JusRioTaquari	36	52	109.5	450.0	3.04	244.16	242.45	-1%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário mínimo apresentou tempos de deslocamento menores que os cenários máximo e médio e as variações das vazões por trecho também apresentaram valores menores. No primeiro trecho, o t_v teve valor de 9 dias, com velocidade de escoamento em torno de 21 km/dia. O segundo trecho apresentou o menor tempo de deslocamento e maior redução da vazão, apresentando o t_v de 2 dias e a variação da vazão de -47%. E, no último trecho, o t_v foi de 10 dias, apresentando uma velocidade de escoamento de aproximadamente 11 km/dia e uma redução da vazão de 5% (Tabela 28).

Tabela 28 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Coxim - S. Gonçalo	9	9	185.1	185.1	20.57	572.95	433.43	-24%
S. Gonçalo - P. Rolom	2	11	155.4	340.5	77.68	433.43	227.77	-47%
P. Rolom - JusRioTaquari	10	21	109.5	450.0	10.95	227.77	217.02	-5%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário hipotético apresentou valores semelhantes com o cenário máximo, como mostra a Tabela 29. No primeiro trecho, o t_v , foi de 11 dias, ocorrendo uma variação da vazão entre os trechos de montante e jusante de -45%. O segundo trecho possui menor tempo de deslocamento assim como os cenários anteriores e apresentou uma grande redução da vazão,

cerca de 61%. No último trecho, o tempo de deslocamento da onda de cheia foi menor do que o cenário máximo, ocorrendo em 15 dias e com uma redução da vazão de pico de 6%.

Tabela 29 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Taquari para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Coxim - S. Gonçalo	11	11	185.1	185.1	16.83	1236.83	686.30	-45%
S. Gonçalo - P. Rolom	5	16	155.4	340.5	31.07	686.30	266.61	-61%
P. Rolom - JusRioTaquari	15	31	109.5	450.0	7.30	266.61	249.85	-6%

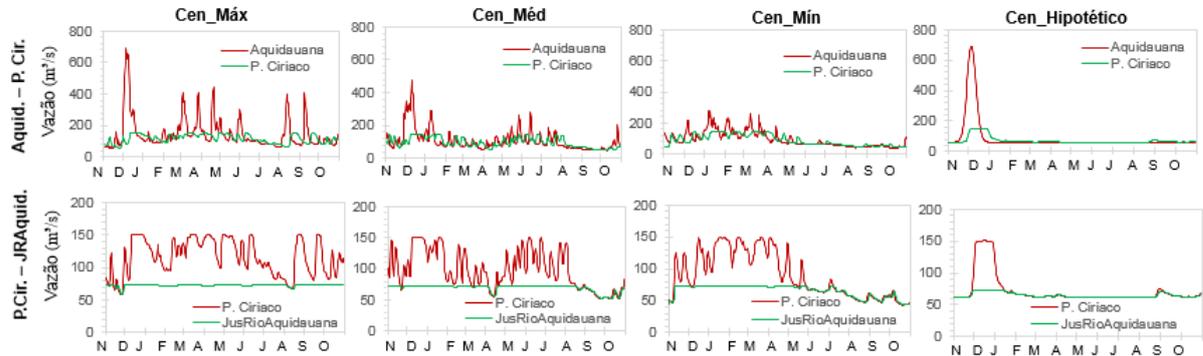
Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

5.1.7 Rio Aquidauana

O rio Aquidauana, assim como o rio Taquari, possui vários picos de vazão no hidrograma da condição de contorno em todo o seu ano hidrológico (Figura 21) e, na medida que se distancia da condição de contorno, há amortecimento da vazão e a formação de vários picos sequenciais, dificultando definir qual pico correspondente ao deslocamento da onda de cheia. Mesmo para o cenário hipotético que apresenta um único e elevado pico de vazão, o amortecimento suaviza o hidrograma da mesma forma e no ponto a jusante da condição de contorno não forma uma elevação perceptível para a análise do deslocamento da onda de cheia. No segundo trecho, o amortecimento ainda é maior como mostrado na Figura 21 e o hidrograma torna-se visivelmente com um patamar, ocorrendo pouquíssima variação de vazão de um mês para o outro.

Figura 21- Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Taquari para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Analisando as variáveis do tempo de deslocamento da onda de cheia para cada cenário, observa-se que o cenário máximo possui o t_v em seu primeiro trecho de 11 dias, escoando numa velocidade de aproximadamente 21 km/dia e apresenta uma redução da vazão do trecho de montante para o de jusante de 78%. Já no segundo trecho o t_v foi de 7 dias, e houve uma redução da vazão de pico no trecho de 51% (Tabela 30).

Tabela 30 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m³/s)	Q_{pJus} (m³/s)	Varição da Q_p (%)
Aquidauana - P. Ciriaco	11	11	235.0	235.0	21.36	691.4	150.74	-78%
P. Ciriaco - JusRioAquidauana	7	18	105.0	340.0	15.00	150.74	73.23	-51%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário médio apresentou um menor tempo de deslocamento no primeiro trecho, deslocando-se a onda de cheia em 6 dias e no segundo trecho o tempo de deslocamento foi de 7 dias. Para ambos os trechos houve uma redução da vazão nos trechos de 68% e 51%, respectivamente, como mostra a Tabela

Tabela 31 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Aquidauana - P. Ciriaco	6	6	235.0	235.0	39.17	476	150.59	-68%
P. Ciriaco - JusRioAquidauana	7	13	105.0	340.0	15.00	150.59	73.24	-51%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário mínimo teve t_v no primeiro trecho maior que no cenário médio, deslocando-se em 10 dias (Tabela 32) e apresentou uma menor redução da vazão entre os cenários anteriores, apresentando um caimento de 47%. E para o segundo trecho, diferente do que ocorreu nos dois cenários anteriores, após a passagem da cheia pelo ponto de controle de P. Ciriaco não se identificou nenhum pico de vazão no ponto JusRioAquidauana. Nesse último trecho, houve um grande amortecimento da vazão e como não se identificou nenhum pico no ponto de jusante, logo, para esse trecho foi considerado que o t_v possuía valor indeterminado.

Tabela 32- Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Variação da Q_p (%)
Aquidauana - P. Ciriaco	10	10	235.0	235.0	23.50	282.4	149.97	-47%
P. Ciriaco - JusRioAquidauana	**	**	105.0	340.0	**	-	-	-

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante. ** valores indeterminados.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário hipotético teve o mesmo comportamento que o primeiro cenário, diferindo apenas de 1 dia o valor de t_v do segundo trecho, como mostra a Tabela 33.

Tabela 33 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Aquidauana para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont} (m ³ /s)	Q_{pJus} (m ³ /s)	Varição da Q_p (%)
Aquidauana - P. Ciriaco	11	11	235.0	235.0	21.36	691.40	150.82	-78%
P. Ciriaco - JusRioAquidauana	6	17	105.0	340.0	17.50	150.82	73.24	-51%

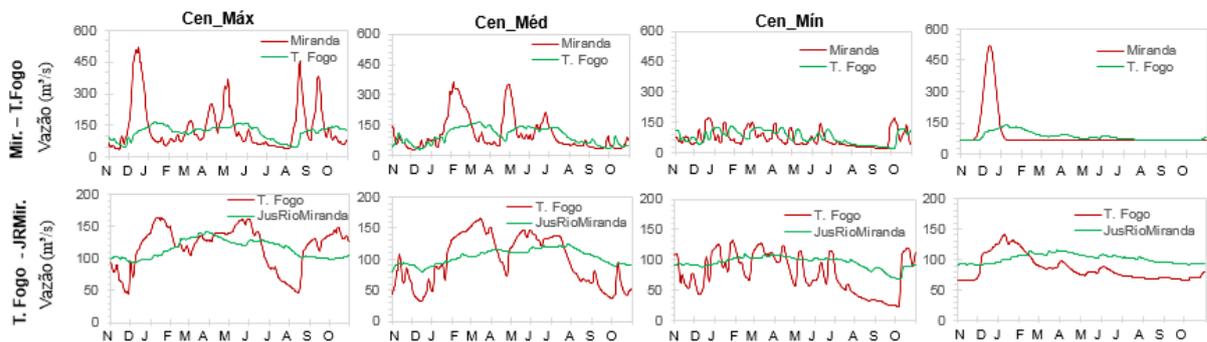
Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

5.1.8 Rio Miranda

O rio Miranda é a última aflúência ao rio Paraguai e assim como o rio Aquidauana possui vários picos de vazão ao longo de todo o ano hidrológico nos hidrogramas escolhidos na condição de contorno nos cenários. Por meio do Figura 22 observa-se que, para todos os cenários exceto o cenário hipotético, há vários picos ao longo da série e no ponto de montante após a condição de contorno há um amortecimento da vazão e os picos são suavizados. No último trecho, T. Fogo – Jusante do Rio Aquidauana, a vazão é ainda mais amortecida e os hidrogramas no ponto de jusante tornam-se mais suaves ao longo de todo o ano hidrológico.

Figura 22 - Hidrogramas da variação da vazão de pico nos trechos do Rio Miranda para os quatro cenários



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário máximo teve um tempo de deslocamento no seu primeiro trecho de 25 dias (Tabela 34), apresentando uma redução da vazão de 68%, para esse trecho a velocidade foi de

5,21 km/dia. No segundo trecho, o deslocamento da cheia foi mais demorado com 35 dias, e o amortecimento da cheia não foi tão alta como no primeiro trecho, sendo cerca de 21%.

Tabela 34 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário máximo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont}	Q_{pJus}	Varição da Q_p (%)
Miranda - T. Fogo	25	25	130.2	130.2	5.21	521.2	164.31	-68%
T. Fogo - JusRioMiranda	35	60	190.8	321.0	5.45	164.31	130.22	-21%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário médio apresentou o tempo de viagem maior no primeiro trecho, como sendo em 40 dias (Tabela 35). Por meio do gráfico deste trecho, apresentado na Figura 22, observa-se que após a vazão de pico máxima, há um pequeno pico logo em seguida, o que gerou uma onda de cheia no ponto a jusante mais demorada. Sendo perceptível a chegada da cheia do ponto de controle T. Fogo. Ainda no primeiro trecho, houve uma redução da vazão de 55%. No segundo trecho, T. Fogo – Jusante Rio Miranda, o deslocamento da cheia foi em 25 dias, havendo uma redução da vazão em 31%.

Tabela 35 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário médio

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont}	Q_{pJus}	Varição da Q_p (%)
Miranda - T. Fogo	40	40	130.2	130.2	3.25	365	166	-55%
T. Fogo - JusRioMiranda	25	65	190.8	321.0	7.63	166	115.1	-31%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Varição da Q_p = Varição da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário mínimo apresentou t_v de 13 dias (Tabela 36) no primeiro trecho e causou uma variação da vazão de pico de -28%, reduzindo a vazão entre os pontos de montante e jusante. No segundo trecho, o tempo de deslocamento da cheia foi de 15 dias e um abatimento da vazão

de pico em 19%. De todos os cenários, este foi o que apresentou maior velocidade de deslocamento, e como já visto este comportamento em outros rios, que quando menor a vazão menor a inundação da planície e o escoamento passa a escoar mais no canal do rio.

Tabela 36 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário mínimo

Trecho	t_v (dias)	t_v acum.	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont}	Q_{pJus}	Variação da Q_p (%)
Miranda - T. Fogo	13	13	130.2	130.2	10.01	173.5	125.59	-28%
T. Fogo - JusRioMiranda	15	28	190.8	321.0	12.72	125.59	101.11	-19%

Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: Elaborado pela autora (2018)

O cenário hipotético teve valores de t_v parecidos com o cenário máximo, diferindo apenas em 2 dias para o segundo trecho, como mostra a Tabela 37. No entanto, as reduções das vazões diferiram um pouco, apresentando uma redução de 73% no primeiro trecho e de 18% no segundo.

Tabela 37 - Variáveis do tempo de deslocamento da cheia do Rio Miranda para cenário hipotético

Trecho	t_v (dias)	t_v acum. (dias)	D_p (km)	D_p acum. (km)	$V_{esc-trecho}$ (km/dia)	Q_{pMont}	Q_{pJus}	Variação da Q_p (%)
Miranda - T. Fogo	25	25	130.2	130.2	5.21	521.20	140.27	-73%
T. Fogo - JusRioMiranda	37	62	190.8	321.0	5.16	140.27	114.64	-18%

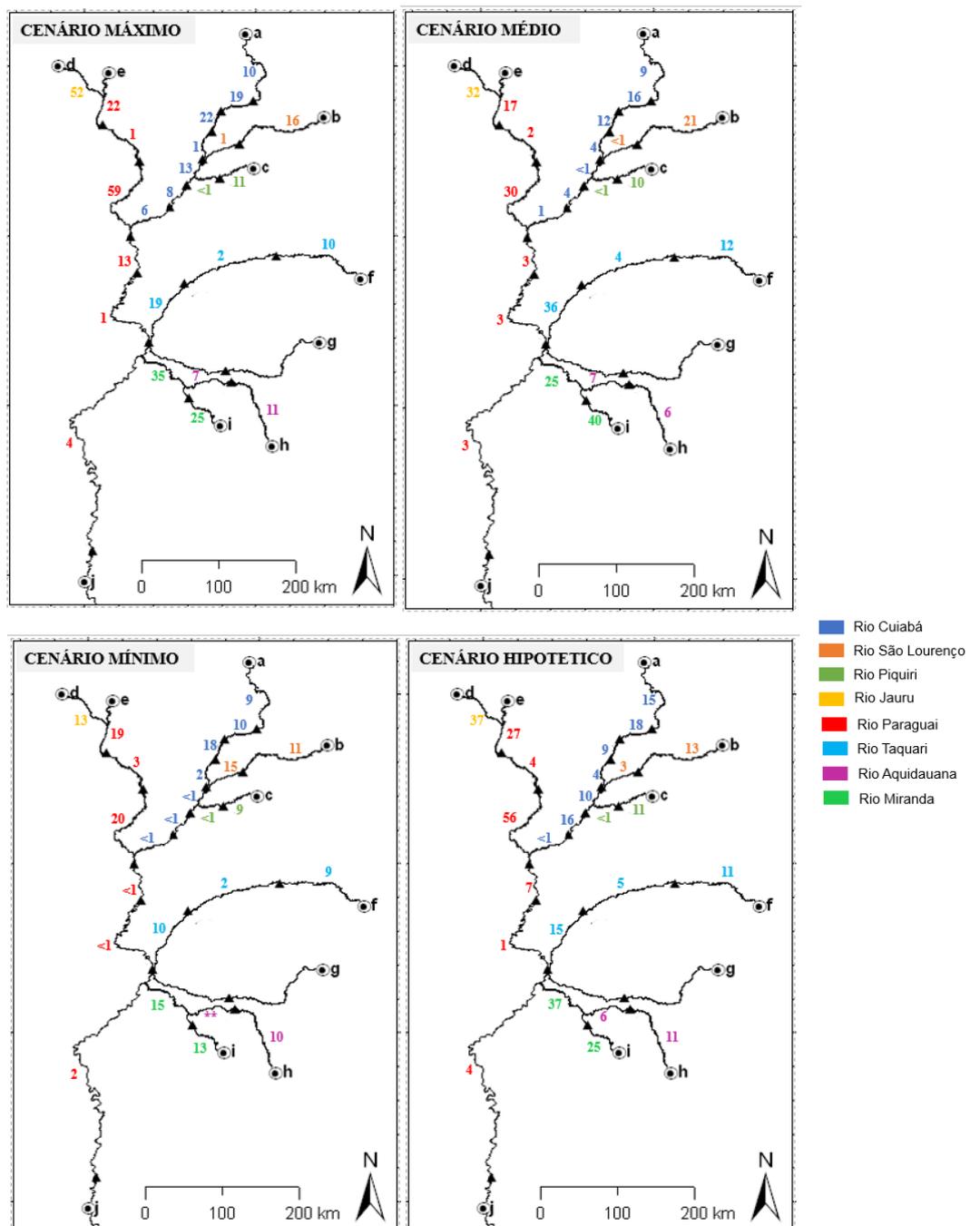
Legenda: t_v = tempo de viagem; t_v acum. = tempo de viagem acumulado; D_p = distância percorrida no trecho; D_p acum. = distância percorrida acumulada; $V_{esc-trecho}$ = Velocidade de escoamento no trecho; Q_{pMont} = Vazão de pico do ponto de montante; Q_{pJus} = Vazão de pico do ponto de jusante; Variação da Q_p = Variação da vazão de pico entre os trechos de montante e jusante.

Fonte: A autora (2018)

5.2 Análise integrada

A fim de melhor visualizar o tempo de deslocamento dos quatro cenários e de forma espacial para todos os rios analisados, montou-se a Figura 23 que ilustra o tempo de deslocamento da cheia por cenário.

Figura 23 - Tempo de viagem por trecho de rio para os cenários máximo, médio, mínimo e hipotético.



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

Ainda como resultado de comparação entre os cenários, por meio da Figura 23 observa-se que o rio Cuiabá apresentou um tempo de deslocamento médio 59 dias desde a cheia projetada em sua condição de contorno até o último ponto de controle, Jusante do Rio Cuiabá. O cenário máximo e o hipotético foram os que apresentaram maiores tempos de viagem, sendo superiores a 70 dias, e os cenários médio e mínimo apresentam tempos menores que 47 dias. Notou-se ainda que quanto menor pico de vazão simulado na condição de contorno, mais rápido foi o deslocamento da cheia, podendo ser explicado pela interação rio-planície, pois em uma maior cheia toda a planície é inundada ocorrendo o amortecimento da vazão que consequentemente suaviza o seu deslocamento.

Para o rio São Lourenço, ocorreu o inverso do rio Cuiabá, pois na medida que se simulou cenários com menores vazões, maior foi o tempo de deslocamento. Entretanto, devido às grandes perdas laterais do canal para a planície e o hidrograma configurado como um patamar, há dificuldade e incerteza maior na quantificação do tempo de deslocamento da cheia. Esse fator pode ser a explicação para comportamento diferenciado desse rio no cenário mínimo. O cenário hipotético comportou-se da mesma forma que o cenário máximo, variando o tempo de deslocamento da cheia entre os trechos.

Para os rios Jauru e Piquiri que possuíam 1 e 2 pontos de monitoramento, respectivamente, o tempo de deslocamento foi menor no cenário mínimo, e maior para o cenário máximo, possuindo o mesmo comportamento do rio Cuiabá. O rio Jauru possui um t_v médio de aproximadamente 34 dias, e o Rio Piquiri, para o qual houve pequenas variações do t_v para os cenários, teve um t_v médio de 10 dias.

O rio Paraguai apresenta uma maior extensão dentre os rios teve um tempo de deslocamento de cheia de aproximadamente 75 dias, apresentando os maiores tempos nos cenários máximos e hipotéticos, e o menores valores nos cenários médio e mínimo. Em toda a extensão do rio o trecho mais demorado foi o trecho P. Conceição – Amolar, com t_v médio de aproximadamente 41 dias, a uma velocidade média de 5,4 km/dia.

Os rios Taquari e Miranda apresentaram comportamento diferentes nos valores de t_v , pois os cenários médios para ambos os rios foram maiores que o cenário máximo, porém o cenário mínimo continuou com o menor tempo de deslocamento. O rio Taquari teve um t_v médio de aproximadamente 34 dias, sendo o primeiro trecho o mais demorado. Já o rio Miranda apresentou um t_v médio de aproximadamente 54 dias.

O rio Aquidauana apresentou um t_v médio de 16 dias, porém não foi identificável o deslocamento na cheia em segundo trecho do cenário mínimo, logo esse cenário foi tido como indeterminado. Considerando cenários válidos, possui pequenas diferenças nos tempos de

deslocamento de acordo com o cenário, sendo o cenário máximo e hipotético os mais demorados.

De modo geral, por meio das simulações dos quatro cenários, percebeu-se três tipos de comportamento dentre os rios simulados, o primeiro comportamento em que tempo de deslocamento da cheia variou no mesmo sentido da variação da intensidade da cheia na condição de contorno à vazão de entrada na condição de contorno, de modo que quanto maior a vazão simulada, maior foi o tempo de deslocamento das cheias, sendo representados pelos rios Cuiabá, Jauru, Piquiri, Paraguai e Aquidauana. O segundo comportamento teve o cenário médio como sendo o mais duradouro, representados pelos rios Taquari e Miranda. E o terceiro comportamento que tiveram um comportamento inverso ao primeiro, de modo que quanto maior a cheia menor tempo levou-se para a sua chegada no exutório do rio, representada pelo rio São Lourenço. Esses comportamentos podem ser visualizados na Figura 24. Cabe novamente a ressalva de que os rios São Lourenço, Taquari e Miranda apresentam grandes perdas de água para a planície, tornando os hidrogramas com o aspecto de um patamar, o que dificulta a quantificação da passagem das cheias e esse motivo pode explicar parcialmente o comportamento diferenciado em relação ao primeiro grupo.

Para todos os rios, um comportamento padrão foi identificado, de tempo de viagem no cenário hipotético muito próximo ao tempo de viagem do cenário de cheia máxima. Isso mostra como a intensidade da cheia foi mais importante para o tempo de deslocamento do que exatamente o formato do hidrograma ser singular ou com alguns picos secundários.

Figura 24 - Comparação do tempo de deslocamento de cheia entre os cenários estudados



Fonte: Elaborado pela autora (2018)

6 CONCLUSÕES

A partir desse estudo, pode-se observar que ao simular diferentes cheias se obtém diferentes tempos de deslocamento. Os cenários máximos e hipotéticos apresentaram valores de tempo de deslocamento semelhantes, mostrando que a intensidade da cheia foi mais importante para o tempo de deslocamento do que exatamente o formato do hidrograma ser singular ou com alguns picos secundários.

Entretanto, o formato dos hidrogramas usado na condição de contorno para as simulações, mesmo sendo menos expressivo que a intensidade da cheia, também influenciou na determinação do tempo de deslocamento da cheia, pois os rios que apresentaram hidrogramas sem um pico de cheia tão pronunciado, com pouca diferença entre o pico máximo e os demais picos, houve dificuldade de identificar e quantificar o deslocamento da onda de cheia máxima ao longo dos pontos de controle. Esse tipo de comportamento ocorreu no Rio Aquidauana, cujo os hidrogramas possuíam vários picos de vazões e o cenário mínimo não obteve resultado representativo do tempo de viagem

Por meio deste estudo, notou-se ainda que a planície de inundação é um grande amortecedor de grandes vazões de picos, suavizando a velocidade e prolongando a chegada da cheia a jusante e, mesmo com diferentes valores de cheias simuladas, os últimos trechos dos rios com maiores extensões apresentaram amortecimentos e valores das vazões de picos semelhantes. Interessante ressaltar também que o efeito de amortecimento da planície é tão intenso no Pantanal que uma cheia real com picos secundários é transformada a medida que se propaga pelos rios em uma cheia monomodal que passa a se assemelhar bastante com uma cheia hipotética que adentrasse o Pantanal já com esse formato singular bem comportado. Além disso, a complexidade das trocas laterais entre canal e planície influencia a análise, ao contribuir para ampliar ou amortecer o efeito natural esperado de retardo da onda de cheia.

Sendo assim, este estudo pode ser usado no auxílio de sistemas de previsão de cheias para o Pantanal, pois por meio dele foi possível estimar o tempo de deslocamento de ondas de cheias desde a condição de contorno, parte mais externa do Pantanal, até o exutório do rio, para diferentes tipos de cheias. Devido às cheias do Pantanal serem amortecidas pela planície de inundação, retardando a chegada em pontos mais baixos, então, conhecendo o tempo de chegada da onda de cheia em pontos mais a jusante é possível traçar metas e ações de planejamento voltadas para minimizar os transtornos sofridos por cidades adjacentes, como as inundações, oriundos eventos frequentes e de magnitudes conhecidas.

Apesar dos bons resultados desse estudo sabe-se que o modelo utilizado, SIRIPLAN, assim como qualquer outro modelo hidrológico possui limitações e como afirma o próprio autor Paz (2010), a resolução espacial adotada na modelagem limita a escala de variação da dinâmica de inundações simuladas. Deste modo, tais limitações possam ter interferido nos tempos de viagens estimados.

Sugere-se, para estudos futuros, novas considerações como criar um cenário hipotético para o cenário médio e mínimo a fim de verificar a influência da planície e tempo de chegada da cheia. Também, é interessante analisar a interação entre as cheias ocorrendo simultaneamente ao longo de todos os rios, o que foi tratado aqui apenas de forma separada. Isso aumenta a complexidade, já que a interação entre as cheias pode amortecer ou amplificar os efeitos aqui relatados.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANA/GEF/PNUMA/OEA. Agência Nacional de Águas. Fundo para o Meio Ambiente Mundial. Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente. Organização dos Estados Americanos. Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e da Bacia do Alto Paraguai - PAE - Relatório Final. Brasília, DF: ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2004.

ALLASIA, D. G.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; GERMANO, A.; COLLISCHONN, B.; FAILACHE, N. Modelo hidrológico da bacia do Alto Paraguai. In: **Simpósio do Centro Oeste De Hidrologia**, 3. Porto Alegre, 2004. **Anais...** Porto Alegre, 2004.

ALLASIA, D. G.; SILVA, B. C.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large basin simulation experience in South America. In: **Predictions in Ungauged Basins: Promise and Progress** (Proceedings of symposium S7 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April 2005). IAHS Publ. 303, p. 360-370, 2006.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**. v. 70, n. 3-4, p. 357-371, 2005.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**. v. 114, n. 1, p. 23-34, 2004.

BATES, P. D.; DE ROO, A. P. A simple raster-based model for flood inundation simulation. **Journal of Hydrology**, v. 236, n. 1-2, p. 54 – 77, 2000.

BEFFA, C.; CONNELL, R. J. Two – dimensional flood plain flow, I: model description. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 6, n. 5, p. 397-405, 2001.

BRAVO, J. M.; COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; VILLANUEVA, A.; TUCCI, C. E. M. Estimativa da perda ou ganho lateral dos rios no pantanal. In: **1º Simpósio de Recursos Hídricos do Sul e I Simpósio de Águas da AUGM**, Santa Maria – RS, 2005.

BRAVO, J. M.; ALLASIA, D.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Coupled hydrologic-hydraulic modeling of the upper Paraguay River Basin. **Journal Of Hydrologic Engineering**. v. 17, p. 635-646, maio 2012.

BRAVO, J. M.; COLLISCHONN, W.; PAZ, A. R.; ALLASIA, D.; DOMEQ, F. Impact of projected climate change on hydrologic regime of the Upper Paraguay River basin. **Climatic Change**, v. 127, p. 27–41, 2014.

BRÊDA, J. P. L. F; PAIVA, R. C. D. de; BRAVO, J. M.; PASSAIA, O. A.; Assimilação de dados de altimetria espacial para ajuste da cota de fundo de um modelo hidráulico. In: **XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**. Florianópolis – SC, 2017.

BRUNNER, G.W. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. Version 3.1. November 2002. 350p.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a Bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**. n. 59/01, abril 2007.

CORRADINI, F. A.; ASSINE, M. L. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do rio São Lourenço, Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 42, n. 1, p. 20 - 33, dez 2012.

DI BALDASSARRE, G., UHLENBROOK, S. Is the current flood of data enough? A treatise on research needs for the improvement of flood modelling. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 1, p. 153-158, 2012.

FAN, F. M.; PONTES, P. R. M.; PAIVA, R. C. D. de. Avaliação de um método de propagação de cheias em rios com aproximação inercial das equações de Saint-Venant. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH**. v. 19, n. 4, p. 137-147, out/dez 2014.

FLEISCHMANN, A. S.; Processo Hidrológicos e Hidráulicos em grandes áreas inundáveis: assimetria de hidrogramas e simulação matemática. 121f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, 2017.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Inundations Patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. **Hydrobiologie**, jan, 1995

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Comparison of inundation patterns among major South American Floodplains. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, n. D20, 2002.

HORRIT, M. S.; BATES, P. D. Predicting floodplain inundation: raster basic modelling versus the finite- element approach. **Hydrological Processes**, v. 15, p. 825-842, 2001.

JARDIM, P. F.; COLLISCHONN, W.; BRAVO, J. M.; FLEISCHMANN, A. S.; SIQUEIRA, V. A.; FAN, F. M. Inferência da seção transversal efetiva de rios a partir do tempo de viagem de cheias. In: **XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**. Florianópolis – SC, 2017.

MAMEDE, S. B.; ALHO, C. J. R. Response of wild mammals to seasonal shrinking-and-expansion of habitats due to flooding regime of the Pantanal, Brazil. *Braz. J. Biol*, São Carlos, vol. 66 n°.4, nov. 2006.

MEYER, A.; FLEISCHMANN, A.; COLLISCHONN, W.; PAIVA, R. Compreendendo ondas de cheia: análise da relação entre celeridade e vazão em rios brasileiros. In: **XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**. Florianópolis – SC, 2017.

MORAES, A. S.; RESENDE, E. K.; RODRIGUES, C. A. G.; MAURO, R. A.; GALDINO, S.; OLIVEIRA, M. D.; CRISPIM, S. M. A.; VIEIRA, L. M.; SORIANO, B. M. A.; ABREU, U. G. P.; MOURÃO, G. M. Embrapa Pantanal: 25 anos de pesquisas em prol da conservação do Pantanal. In: **III Simpósio de Recursos Naturais e Sócio-econômicos do Pantanal**. Corumbá - MG, 2000.

MOURÃO, G.; OLIVEIRA, M. D.; CALHEIROS, D. F.; PADOVANI, C. R.; MARQUES, E. J.; UETANABARO, M. O Pantanal Mato-Grossense. In: Os sites e o Programa Brasileiro de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 29-49, 2002.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação hidrodinâmica integrada rio-planície em ambiente SIG: aplicação ao rio Aquidauana. **1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**. Campo Grande – MS. *Anais...* p. 116-125, 2006.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação Hidrológica de Rios com Grandes Planícies de Inundação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH*. v. 15, n. 4, p. 31 - 43, out/dez 2010.

PAZ, A. R. Simulação Hidrológica de rios com grandes planícies de inundação. 258 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em

Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2010.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; BRAVO, J. M.; BATES, P. D.; BAUGH, C.
The influence of vertical water balance on modelling Pantanal (Brazil) spatio-temporal inundation dynamics. **Hydrological Processes**, v. 28, p. 3539–3553, 2014.

PEREIRA, G.; CHÁVEZ, E. S.; SILVA, M. E. S. O estudo das unidades de paisagem do bioma Pantanal. *Revista Ambiente & Água*, Taubaté, v. 7, n. 1, p. 89-103, 2012.

SILVA, J. B. L.; FERREIRA, P. F.; RAMOS, M. M.; EUCLYDES, H. P. SOARES, V. P. Modelos de previsão de enchentes em tempo real para o município de Nova ERA – MG. **Revista engenharia na Agricultura – REVENG**, vol. 17, n. 2, p. 190-204, maio/junho 2009.

SILVA, Regina; JABER-SILVA, Michelle. O mapa social e a educação ambiental, diálogos de um mapeamento participativo no Pantanal, Mato Grosso, Brasil. *Revista Educação Pública*, Cuiabá, v. 24, n. 55, p. 201-221, jan./abr. 2015

SIQUEIRA, V. A.; FLEISCHMANN, A. S.; COLLISCHONN, W. FAN, F. M. Desenvolvimento de um sistema operacional de previsão de cheias na Bacia do Taquari-Antas /RS. In: **XXI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**. Brasília – DF, 2015.

SORRIBAS, M. V.; PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; FLEISCHMANN, A.; BONNET, M. Estudo da Bacia Amazônica com um modelo de rastreamento hidrológico. In: **XXII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**. Florianópolis – SC, 2017.

SOUZA, C. F.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação hidrodinâmica via aquisição remota de dados. In: **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. São Paulo, 2007.

RESENDE, Emiko Kawakami de. Pulso de inundação: processo ecológico essencial à vida no Pantanal. Corumbá: Embrapa Pantanal, 2008.

TUCCI, C. E. M.; VILLANUEVA, A.; COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; BRAVO, J.; COLLISCHONN, B.; Projeto de Implantação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai, Subprojeto 5-4 – Modelo Integrado de Gerenciamento Hidrológico da Bacia do Alto Paraguai, ANA/GEF/ PNUMA/ OEA, Porto Alegre (RS), 554p, 2005.

TUCCI, C. E. M. Modelos Hidrológicos. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1998.

TUCCI, C. E. M. Recursos Hídricos e conservação do Alto Paraguai. Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal de Rio Grande do Sul. 2004. Disponível em: < <http://semarh.se.gov.br/wp-content/uploads/2017/02/revparagua.pdf> >. Acesso em: 09 de outubro de 2018.