



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.20.13.11-TDI

**IMPACTO DO DESFLORESTAMENTO NA
VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DA ÁGUA EM
ZONAS DE VÁRZEA DO BAIXO AMAZONAS**

Regla de la Caridad Duthit Somoza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Camilo Daleles Rennó, aprovada em 31 de agosto de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L2L93P>>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
(CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.20.13.11-TDI

**IMPACTO DO DESFLORESTAMENTO NA
VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DA ÁGUA EM
ZONAS DE VÁRZEA DO BAIXO AMAZONAS**

Regla de la Caridad Duthit Somoza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Camilo Daleles Rennó, aprovada em 31 de agosto de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L2L93P>>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Duthit Somoza, Regla de la Caridad.

D952i Impacto do desflorestamento na velocidade de propagação da água em zonas de várzea do baixo Amazonas / Regla de la Caridad Duthit Somoza. – São José dos Campos : INPE, 2015.
xx+115 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/01.20.13.11-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Camilo Daleles Rennó.

1. Rugosidade hidráulica. 2. Velocidade do escoamento.
3. Modelagem hidrodinâmica. 4. Várzea. Desflorestamento.
I.Título.

CDU 504.122:551.435.12




Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).


Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de *Doutor(a)* em
Sensoriamento Remoto

Dra. Evelyne Márcia Leão de Moraes Novo



Presidente / Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Camilo Daleles Rennó



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Cláudio Clemente Faria Barbosa



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Conrado de Moraes Rudorff



Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Walter Collischonn



Convidado(a) / UFRGS / Porto Alegre - RS

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Título: "IMPACTO DO DESFLORESTAMENTO NA VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DA ÁGUA EM ZONAS DE VÁRZEA DO BAIXO AMAZONAS"

Aluno (a): Regia de La Caridad Duthit Somoza

São José dos Campos, 31 de Agosto de 2015

*“ Só há duas maneiras de viver a vida: a primeira é vivê-la como se os milagres não existissem. A segunda é vivê-la como se tudo fosse **milagre**. ”*

ALBERT EINSTEIN

*A meu esposo Eduardo e a minha filha Victória, que com
amor ajudaram a superar os obstáculos do caminho*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todas as pessoas cheias de paciência que ajudaram, direta ou indiretamente, para cumprir os objetivos do trabalho. A todos e cada um deles meu mais sincero agradecimento. Entretanto, gostaria dedicar umas linhas em especial para as seguintes pessoas e instituições:

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (**FAPESP**) que financiou esta tese (Processo número: 2011/00250-1). A qual proporcionou um meio de subsistência durante o Doutorado e deu apoio para participação em cursos e eventos.

A minha supervisora e orientadora **Evlyn Novo** que acreditou na minha potencialidade, oferecendo-me a oportunidade de realizar este trabalho. Quero agradecer por ter mão firme quando foi necessário e por me abraçar como uma mãe sempre que precisei de consolo. Sua porta sempre aberta e sua paixão pela ciência foram decisivas no decorrer deste trabalho. Agradeço-lhe, também, profundamente o carinho, a amizade e o apoio emocional.

Ao **Camilo Rennó** que com dedicação e paciência orientou este trabalho. Agradeço por ter-me dado independência a cada novo passo, por discutir os problemas da pesquisa e vislumbrar soluções.

A meu esposo **Eduardo Pereira** agradeço pela confiança, paciência e cooperação nas pesquisas. Também pela força nos momentos de fraqueza e a companhia durante toda a jornada. A minha filha **Victória**, agradeço por existir e por iluminar minha vida.

Gostaria de expressar meu agradecimento a alguns amigos que contribuíram diretamente fornecendo dados e cooperando em publicações. Eles são Vivian Renó, Rudy Van-Drie e Conrado Rudorlff. Agradeço também aos professores membros da banca de avaliação, que aceitaram analisar e discutir este trabalho, enriquecendo-o com suas ideias e sugestões.

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por oferecer as instalações e os equipamentos indispensáveis para este trabalho. Ao Corpo Docente da pós-graduação em Sensoriamento Remoto do INPE e a todos seus professores, agradeço-lhes por compartilhar comigo tão vasto conhecimento.

E de modo muito especial, sou eternamente grata a minha **família**, de Cuba e do

Brasil, que são a base de tudo e sem ela, não estaria aqui. A minha mãe, Regla, que com toda sua luta desde à distancia alavancou esta vitória. A meu tio Alexis, que sempre acreditou em meu potencial e impulsionou esta empreitada até além de seus horizontes. A meu irmão, Jorge (Tato), que aceitou o peso que deixara quando, partindo, escolhi não estar. Agradeço também à comunidade cubana do INPE que me acompanhou nos momentos de saudades como uma família.

RESUMO

As mudanças na velocidade do fluxo de inundação tem impacto relevante tanto para a hidráulica quanto para os aspectos ecológicos e biogeoquímicos das várzeas. Trabalhos recentes mostraram elevado desflorestamento na planície do baixo Amazonas (RENÓ *et al.*, 2011), que é uma região de floresta inundável, o qual está relacionado à redução da rugosidade hidráulica nesta região. Além desse fato, existem indícios de um aumento da velocidade da onda de inundação à jusante de Manaus (SOMOZA *et al.*, 2013). Contudo, para quantificar o real impacto do desflorestamento tanto na redução de rugosidade hidráulica quanto na variação da velocidade de fluxo, faz-se necessário um estudo aprofundado dessa temática, envolvendo tanto a análise de dados observacionais *in situ* e/ou por sensoriamento remoto, quanto por modelagem computacional hidrodinâmica de alto desempenho. É dentro desse contexto que se insere o presente trabalho no qual foram integradas informações que quantificam a mudança de rugosidade hidráulica da planície de inundação do *Lago Grande de Curuai* a um modelo de propagação da água. As características da hidrodinâmica da várzea de Curuai, descritas previamente em um modelo conceitual (BARBOSA, 2005), foram bem representadas pelas simulações do modelo hidrodinâmico ANUGA. Os resultados sugerem de forma indireta, que a redução de 17% no valor médio da rugosidade hidráulica, numa área correspondente a 33,4% da extensão várzea, modificou os padrões da velocidade média do escoamento d'água impactando toda a várzea de Curuai. No extremo Oeste da várzea de Curuai, onde foi observada a região com maior remoção da floresta e consequente diminuição dos valores de rugosidade hidráulica, constatou-se que o desflorestamento nos canais de entrada à planície de inundação acelera o processo de inundação das áreas periodicamente inundáveis da várzea. Simulações realizadas para o período de cheia extrema de 2009 mostraram que no sistema de troca rio-várzea, os canais localizados a Oeste, são mais dependentes da distribuição espacial das mudanças na rugosidade hidráulica que da variabilidade no nível fluviométrico.

Palavras-chave: Rugosidade hidráulica. Velocidade do escoamento. Modelagem hidrodinâmica. Várzea. Desflorestamento.

DESFORESTATION IMPACTS ON THE WATER FLOW PROPAGATION FOR THE LOW AMAZON FLOODPLAIN

ABSTRACT

The water flow velocity has a relevant importance for the hydraulic, ecological and biogeochemical characteristics of the floodplain. In the last 30 years, almost half of the floodplain forest in the Lower Amazon has been removed (RENÓ *et al.*, 2011), what probably caused a hydraulic roughness reduction. Also, an increase in the velocity of the flood wave downstream from Manaus was suggested by the statistical analyses of water level time-series (SOMOZA *et al.*, 2013). However, to quantify the actual impact of deforestation either on hydraulic roughness or on water flood velocity, it was necessary a comprehensive study of this theme. The hypothesis that floodplain forest deforestation causes the increase in the flood wave velocity was tested by integrating remote sensing and in situ data into a water propagation model. The model allowed simulating different land use scenarios of the floodplain, in the last 30 years. The hydrodynamic characteristics of the Curuai floodplain, previously described in a conceptual model (BARBOSA, 2005), were well represented by the simulation with the hydrodynamic model ANUGA. Over the past 30 years, the runoff circulation pattern had no significant changes. At the West side of the Curuai floodplain, deforestation next to the input channels accelerated the flood wave propagation into the periodically flooded areas of the floodplain. This region corresponds to the highest removal of forest areas with consequent reduction of hydraulic roughness. Simulations of extreme events as the flood of 2009 showed that channels located at the West side of the Curuai floodplain were more dependent on the spatial distribution of the hydraulic roughness than on water level variability.

Keywords: Roughness Coefficient. Runoff velocity. Hydrodynamic Modeling. Floodplain. Deforestation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Natureza da rugosidade de superfície	11
2.2 Esquema da variabilidade da velocidade da inundação em função da rugosidade hidráulica	13
2.3 Diferentes etapas da inundação sobre a planície	17
2.4 Principais alternativas de representação do escoamento na planície de inundação.	19
2.5 Resumo do modelo ANUGA	25
2.6 Representação do MDE para uma bacia hidrográfica.	28
2.7 Esquema da grade triangular usada no método de volume finito.	28
3.1 Localização da Várzea do Lago Grande de Curuai	32
3.2 MDE e pontos de amostrados	35
3.3 Grade triangular	36
3.4 Séries históricas do nível d'água	37
3.5 Mapa de cobertura vegetal na região Parintins-Almeirim	38
4.1 Fluxograma da metodologia das simulações com o modelo hidrodinâmico ANUGA	40
4.2 Representação das classes que foram selecionadas para a análise de calibração	42
4.3 Fluxograma da calibração	45
4.4 Hidrograma climatológico utilizado nos contornos Oeste e Leste	47
4.5 Hidrógrafa climatológica das estações fluviométricas Curuai e Óbidos	48
4.6 Variabilidade diária da hidrógrafa climatológica	49
4.7 Cenário extremo de distribuição de rugosidade na várzea	50
5.1 Valores de velocidade observados e simulados	53
5.2 Cenários da distribuição espacial do coeficiente de rugosidade	55
5.3 Cenários das diferenças no coeficiente de rugosidade	57
5.4 Anomalias do nível d'água, observadas e simuladas	58
5.5 Vazão estimada	60
5.6 Distribuição espacial do <i>momentum</i> da simulação com o cenário LC2008	61
5.7 Distribuição espacial do <i>momentum</i> da simulação com o cenário LC2008	63
5.8 Mapa de mudanças, diferenças de velocidade instantânea entre as simulações do cenário LC2008 e LC1977	65

5.9	Mapa de mudanças, diferenças entre as simulações do nível d'água dos cenários LC2008 e LC1977	67
5.10	Localização dos pontos amostrados nas áreas de interesse	68
5.11	Série temporal e boxplot da velocidade diária calculada para os pontos amostrados no canal de entrada na margem do Rio Amazonas	70
5.12	Série temporal e boxplot da velocidade diária calculada para os pontos amostrados no canal de entrada próximo aos lagos	71
5.13	Série temporal e boxplot da velocidade diária calculada para os pontos amostrados nos lagos da várzea	73
5.14	Série temporal e boxplot da velocidade diária calculada para os pontos amostrados no canal de saída	75
5.15	Mapa de <i>momentum</i> , instantâneo do pico da cheia de 2009	77
5.16	Extensão espacial das principais mudanças na magnitude da velocidade instantânea respeito ao cenário LC2008, para o pico da cheia de 2009	78

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 Coeficiente de rugosidade hidráulica por classe de uso utilizados para o ajuste	43
5.1 Valor de ajuste do parâmetro coeficiente de Manning η	52
5.2 Valores de ajuste do nível d' água a cada cenário simulado	54
5.3 Área de cada classe na várzea de Curuai	56
5.4 Extensão espacial das principais mudanças na magnitude da velocidade entre LC2008 e LC1977	66
5.5 Estatísticas da serie diária de velocidade calculada em cada ponto e diferenças de nível d' água.	69
5.6 Extensão espacial das principais mudanças na magnitude da velocidade entre LC2008 e os outros cenários simulados	79

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Hipótese e Objetivo	5
1.2 Esboço Geral	6
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
2.1 Modelagem hidrodinâmica	8
2.1.1 Coeficiente de rugosidade hidráulica	11
2.2 Escoamento na várzea	15
2.3 Modelagem hidrodinâmica das planícies fluviais	18
2.3.1 Vantagens e desvantagens das abordagens	21
2.4 Modelo Hidrodinâmico selecionado	23
2.4.1 Sínteses das características do modelo ANUGA	25
3 ÁREA DE ESTUDO E DADOS	31
3.1 Área de estudo	31
3.1.1 Descrição dos dados	34
4 METODOLOGIA	39
4.1 Fluxograma de trabalho	39
4.2 Distribuição espacial do coeficiente de rugosidade hidráulica	41
4.3 Nível d'água	43
4.4 Método de calibração	44
4.5 Simulações	46
4.5.1 Simulações para a cheia de 2009	49
5 Resultados e Discussão	51
5.1 Ajuste do coeficiente de rugosidade hidráulica	51
5.2 Cenários de rugosidade hidráulica	55
5.3 Simulação da série fluviométrica climatológica	57
5.4 Dinâmica da circulação na Várzea	60
5.5 Padrões espaço-temporais da velocidade do escoamento superficial	68
5.5.1 Canais de entrada	70
5.5.2 Lagos	72

5.5.3	Canal de saída	74
5.6	Estudos de caso: cenários extremos	76
5.7	Considerações	79
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	83
6.1	Conclusões	83
6.2	Recomendações	85
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
	ANEXO 1 - Exemplo de Script das Rodadas com ANUGA.	101
	ANEXO 2 - Exemplo de rotina para extração de series de dados. . .	107
	ANEXO 3 - Exemplo de rotina para construção do Boxplot e outras estatísticas.	109

1 INTRODUÇÃO

A onda de inundação do rio Amazonas é monomodal e se caracteriza por um retardo às vezes superior a um mês entre os máximos de precipitação e de vazão, na altura do baixo Amazonas, decorrente do pequeno gradiente da bacia de drenagem e a sua grande dimensão (KAZEZYILMAZ-ALHAN; MEDINA, 2007). Em termos da propagação da onda de inundação, as planícies de inundação exercem um papel importante no processo de escoamento fluvial, favorecendo o armazenamento da água, o que contribui para o amortecimento e atraso dos hidrogramas de cheia. Em muitos casos, o volume de água que extravasa o canal principal do rio para sua planície de inundação pode nem retornar totalmente ao canal depois do pico de cheia (McCARTNEY; NADEN, 1995), pois pode ficar retida nos lagos da várzea no período de água baixa, ou em menor magnitude, perdida nos processos verticais do ciclo de balanço hidrológico.

O papel da planície de inundação no amortecimento dos picos de inundação pode ser afetado por sua cobertura vegetal. A velocidade da onda de inundação tende a aumentar após a remoção da cobertura florestal devido à redução da fricção hidráulica (JÄRVELÄ, 2002). Segundo Järvelä (2002), os troncos das árvores e a vegetação das margens atenuam a velocidade de entrada da onda de inundação na planície devido à sua elevada rugosidade hidráulica. Com isso, o processo de subida do nível d'água na planície ocorre de modo muito mais lento. Alguns estudos mostram que estas variabilidades de velocidade nas várzeas amazônicas também podem provocar mudanças na morfologia (forma, conectividade, profundidade, granulometria dos sedimentos de fundo) e na limnologia (tempo de residência, disponibilidade de nutrientes, disponibilidade de luz na coluna de água, biodiversidade), vide, por exemplo, Barbosa (2005), Straatsma et al. (2008), Alcântara et al. (2010) entre outros.

Além de sua importância para a população local, as áreas de florestas inundáveis são objeto de interesse ecológico devido sua considerável participação no balanço global de carbono, como fonte de CO_2 (MISTCH; GOSSELINK, 2000; MITSCH et al., 1994) e de metano (CH_4) (ENGLE; MELACK, 1993; WUEBBLES; HAYHOE, 2002). Outro aspecto a ser considerado é que a quantidade de água nas diferentes várzeas Amazônicas e o volume de trocas entre essas e o canal principal são informações essenciais para o entendimento das trocas de nutrientes entre eles e da deposição de sedimentos (ALSDORF et al., 2010).

Na Amazônia, estudos sobre a influência do desflorestamento na resposta hidrológica,

têm enfatizado somente as mudanças ocorridas na cobertura vegetal nas áreas de Terra Firme, pois são analisadas as bacias hidrográficas em sua totalidade (COSTA et al., 2003; LINHARES, 2005; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2015). Nesta abordagem as áreas desflorestadas na planície de inundação são omitidas ou subestimadas. Grande parte das pesquisas não levam em conta as mudanças hidrodinâmicas decorrentes da remoção da floresta, sendo as áreas de planície utilizadas como zonas para armazenamento d'água ao longo da calha principal do Amazonas/Solimões. Nestas circunstâncias a topografia da várzea que controla a declividade e sua profundidade torna-se a forçante mais significativa (ALSDORF et al., 2007; WILSON et al., 2007; TRIGG et al., 2009; PAIVA et al., 2011; PAIVA et al., 2013; RUDORFF et al., 2014b).

Mapas elaborados por Hess et al. (2003) indicaram que a cobertura dominante na calha do Amazonas/Solimões era de Floresta Inundável (53 %). Estes autores observaram, também, que a montante de Manaus, a cobertura Florestal atinge 100 % em alguns trechos, enquanto que à jusante dominam coberturas herbáceas e arbustivas onde apenas 10 % da cobertura vegetal de várzea é constituída por florestas. O contraste desproporcional das áreas florestadas na calha do Amazonas/Solimões, tomando como referencia central Manaus, foi questionada por Renó et al. (2011), os quais avaliaram o desflorestamento e sua extensão nos últimos 30 anos na região de várzea do baixo Amazonas. Nessa área à jusante de Manaus, esses autores constataram que na década de 1970 as florestas de várzea do Baixo Amazonas ocupavam uma área 52% maior que a área atual. Estudos realizados por WinklerPrins (2005) indicam que a região à jusante de Manaus foi ocupada pela cultura da juta a partir da década de 1940, tendo sido essa atividade econômica a responsável pela remoção da floresta nos diques marginais da várzea onde se encontravam os terrenos mais favoráveis para o cultivo. A partir da década de 1970, com o declínio do mercado da juta, a pecuária bovina e bubalina passou a ser introduzida na várzea, tendo essa ocupação sido consolidada a partir da década de 1990 (SHEIKH et al., 2006; IBGE, 2009). Estudos relatados por Barbarisi et al. (2010) indicavam que entre Parintins e Almeirim, a várzea pode abrigar um rebanho cujo tamanho varia de 300 mil cabeças no período enchente, cheia e vazante, até 800 mil cabeças no período de seca. Essa ocupação bovina provocou a rápida remoção da floresta a partir de 1990 nas regiões mais baixas da várzea.

Estudos anteriores indicam que a remoção da floresta de inundação pode ter impactos significativos no funcionamento dos lagos de várzea, afetando sua geomorfologia (WHITE; NEPT, 2008), os processos biogeoquímicos que controlam o balanço de carbono (BARBOSA, 2005; RUDORFF et al., 2009; LOBO et al., 2012),

a disponibilidade de luz na água (CARVALHO et al., 2015), entre outros. Uma das questões ainda não pesquisadas para essa região, entretanto, é sobre o impacto da remoção da floresta sobre a velocidade de entrada do pulso de inundação na várzea e sobre a circulação da água dentro da planície. As mudanças hidrodinâmicas afetam as taxas de erosão e sedimentação, o tempo de residência hidráulica, tendo impacto nos processos geomorfológicos, biogeoquímicos e na ecologia da planície (JUNK et al., 2000; CASTELLO et al., 2013). Além disso, alterações na velocidade da propagação da onda de inundação têm impactos diretos sobre os habitantes da várzea, pois aumentam o potencial destrutivo da inundação, provocando a destruição de roças, casas, comprometendo o seu bem estar (KING et al., 2013). O entendimento e a modelagem da onda de inundação não é só crucial para aprimorar as previsões de enchente nas florestas alagáveis ou na ausência de florestas alagáveis, (BATES, 2004), mas também para definir o custo e medir o tempo necessário para minimizar o efeito das inundações sobre a população e economia local e regional.

Dada à complexidade e à dimensão dos sistemas de várzeas, estudos dessa natureza precisam de ferramentas mais avançadas que permitam circunscrever o problema de modo a isolar o efeito da remoção da floresta. Nesse contexto, a modelagem hidrodinâmica integrada a informações de uso e cobertura da terra da várzea extraída de dados multi-temporais de sensoriamento remoto, torna-se a alternativa adequada para medir o efeito da remoção da floresta de várzea sobre a propagação da onda de inundação.

Apesar dos numerosos trabalhos que envolvem a modelagem da vazão do rio Amazonas, poucos focaram no impacto do desflorestamento na resposta hidrológica (COSTA et al., 2003; LINHARES, 2005; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2015). Independentemente das metodologias e esforços da comunidade científica em estimar coeficientes de rugosidade espacialmente distribuídos e introduzi-los como parâmetros de entrada na modelagem hidrológica, existe uma lacuna nos tópicos de estudos que também considerem a variabilidade temporal deste coeficiente. Por outro lado, o foco da maioria dos trabalhos de simulação hidrológica está na estimação cada vez mais precisa da vazão e extensão das áreas alagadas. Assim, o parâmetro de rugosidade hidráulica, espacialmente distribuída ou não, é geralmente utilizado para calibrar os modelos hidrológicos.

A velocidade de propagação da onda de inundação tem sido mais estudada em laboratórios mediante simulações com modelos hidrodinâmicos devido ao limitado número de observações *in situ* (ANDRADÓTTIR; NEPT, 2001). Nesses estudos torna-

se fundamental a descrição do processo de escoamento fluvial ao longo dos vários períodos sazonais (enchente, cheia, vazante e seca), principalmente nas planícies onde a profundidade média ($\pm 2\text{ m}$) da água é muito pequena em relação à do rio principal. A mistura vertical da água dentro do dossel é lenta, sendo que qualquer modificação de sua estrutura (remoção da floresta, por exemplo) favorece a ocorrência de modificações na velocidade média do escoamento (LIGHBODY; NEPT, 2006).

A quantificação da velocidade do fluxo de inundação numa área de várzea é fundamental devido à troca de massa e *momentum* entre o canal principal, caracterizado por vazão elevada, e a planície de inundação (WHITE; NEPT, 2008). Esta troca rio-várzea influencia o sistema de transporte de sedimentos em suspensão e controla a liberação de constituintes biológicos ou químicos, como larvas ou nutrientes, que são transportados da região vegetada para os lagos da várzea (WHITE; NEPT, 2008).

A distribuição da cobertura terrestre nas bacias hidrográficas usualmente é representada nos estudos hidrodinâmicos através do coeficiente de rugosidade hidráulica. Este coeficiente depende da estrutura e distribuição da cobertura do solo e representa a resistência ao fluxo d'água devido à transferência de momento dos objetos sólidos presentes na planície (CHOW, 1959; DAWSON; CHARLTON, 1988; ARCEMENT; SCHNEIDER, 1989; WU et al., 1999).

Assim sendo, a existência de indícios de redução da rugosidade hidráulica da planície relacionada ao desflorestamento da floresta inundável (RENÓ et al., 2011); os indícios de aumento da velocidade da onda de inundação à jusante de Manuas (SOMOZA et al., 2013), e a importância ecológica, biogeoquímica e hidráulica das mudanças na velocidade do fluxo de inundação das planícies justificam estudar o impacto da remoção da floresta sobre a velocidade de escoamento da água na planície de inundação. Para a realização desse estudo são integradas informações que quantificam a mudança de rugosidade hidráulica da planície de inundação a um modelo de propagação da água. Com modelos podem ser simulados cenários distintos de modificação do uso e cobertura da várzea para quantificar o impacto da remoção da floresta sobre a velocidade de propagação da onda de inundação ao deixar o canal do rio Amazonas e entrar em sua planície.

Essas simulações permitirão responder às seguintes questões 1) A remoção da floresta inundável afeta a velocidade de propagação da onda de inundação na área de troca rio-várzea?, A remoção da floresta reduz a rugosidade hidráulica? 2) Como esse

efeito é espacialmente distribuído? Alterou-se a velocidade de escoamento da água nos canais que conectam o rio Amazonas a sua várzea?

Com esse estudo, espera-se preencher uma lacuna de conhecimento sobre o funcionamento da várzea, bem como contribuir para suprir informações necessárias para a proposição de políticas públicas relativas à preservação das áreas alagáveis (Ramsar Convention on Wetlands in 1971) (<http://www.ramsar.org/>) informação fundamental para os órgãos de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais e também a Defesa Civil (<http://www.mi.gov.br/defesacivil>).

1.1 Hipótese e Objetivo

Hipótese: A remoção da floresta inundável na várzea de Curuai nos último 30 anos alterou significativamente a velocidade do escoamento d'água na planície de inundação.

Para responder às questões científicas que motivaram esse estudo, foi definido como objetivo central dessa pesquisa:

Avaliar o impacto da remoção da floresta inundável ocorrida nos últimos trinta anos sobre a velocidade do escoamento superficial na várzea do Baixo Amazonas.

Para testar a hipótese selecionou-se a várzea do *Lago Grande de Curuai* como área teste para realizar simulações hidrodinâmicas do escoamento superficial. Nestas simulações, a distribuição espaço temporal da redução da floresta nos últimos 30 anos foi representada por mapas de rugosidade hidráulica, correspondentes aos cenários de uso e cobertura do solo, referentes aos anos de 1977 e 2008.

1.2 Esboço Geral

Este trabalho foi dividido em mais quatro capítulos, descritos a seguir:

- **CAPÍTULO 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA:** Neste capítulo é abordado o conceito de rugosidade hidráulica. As características do escoamento na planície de inundação. As características do modelo hidrodinâmico selecionado.
- **CAPÍTULO 3. ÁREA DE ESTUDO E DADOS:** Neste capítulo se descreve a área de estudo e os dados disponíveis para a pesquisa.
- **CAPÍTULO 4. METODOLOGIA:** Neste capítulo se detalha a metodologia utilizada para a calibração do modelo e as simulações.
- **CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO:** Apresentação dos resultados obtidos e sua discussão.
- **CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES:** Neste capítulo são apresentadas as considerações finais do trabalho.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Estudos do impacto da mudança de uso e cobertura da terra na resposta hidrológica, tradicionalmente, são baseados na comparação de processos em bacias pareadas *hidrologicamente similares*, com diferentes usos do solo; ou comparando-se séries de precipitações e descargas observadas na mesma bacia em diferentes períodos, ao longo dos quais as condições de uso do solo mudaram. Na abordagem de bacias pareadas é necessário levar em consideração as diferenças entre as características geomorfológicas e hidroclimáticas das mesmas (BRUIJNZEEL, 2004). Por outro lado, na análise de séries de tempo, a existência de fortes sinais de variabilidade interdecadal nos trópicos (MARENGO, 2004; MARENGO, 2009), pode resultar numa fonte de erros na interpretação dos resultados de estudos de tendências em descargas de rios em diferentes períodos (BRUIJNZEEL, 2004). Visto que a dinâmica do uso e cobertura da terra na Amazônia é muito intensa e, em geral, não atinge estabilidade no tempo, a resposta chuva-vazão, que é de natureza mais gradual, não captura as mudanças sazonais provocadas por esta dinâmica (ANDRÉASSIAN, 2004). Considerando que os caminhos do fluxo possuem diferentes escalas intrínsecas, as mudanças do uso do solo afetam em forma diferente os mecanismos de geração de escoamento (GIAMBELLUCA, 2002; BLÖSCHL et al., 2007; ZIEGLER et al., 2007).

Como regra geral, o impacto das mudanças do uso da terra nos processos hidrológicos tem sido verificado apenas na escala local, onde este pode ser isolado de outras fontes de variabilidade. A extrapolação das relações observadas em escala local para bacias de médio e grande porte pode levar a conclusões errôneas (BLÖSCHL et al., 2007), uma vez que diferentes processos são determinantes em escalas diferentes e a vazão é o resultado de muitos fatores sobrepostos.

Os impactos do desflorestamento sobre o balanço hidrológico de bacias tropicais têm sido explorado pela comunidade científica, porém ainda existem controvérsias nesta questão. Alguns trabalhos associam aumentos nos valores de vazão nas bacias de pequeno porte ao aumento do desflorestamento (BOSCH; HEWLETT, 1982; COSTA et al., 2003). Outros autores como Fohrer et al. (2001) afirmam que o impacto das mudanças de uso da terra na resposta hidrológica em grandes bacias hidrográficas é relativamente menor devido aos efeitos de complexos sistemas de compensação existentes nas grandes bacias. A conversão de floresta em pastagem, com pastoreio excessivo, é geralmente considerada uma causa de impactos severos na resposta hidrológica, através da mudança das características da camada de solo superficial, o que afeta os mecanismos de geração de escoamento (TOMASELLA; HODNETT, 1996).

Costa et al. (2003) estudaram a Bacia do Rio Tocantins em um período de intensas mudanças de uso e cobertura da terra (durante 50 anos), não encontrando alterações nas séries de precipitação, mas verificando um aumento de 24% nos valores de vazão. Em todos os casos, estes estudos mostraram que as mudanças na cobertura vegetal sobre a resposta hidrológica são inerentes a cada bacia em particular, que por isso ainda não é viável uma generalização dos impactos nem da forma com que as mudanças afetam os diferentes caminhos do fluxo.

Diferentes modelos hidrológicos têm sido utilizados no estudo dos impactos das mudanças do uso do solo procurando conhecer os mecanismos que intervêm neste processo (LORUP et al., 1998; VANSHAAR et al., 2002; LI et al., 2007; MUELLER et al., 2009; COE et al., 2009; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2015). Estes estudos, em geral, utilizam diferentes cenários de uso do solo como entrada para os modelos hidrológicos e estimam os impactos que as mudanças entre cenários geram nas simulações. Tais cenários podem ser situações reais de ocupação de solo ou cenários hipotéticos. Os resultados das simulações têm mostrado mudanças na resposta hidrológica das bacias, as quais apresentam um comportamento não linear e controlado por limiares definidos pelo grau de desflorestamento na bacia (COE et al., 2009). Contudo as feições hidrológicas representadas nestes modelos hidrológicos, limitam a validação da hipótese de estudo, pois não contemplam explicitamente a dinâmica das propriedades hidráulicas da superfície do solo decorrentes das mudanças na cobertura da terra, as quais também são responsáveis pelas variações da velocidade do escoamento e de seus padrões espaciais em função da cobertura da terra.

2.1 Modelagem hidrodinâmica

Um modelo numérico consiste na representação de processos naturais (físicos, químicos, interações ambientais, etc.) por meio de um conjunto de equações que permitem emular o funcionamento de um dado sistema no tempo e no espaço. Essas equações são discretizadas de modo a serem codificadas em uma linguagem de programação, sendo que, os dados observacionais podem ser usados como condição de contorno dos processos descritos pelas equações e sua adequada parametrização. Os modelos estão sendo cada vez mais utilizados em estudos ambientais, pois ajudam a entender e simular possíveis alterações futuras no ecossistema (BACA et al., 2007).

Para estudar o impacto das mudanças no uso e cobertura da terra na velocidade do escoamento do sistema rio-várzea é necessária a seleção de um modelo em que seja possível representar os processos espacialmente distribuídos na superfície da várzea. Os modelos distribuídos consideram a variabilidade espacial encontrada nas

diversas variáveis do modelo. De maneira geral, alguma discretização do espaço é feita e conseqüentemente cada elemento discreto pode ser tratado como um ponto que representa homogeneamente toda sua área. Modelos distribuídos mais realísticos consideram também a existência de relação espacial entre elementos vizinhos (relação topológica) (RENNÓ, 2003).

A modelagem hidrodinâmica consiste basicamente na representação de escoamentos, ou seja, dos campos de velocidade e de nível. Esta metodologia pode ser aplicada à corpos d'água naturais ou artificiais, dentre eles: Estuários; Baías; Lagos; Reservatórios; Rios e Canais (TUCCI, 2005). A principal vantagem da modelagem matemática é a capacidade de realização de prognósticos através da simulação de cenários futuros, como a presença de estruturas ainda não construídas, ou a ocorrência de condições ambientais extremas. A modelagem hidrodinâmica pode ser utilizada para a realização de diagnósticos, no caso de escassez de dados de monitoramento disponíveis e constitui, também, um pré-requisito para a modelagem de transporte de sedimentos e para a modelagem de qualidade da água.

A modelagem hidrodinâmica de planícies fluviais depende de informações sobre sua topografia, sobre as condições iniciais do volume de entradas e saídas de água no sistema (condições de contorno) e estimativas da fricção (resistência) da superfície (coeficiente de rugosidade hidráulica) ao escoamento da água. Além dos dados necessários para rodar o modelo, é preciso também ter informações independentes para sua validação e estimativa de erros (BATES, 2004).

Na Amazônia, o estudo e monitoramento das planícies de inundação com medições *in-situ* é complexo por três razões fundamentais (ALSDORF et al., 2007): i) o nível da água no canal principal onde os equipamentos são localizados para realizar as medições não é representativo do fluxo da água entre esse e as planícies inundadas; ii) a vasta dimensão e diversidade da bacia e o número relativamente pequeno de medidas faz com que o sistema de monitoramento *in situ* forneça somente uma compreensão limitada da complexa dinâmica dos fluxos superficiais; iii) o custo de manutenção dos equipamentos *in-situ* é muito alto fazendo com que o número de estações esteja declinando globalmente. Para responder a essas limitações foram desenvolvidos novos métodos que permitem a integração de medidas *in situ*, medidas de sensores remotos a modelos hidrológicos para a ampliação do entendimento sobre as mudanças nos sistemas fluviais (HALL et al., 2011).

Segundo Patro et al. (2009), existem dois tipos de dados essenciais para a modelagem hidrodinâmica: os dados topográficos, tais como os modelos de elevação do terreno

(MDE) e os dados hidráulicos que incluem os dados de nível da água e coeficientes de fricção. Estes dados podem ser obtidos a partir de fontes observacionais (*in situ* ou remotas) ou de fontes sintéticas, ou seja, produzidos por outros modelos. Apesar da baixa densidade da rede de coleta de dados fluviométricos *in situ*, ela é vital para produzir boas simulações dos processos hidrológicos e hidrodinâmicos, constituindo ainda a principal fonte dos dados de nível d'água e vazão na modelagem.

Para estudos hidrológicos que analisam fluxos superficiais, a topografia é o principal fator determinante nos processos de transporte de materiais e os modelos que tratam da distribuição espacial da água na bacia hidrográfica requerem dados baseados nas características topográficas desta bacia tais como, limites das bacias e sub-bacias, inclinação do terreno, comprimento de rampa, forma do declive, orientação das vertentes, características dos canais de drenagem e conexões entre áreas que definirão como a água se move através da paisagem (RENNÓ, 2003).

Os atributos topográficos são extraídos do Modelo Digital de Elevação (MDE) que podem ser gerados a partir de diferentes sistemas sensores, os quais serão mais ou menos adequados em função das características da área de estudo. Existem os sistemas LIDAR (*Light Detection and Ranging*) que fornecem informações detalhadas sobre a topografia, mas que tem seu uso limitado pelo custo e pela necessidade de soluções computacionais que permitam lidar com a elevada densidade dos dados dados altimétricos (MANDLBURGER et al., 2008). A interferometria SAR é outro método amplamente utilizado; nas várzeas amazônicas, por exemplo, tem sido utilizado o SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) (FARR et al., 2007) para a modelagem hidrológica espacialmente distribuída (TRIGG et al., 2009; ALSDORF et al., 2010; PAZ, 2010; WILSON et al., 2007; RUDORFF et al., 2014a; RUDORFF et al., 2014b). Entretanto, a fonte de obtenção de dados topográficos a partir do SRTM-MDE também tem suas limitações, relacionadas à declividade, ao aspecto e ao uso/cobertura do solo. Nas planícies inundáveis e outras zonas com baixa declividade da Amazônia foi possível minimizar efeitos da vegetação e diferença altimétrica com o nível médio do mar a partir de abordagens como as de Rennó et al. (2008) e Rudorff et al. (2014a).

O coeficiente de rugosidade hidráulica (η) é uma medida da resistência da superfície ao escoamento da água devido ao atrito ou fricção provocada por ela e as previsões dos modelos de inundação são sensíveis à escolha de tais coeficientes (WILSON; ATKINSON, 2007). A obtenção efetiva da rugosidade para o ambiente real da planície da inundação exige informação sobre a estrutura e distribuição da cobertura vegetal

e da topografia da área a ser modelada. Neste contexto, o desflorestamento ocorrido na zona de várzea será integrado à modelagem hidrodinâmica usando as variações espacio-temporais do coeficiente de rugosidade hidráulica nas simulações. Assim, na próxima seção estão descritas as principais características deste coeficiente.

2.1.1 Coeficiente de rugosidade hidráulica

O coeficiente de rugosidade hidráulica foi descrito e detalhado didaticamente por Chow (1959). Para descrevê-lo, este autor introduz a presença de uma sub-camada laminar no limite da camada turbulenta (δ_o) e explica o comportamento da rugosidade superficial usando a Figura 2.1. Observe a superfície composta de picos e vales irregulares, em que a altura efetiva das irregularidades que formam os elementos de rugosidade é chamada de altura da rugosidade (K). Já a rugosidade relativa é expressa pela proporção K/r da altura da rugosidade para o raio hidráulico (nas áreas de várzea o raio hidráulico é igual à profundidade).

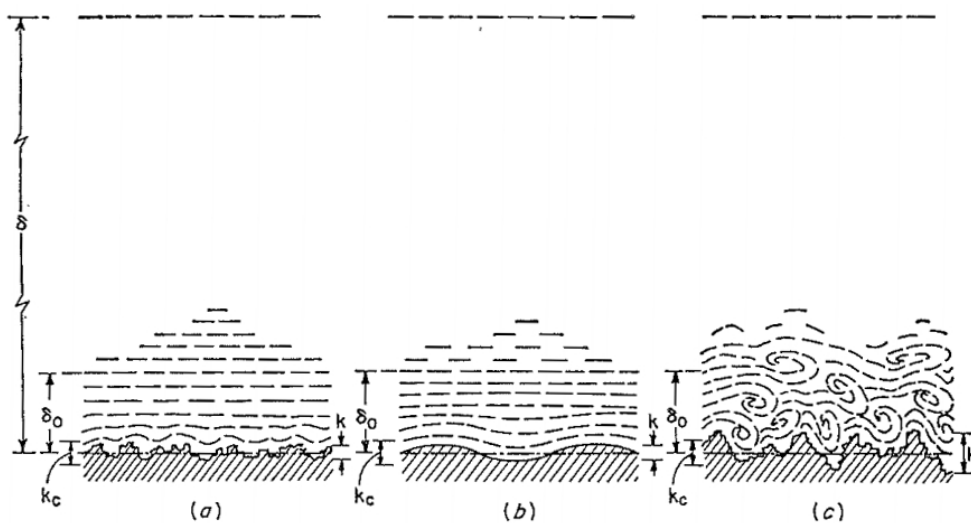


Figura 2.1 - Natureza da rugosidade de superfície, (a) Liso, (b) Ondulado, (c) Rugoso. Em que δ_o é a camada turbulenta, K a altura da rugosidade e K_c a espessura da sub-camada laminar.

Fonte: Chow (1959)

Quando a altura da rugosidade é inferior à espessura da sub-camada laminar (K_c), as irregularidades da superfície serão tão pequenas que todos os elementos de rugosidade ficarão inteiramente submersos na sub-camada laminar (Figura 2.1a). Sob esta condição, a rugosidade não tem efeito sobre o fluxo laminar fora da sub-camada, e a superfície é dita hidraulicamente lisa. Uma superfície hidraulicamente

lisa será ondulada, se o perfil médio de superfície segue uma curva (Figura 2.1b) (CHOW, 1959).

Se a altura da rugosidade é maior do que um valor crítico de K_c (Figure 2.1c), os elementos de rugosidade terão magnitude e angularidade suficientes para prolongar os efeitos para além da sub-camada laminar, portanto, perturbando o fluxo no canal dando origem a uma superfície rugosa. Nos cursos d' água rugosos, a distribuição de velocidade irá depender da forma e tamanho das saliências de rugosidade, não sendo formada uma sub-camada laminar estável (CHOW, 1959).

A resistência hidráulica é o parâmetro hidrológico que caracteriza a resistência ao fluxo ou fricção hídrica. Esta resistência é comumente representada por parâmetros como: Coeficiente de rugosidade de Manning, fator de resistência de Chezy, ou o fator de fricção de Darcy-Weisbach. Dentre eles, o Coeficiente de Rugosidade de Manning η é usado com mais frequência na modelagem hidrodinâmica de canais e de fluxos terrestres. A equação mais comum do Coeficiente de Rugosidade de Manning no regime permanente uniforme é expressa por:

$$V = \frac{R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}}{\eta} \quad (2.1)$$

sendo, V , a velocidade média (m s^{-1}), R , o raio hidráulico (m), S , a declividade (m/m), η , o coeficiente de rugosidade ($\text{m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$), conhecido como coeficiente de Manning's. A aplicação da equação 2.1 enfrenta dificuldade na determinação do coeficiente η pois não existem métodos exatos para estimar seu valor. Usualmente, é consultada uma tabela com valores típicos de η (vide por exemplo Chow (1959)), associados ao tipo de cobertura do solo tanto no canal principal como nas áreas inundáveis.

A Figura 2.2 representa uma abordagem quantitativa para o cálculo de η associado a diferentes níveis d'água a partir de experimentos de laboratório por Luhar e Nepf (2013). Por meio desse experimento, é possível verificar que nas áreas de florestas inundáveis, a velocidade de inundação tende a aumentar com a remoção da floresta devido à diminuição da fricção hidráulica na superfície dos corpos de água.

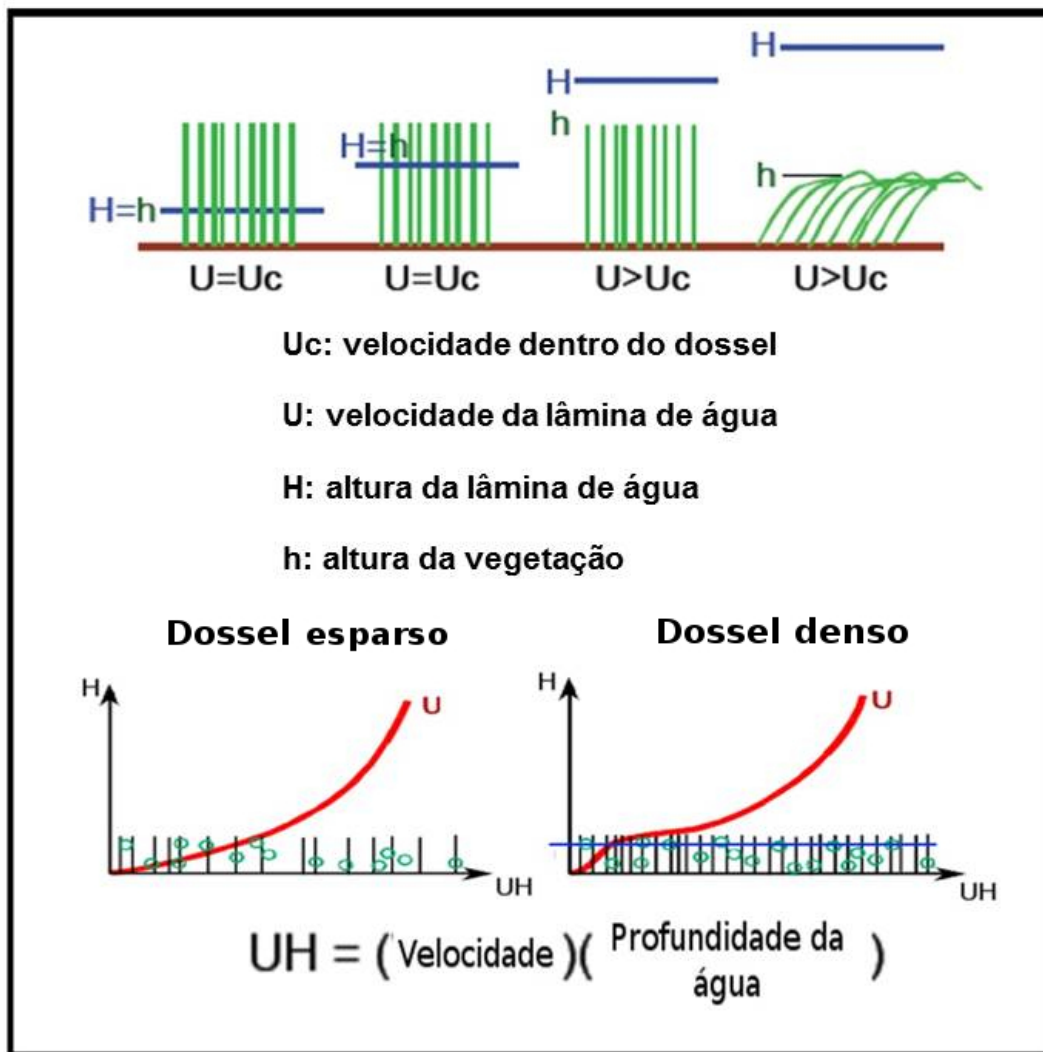


Figura 2.2 - Esquema da variabilidade da velocidade da inundação em função da rugosidade hidráulica. Acima mostram-se as mudanç as de velocidade em função do nível d' água mudando de superfície mais rugosa para menos rugosa (esquerda para direita). Abaixo a variabilidade da velocidade em função da densidade da vegeta o: Mais rugosa   esquerda e menos rugosa   direita.

O coeficiente de rugosidade nas planícies de inundação depende de vários fatores, tais como os materiais do fundo do canal, área da seção transversal e suas variações, obstruções, curvatura dos meandros e a cobertura vegetal (CHOW, 1959; ARCEMENT; SCHNEIDER, 1989). A rugosidade hidráulica da planície de inundação é um parâmetro de entrada chave para a modelagem dinâmica da onda de inundação: um aumento da rugosidade da várzea reduz a velocidade da onda de cheia e aumenta os níveis de água durante os picos de descargas do rio (FORZIERI et al., 2011a).

No intuito de aproximar as simulações hidrodinâmicas das condições naturais, tem sido proposto o uso de dados de sensoriamento remoto para estimar coeficientes de rugosidade hidráulica espacialmente distribuídos (STRAATSMA; BAPTIST, 2008; STRAATSMA, 2009; WILSON; ATKINSON, 2007; FORZIERI et al., 2011a; NOVO et al., 2011; RUDORFF, 2013). Basicamente existem métodos de medidas *in situ* difíceis de serem obtidos e extrapolados (ARCEMENT; SCHNEIDER, 1989), simulações em laboratório (WU et al., 1999; ARMANINI et al., 2005; FATHI-MOGHADAM; DRIKVANDI, 2012), métodos qualitativos, com atribuição de rugosidades tabeladas a tipos de uso identificados em fotografias aéreas; integração de dados de sensoriamento remoto e dados *in situ* gerando tabelas de atribuição de rugosidade aos tipos de uso extraídos de imagens (FORZIERI et al., 2011b).

As informações sobre a estrutura e distribuição da cobertura vegetal não estão disponíveis em toda a extensão da várzea com a frequência temporal e espacial necessária para as simulações hidrológicas. Nessas circunstâncias, uma forma de se estimar os coeficientes de rugosidade mais adequados, é atribuir valores constantes, porem distintos para o canal e para várzea no processo de calibração dos modelos.

Nos últimos anos, as técnicas de sensoriamento remoto têm sido amplamente aplicadas para incluir a variabilidade espacial da rugosidade nos modelos hidrológicos. A maioria das metodologias é focada nos processos de classificação da cobertura do solo na várzea. Assim os mapas de rugosidade hidráulica derivados do processo de classificação podem ser obtidos através da atribuição de um valor de referência da rugosidade tabelado de η segundo Manning para cada cobertura do solo identificada (STRAATSMA et al., 2008; STRAATSMA, 2009).

A disponibilidade dos dados é crucial para fazer estas estimativas, e suas características devem ser compatíveis com a escala espacial do modelo. Por exemplo, Wilson e Atkinson (2007) usou imagens Landsat TM para gerar coeficientes de fricção espacialmente distribuídos como entrada num modelo bidimensional. Esta metodologia também apresenta limitações, pois as imagens de sensoriamento remoto

permitem quantificar a organização horizontal da vegetação, mas não costumam descrever a distribuição vertical dos elementos do dossel (FORZIERI et al., 2011b). Contudo, Wilson e Atkinson (2007) concluíram que o coeficiente de rugosidade hidráulica estimado a partir de SR e incluído na modelagem com o LISFLOOD-FP como um parâmetro espacialmente distribuído, teve um bom desempenho e observaram um maior efeito sobre o tempo de permanência da inundação que sobre a extensão da inundação prevista. Assim o SR passivo é a opção mais viável no contexto em que a região de estudo tenha grandes extensões e se queira representar a variabilidade espaço-temporal do coeficiente de rugosidade hidráulica.

Como mencionado anteriormente, esta metodologia foi satisfatoriamente usada por vários autores (STRAATSMA, 2009; WILSON; ATKINSON, 2007; FORZIERI et al., 2011a). Recentemente, dados LiDAR tem sido considerada como ferramenta útil para capturar a estrutura 3D das superfícies monitoradas, por conseguinte, também têm sido utilizados na parametrização da rugosidade nas planícies de inundação (STRAATSMA; BAPTIST, 2008; FORZIERI et al., 2011b). Ainda que os dados LiDAR possam fornecer informações sobre a estrutura da vertical da vegetação e suas propriedades biomecânicas, tais como a densidade da vegetação, biomassa, altura da vegetação, diâmetro do caule, a densidade e altura da base do dossel (FORZIERI et al., 2011b), sua aplicação é ainda limitada a pequenas áreas devido ao custo de aquisição de dados. Também ainda oferece desafios consideráveis ao processamento principalmente em regiões em que o substrato alterna superfícies com diferentes graus de umidade (GARROWAY et al., 2011).

2.2 Escoamento na várzea

No caso de planícies fluviais com grandes dimensões (dezenas de vezes superior à largura do canal), a propagação da onda de cheia governa a inundação das mesmas (HUNTER et al., 2007). Na bacia Amazônica o hidrograma do ano hidrológico é monomodal e caracterizado por 4 fases sucessivas: **enchente** quando a água do rio sai do seu canal e começa a entrar na planície, **cheia** quando a água ocupa uniformemente o canal e a planície, **vazante** quando a água começa a retornar para o canal, e **seca ou águas baixas** quando a água se recolhe totalmente ao canal. Na Figura 2.3 foram esquematizadas as diferentes fases da onda de inundação numa planície de inundação. O ciclo começa na seca quando o escoamento está limitado ao canal principal do rio (R da Equação 2.1). O canal de conexão rio-várzea pode estar ativo porem em épocas de estiagem intensa chega a secar interrompendo a troca d'água (Figuras 2.3 e, h_{seca}).

Quando começa a enchente (Figura 2.3 b), o nível d'água sobe no sistema rio-várzea até extravasar a calha em direção à planície de inundação. Na medida em que a onda de inundação se expande pela várzea será atenuada pela presença da cobertura do solo (Figuras 2.3 (e) e (f), nível h_t).

Próximo ao pico de cheia da onda de inundação ocorre o transbordamento do rio principal em alguns pontos ao longo do perímetro externo da várzea. A este processo dá-se o nome de *overbank flow*. Na cheia, pode ocorrer a inundação de extensas áreas (Figura 2.3, c) surgindo escoamentos independentes do fluxo do canal principal. Parte do volume extravasado do canal pode ficar armazenado na planície e não retornar ao fluxo principal do rio, sendo perdido por evapotranspiração e infiltração, ou pode retornar parcialmente com a passagem de uma nova onda de cheia. Em muitos sistemas a maior parte da vazão viaja pelo canal principal, provocando que a propagação da onda de cheia seja comandada por este e amortiguada pela circulação a través da planície de inundação. Usualmente, o deslocamento desta onda a través da planície é lento e se estende por mais tempo, mas nos eventos extremos de cheia este tempo de deslocamento pode diminuir (PAIVA, 2009; PAZ, 2010).

Alterações na trajetória do escoamento podem acontecer após a inundação da planície. Comumente, a inundação não ocupa toda a planície e a água extravasada do canal encontra caminhos preferenciais no escoamento (CUNGE et al., 1981) durante a vazante, surgindo fluxos independentes do escoamento principal no canal de troca rio-várzea (Figura 2.3, d).

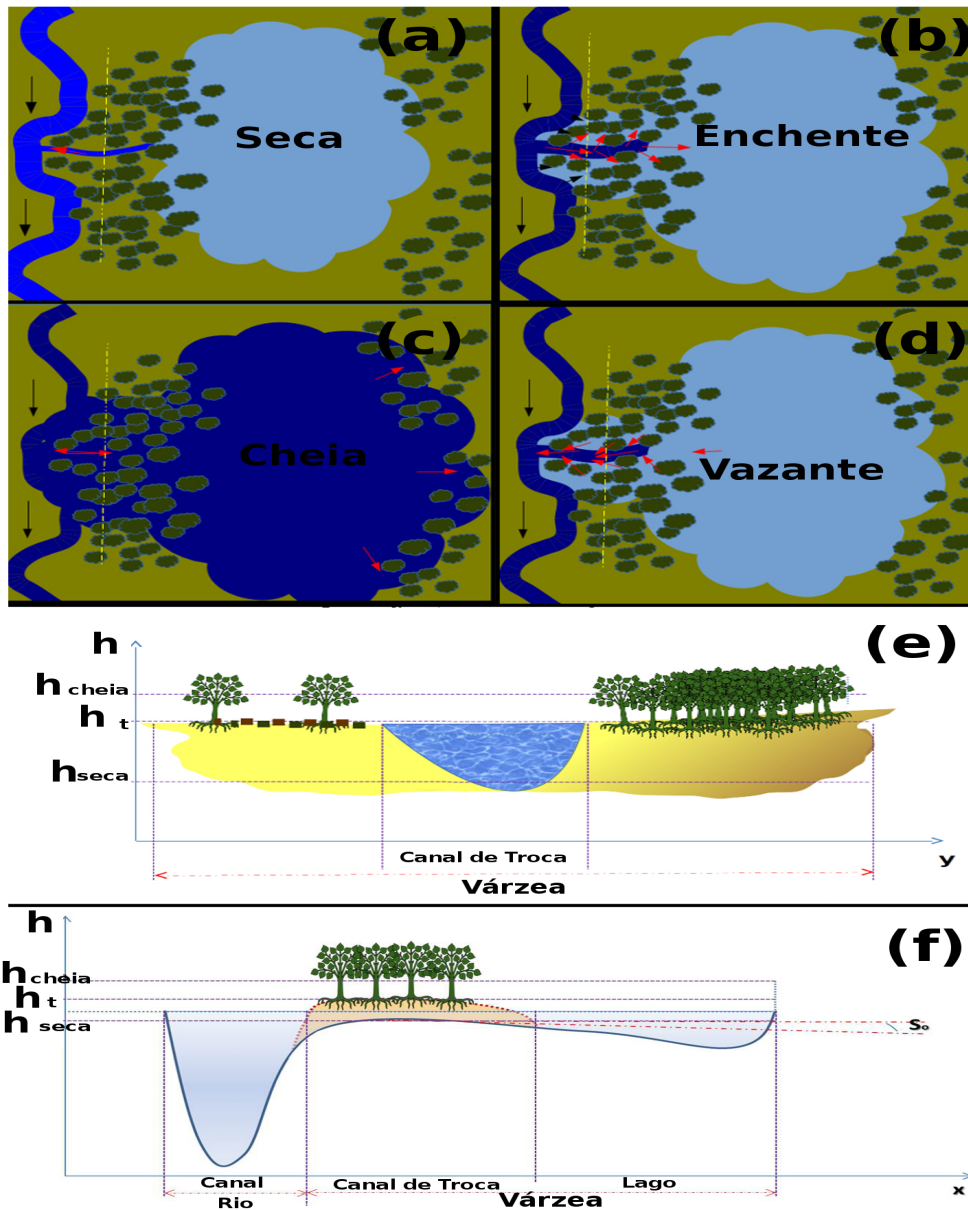


Figura 2.3 - Diferentes etapas da inundação sobre a planície: (a) Seca ou água baixa: Escoamento restrito à calha principal do rio, com água armazenada em lagoas da planície decorrentes de cheia anterior, chuva local ou água subterrânea. (b) Enchente: Extravasamento da calha inunda a planície, alcançando lagoas e seguindo fluxos independentes do escoamento principal na calha. (c) Cheia: Inundação ocorrendo sobre toda a planície e interagindo com a calha do rio. (d) Vazante: Após passagem da cheia, acréscimo do volume armazenado na planície em relação à situação inicial. (e) Seção Transversal do canal de troca rio-várzea na altura da linha amarela. (f) Seção longitudinal através do canal de troca rio-várzea. As setas vermelhas representam a direção do fluxo no sistema de troca rio-várzea.

Para o caso de rios com grandes planícies de inundação, algumas abordagens têm sido utilizadas visando simular a propagação da onda de cheias. As mais comumente empregados são os modelos unidimensionais com seções transversais compostas acoplados com células de armazenamento de água na planície. Entretanto, se o interesse da modelagem for simular padrões de inundação na planície, tal abordagem não é recomendada pela simplicidade com que o escoamento é tratado. Métodos alternativos têm sido propostos baseados no acoplamento entre modelos uni e bidimensionais, em que o escoamento superficial é mais bem representado (BATES; DeROO, 2000; HUNTER et al., 2007; CHATTERJEE et al., 2008).

2.3 Modelagem hidrodinâmica das planícies fluviais

Em termos de propagação de águas pelas bacias hidrográficas, as planícies de inundação são de grande importância para os escoamentos fluviais. Em muitos casos, o armazenamento nas planícies de inundação contribui para o amortecimento e atraso dos hidrogramas de cheia. Em outros casos, os volumes extravasados da calha principal do rio para a planície de inundação não retornam totalmente após o pico da cheia (PAZ et al., 2009). Assim, ocorrem significativos fluxos secundários na planície de inundação, e os volumes extravasados podem retornar à calha do rio principal em trechos à jusante ou mesmo a outros rios.

Existe uma série de modelos para representação do escoamento nas planícies de inundação, sendo cada um deles apropriados a depender da escala, objetivo e complexidade do sistema simulado. Alguns destes processos são mostrados na Figura 2.4 e descritos a seguir.

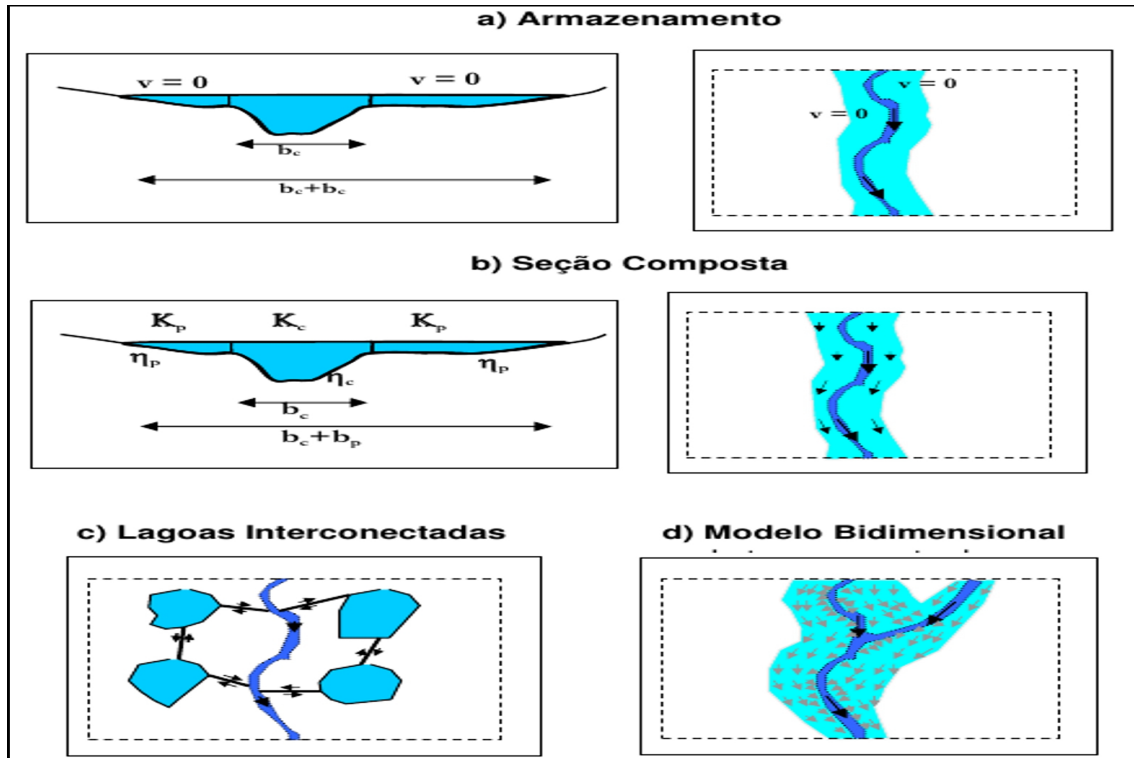


Figura 2.4 - Principais alternativas de representação do escoamento na planície de inundação..

Fonte: Paiva (2009)

Modelos unidimensionais (1D): Representam a planície de inundação atuando somente no armazenamento dos volumes de água extravasados do canal principal do rio. Assim, a velocidade do escoamento na planície de inundação é nula e o nível da água é igual ao da calha principal do rio. Essa categoria foi modelada por Cunge et al. (1981) (Eq. 2.2) e inclui :

$$q_{fl} = \frac{A_{fl} \delta h}{dx \delta t} = L \frac{\delta h}{\delta t} \quad (2.2)$$

sendo $q_{fl} [m^2 s^{-1}]$ a vazão de troca entre rio e planície de inundação, $A_{fl} [m^2]$ a área inundada em função do nível da água e $L [m]$ a largura equivalente da planície de inundação. A vazão de troca q_{fl} é considerada como um termo adicional na equação da continuidade das equações de Saint Venant.

- O modelo de seção composta Eq. 2.3, em que a velocidade do escoamento na planície é calculada para um canal que representa uma seção composta em parte pelo canal principal e completada pela planície.

$$Q = \sum_i Q_i \quad (2.3)$$

em que Q_i [m^3s^{-1}] a vazão no canal paralelo i é a equação de Manning, para a qual a condutância hidráulica K [m^3s^{-1}] da seção transversal é dada por:

$$K\sqrt{S_f} = \sum_i K_i\sqrt{S_f} \quad (2.4)$$

em que K_i [m^3s^{-1}] é a condutância hidráulica na seção i e S_f é a declividade de atrito. Devido à baixa profundidade e o alto coeficiente de atrito da vegetação na planície de inundação, a velocidade no canal principal é superior e por esta razão normalmente se utilizam coeficientes de rugosidade de Manning superiores para a seção da planície de inundação. Valores deste coeficiente podem ser tabelados para diferentes condições de rugosidade, tanto do canal como da planície de inundação.

- Ou o modelo que infere que a planície pode ser representada, também, por uma série de lagoas interconectadas e propõe a solução do sistema como o somatório de uma equação de continuidade para cada lagoa.

$$A_{fl}(h_i)\frac{\delta h}{\delta t} = \sum_k Q_{i,k} \quad (2.5)$$

em que A_{fl} [m^2] é a área da lagoa i em função do nível da água, h_i [m] a profundidade da água na lagoa i e $Q_{i,k}$ [m^3s^{-1}] a vazão de troca no canal que liga as lagoas i e k , que é função de h_i e h_k ($Q_{i,k} = f(h_i, h_k)$).

Nas abordagens anteriores, as lagoas armazenam os volumes extravasados do rio principal, e o escoamento nos pequenos canais é regido por uma equação de escoamento uniforme, como a de Manning ou uma equação de vertedouro.

Modelos bi (2D) ou tridimensionais (3D) : Fazem uma descrição mais completa do escoamento na planície de inundação e são baseados na equação de águas rasas (GALLAND et al., 1991).

$$\frac{\delta h}{\delta t} + \nabla(h\vec{v}) = 0 \quad (2.6)$$

$$\frac{\delta v}{\delta t} + \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} + g \nabla (z_0 + h) + \frac{\eta^2 g \vec{v} |\vec{v}|}{h^{\frac{4}{3}}} = 0 \quad (2.7)$$

sendo \vec{v} o vetor de velocidades médias em duas dimensões integradas na vertical [$m.s^{-1}$], h [m] é a profundidade da água, z_0 [m] é o nível de fundo, g [$m.s^{-2}$] é a aceleração da gravidade e η é o coeficiente de rugosidade de Manning. A primeira equação é a da continuidade e a segunda da conservação de quantidade de movimento baseada na simplificação das equações de Navier-Stokes.

Com esta abordagem, a localização das áreas alagadas seria então determinada com maior precisão, além de serem computadas a direção e velocidade do escoamento na planície de inundação. Os modelos que utilizam a equação da continuidade e a equação quantidade de movimento para o cálculo do escoamento superficial, desprezando-se os termos de pressão e de inércia, são chamados usualmente de modelos de onda cinemática. Eles são distribuídos e permitem uma avaliação ao longo do sistema, podendo levar em conta características físicas da bacia, mas necessitam maior número de informações, nem sempre disponíveis.

2.3.1 Vantagens e desvantagens das abordagens

O método mais tradicional de simular a propagação do escoamento em um trecho de rio com planície de inundação é usar um modelo unidimensional do tipo hidrodinâmico, de difusão ou mais simplificado, considerando seções compostas que incluam canal principal e planície. Esse tipo de abordagem tem grandes aplicações, principalmente quando o foco do estudo é representar o regime de vazões na calha do rio. Os métodos de propagação do escoamento 1D têm sido empregados na grande maioria dos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão para simular o escoamento ao longo da rede de drenagem. Na maioria dos casos, modelos simples são usados, por exemplo o de armazenamento do tipo Muskingum-Cunge (modelo MGB-IPH - Collischonn et al. (2007)), reservatório linear simples (modelo THMB - Coe et al. (2007)) ou modelo de onda cinemática (modelo DBHM - Tang et al. (2006)), mas também têm sido utilizados modelos de difusão (WANG; HJELMFELT, 1998) e hidrodinâmico 1D (modelo SHE - Bathurst et al. (1995)).

No caso de planícies com grandes dimensões (da ordem de dezenas de vezes superior à largura do canal), a propagação da onda de cheia governa a inundação das mesmas. Os métodos 1D podem não ser adequados nesse caso, principalmente se o interesse for na representação da propagação da inundação sobre a planície (HUNTER et

al., 2007). Estes modelos consideram que o escoamento ocorre apenas no sentido longitudinal do curso da água do canal principal, eles não representam os fluxos independentes no interior da planície e nem a interação canal-planície. Assim, o processo de interpolação do nível da água pode resultar na inundação de áreas sem conexão com o rio e que, portanto, não deveriam ser inundadas.

Modelos hidrodinâmicos bi (2D) ou tridimensionais (3D) podem ser aplicados para simular as inundações em planícies através das equações de Navier-Stokes integradas ou não na vertical, respectivamente (HORRITT; BATES, 2002). O escoamento em rios com meandros e planícies de inundação apresenta de fato características tridimensionais, principalmente quando ocorre o extravasamento do canal para a planície.

Entretanto, o uso de modelos 3D pode aumentar o custo computacional excessivamente sem que haja melhoria na representação das características do escoamento e da inundação da planície que interessam ao estudo (HORRITT; BATES, 2002). Embora a aplicação de modelos hidrodinâmicos 2D seja muito mais comum para a modelagem de lagoas, estuários e banhados, também existem exemplos para o caso de rios com planícies de inundação.

Outra opção é a utilização dos modelos que combinam 1D para a simulação do escoamento ao longo da calha principal dos rios e com modelos 2D (hidrodinâmicos ou simplificados) para a simulação da inundação na planície. Com essa abordagem, possibilita-se a representação bidimensional das características físicas e do escoamento na planície, mas sem dispensar a eficiência e praticidade de representar o escoamento na calha de forma unidimensional. Esta metodologia também tem limitações. Paz (2010) relata que ao acoplar um modelo 1D com um modelos de células, a simulação das trocas de água entre a calha e a planície enfrenta problemas numéricos, devido às grandes dimensões das células e sua reduzida quantidade. No entanto, o uso de modelos tipo "raster" permite superar ou minimizar esses problemas, obtendo uma representação da interação canal-planície de forma bastante satisfatória.

Segundo Hunter et al. (2007) a solução de modelagem combinada é a alternativa mais promissora e capaz de se adequar a uma maior gama de situações diferentes para rio e planície. Como exemplo destes modelos combinados podem citar-se os sistemas de simulação SOBEK da Holanda (VERWEY, 2001), TUFLOW de Estados Unidos de América (GILLAN et al., 2005), LISFLOOD-FP (HORRITT; BATES, 2002) e JFLOW (BRADBROOK et al., 2004) ambos da Universidade de Bristol no Reino

Unido. Dentre esta gama de modelos combinados o único que foi testado e validado nas planícies de inundação da Bacia Amazônica foi o LISFLOOD-FP (WILSON et al., 2007; RUDORFF et al., 2014a; RUDORFF et al., 2014b).

Nesta panorâmica o modelo combinado LISFLOOD-FP apresentou a relação custo-benefício mais promissora para modelar as várzeas amazônicas. Porém num estudo mais detalhando dele, verificou-se que o LISFLOOD-FP representa apenas a transferência de massa entre canal e planície, considerando que essa transferência é dependente apenas dos níveis de água relativos (HORRITT; BATES, 2002). Conseqüentemente, entre canal e planície são desprezados efeitos tais como advecção, circulação secundária e transferência de quantidade de movimento (vital no cálculo da velocidade) (HORRITT; BATES, 2002; BATES et al., 2005). Mesmo assim, esse esquema de conexão canal-planície fornece uma solução computacionalmente simples para o problema do acoplamento e é capaz de reproduzir o comportamento predominante do sistema real (BATES et al., 2005; BATES et al., 2010). Além disso, a simplificação que se tem ao desprezar os efeitos da transferência da quantidade de movimento, na interface entre canal e planície, é aceitável para canais de largura pequena em relação às dimensões dos elementos 2D da planície (VERWEY, 2005).

Quando a velocidade do escoamento baixa (i.e., $<1 \text{ m s}^{-1}$) a fricção permanece pequena e os modelos inerciais como o LISFLOOD-FP tornam-se insensíveis às variações do coeficiente de rugosidade hidráulica. (RUDORFF et al., 2014a) afirmam que a baixa sensibilidade do LISFLOOD-FP ao η é secundária quando comparada à importância da topografia e das incertezas do modelo nas simulações. Neste contexto, a seleção do modelo hidrodinâmico a ser utilizado na várzea deve estar condicionada às necessidades do usuário e principalmente têm que oferecer uma solução adequada ao problema proposto.

Para testar a hipótese deste trabalho, um aspecto fundamental para a modelagem adequada do fluxo da água na planície de inundação é o da escolha de um modelo que permita representar suas características hidrodinâmicas, e em particular as mudanças espaciais da rugosidade hidráulica.

2.4 Modelo Hidrodinâmico selecionado

Para simular a variação de velocidade do escoamento na várzea com a remoção da floresta inundável, o modelo selecionado precisa preencher os seguintes requisitos: i) ser uma ferramenta de modelagem hidrodinâmica que simule problemas realísticos de fluxo numa geometria complexa 2D e sensível às variabilidades espaciais do

coeficiente de rugosidade hidráulica; ii) ser um software livre, mesmo exigindo mais esforços computacionais e humanos; iii) ter um código aberto. Tendo em vista os requisitos mencionados, o *framework* ANUGA (Australian National University - ANU e Geoscience Australia - GA) é o modelo que se mostrou mais adequado para simular a velocidade do escoamento da água na planície de inundação levando em conta as variações espaciais e temporais da cobertura do solo em áreas de várzea do baixo Amazonas/Solimões, nos últimos 30 anos.

O modelo ANUGA é um software livre e de código aberto desenvolvido para simular fluxos de água rasa em duas dimensões. O seu nome é herdado das instituições na qual o programa foi desenvolvido, *Australian National University* (ANU) e *Geoscience Australia* (GA). Os detalhes do modelo estão explicitados no manual do usuário (ROBERTS et al., 2015) e o código fonte pode ser obtido diretamente no site <https://anuga.anu.edu.au/>.

O ANUGA foi desenvolvido para auxiliar na mitigação de desastres naturais na costa Australiana e embora esteja em estado ainda inicial de desenvolvimento já apresentou resultados consistentes que indicam tratar-se de um modelo flexível e robusto (NIELSEN et al., 2005). Sua flexibilidade pode ser observada em sua habilidade de simular uma variedade de cenários, tal como enchentes provocadas por tsunamis, circulação de estuários, inundações de origem oceânicas e fluviais, assim como a combinação de processos de inundação que incluam ambas as origens (VAN-DRIE et al., 2010).

O ANUGA é composto por módulos e bibliotecas que foram escritos nas linguagens de programação orientada a objetos Python e C. Isto permitiu eficiência no desempenho computacional e facilitou a realização de adaptações da conexão entre dados e processos. Para iniciar a simulação o modelo requer três dados fundamentais: i) topografia; ii) condições iniciais e forçantes climatológicas; iii) estimativas de fricção da superfície. Esse conjunto de dados é fornecido ao modelo através de uma interface com Python para rodar as simulações.

De forma geral, o modelo ANUGA tem uma estrutura complexa que requer um alto custo computacional e exige conhecimentos de programação na linguagem Python. Entretanto o ANUGA é explicitamente sensível as mudanças do parâmetro de rugosidade hidráulica, fornecendo uma solução viável para o problema proposto neste trabalho como mostrado resumidamente na Figura 2.5 e descrito na próxima seção.

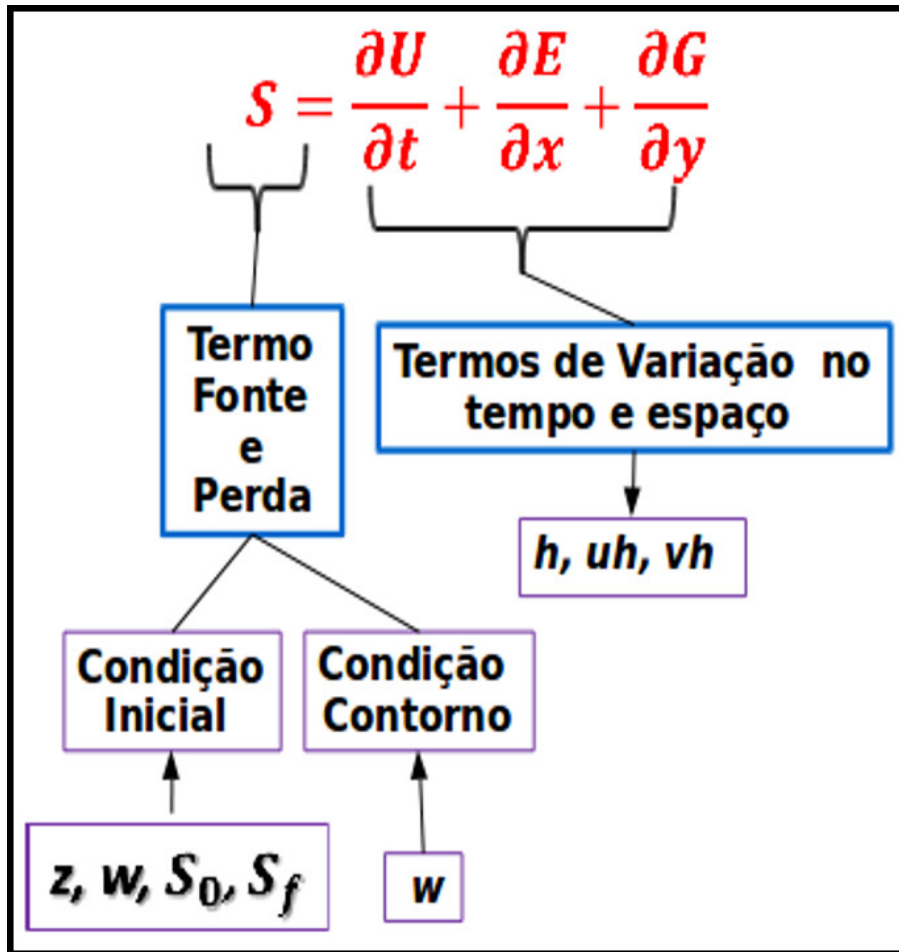


Figura 2.5 - Resumo do modelo ANUGA .

2.4.1 Sínteses das características do modelo ANUGA

O modelo ANUGA usa o método de volume finito para resolver as equações de água rasa (ZOPPOU; ROBERTS, 1999; NIELSEN et al., 2005). A área de estudo é representada por uma grade de células triangulares na qual são determinados os valores de profundidade (h) e *momentum* horizontal (uh, vh). O tamanho dos triângulos pode ser variável dentro da grade para permitir maior resolução nas regiões de interesse.

A equação da onda de água rasa é um sistema de equações diferenciais de conservação da forma

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial E}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} = S \quad (2.8)$$

sendo $\mathbf{U} = [h \quad uh \quad vh]^T$ o vetor de quantidades conservadas, h profundidade da água, uh e vh o *momentum* horizontal nas direções x, y , respectivamente. Outras quantidades de entrada no sistema são a elevação z e o nível absoluto de água w , em que a relação $w = z + h$ deve ser verdadeira a todo momento.

Os fluxos nas direções x, y , \mathbf{E} e \mathbf{G} são dadas por

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} uh \\ u^2h + gh^2/2 \\ uvh \end{bmatrix} \text{ e } \mathbf{G} = \begin{bmatrix} vh \\ vuh \\ v^2h + gh^2/2 \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

e o termo de fonte (que inclui aceleração da gravidade g e fricção) são dados por:

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} 0 \\ -gh(S_{0x} - S_{fx}) \\ -gh(S_{0y} - S_{fy}) \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

sendo S_0 a declividade, S_f a fricção, ambas nas direções x e y . O termo de fricção é modelado usando a lei de resistência de Manning na forma

$$S_{fx} = \frac{u\eta^2\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}} \text{ e } S_{fy} = \frac{v\eta^2\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}} \quad (2.11)$$

no qual η é o coeficiente de resistência hidráulica de Manning. Uma rápida análise da equação 2.11 indica que o coeficiente de rugosidade hidráulica η se relaciona quadraticamente com S_f . Neste contexto o quadrado dos valores de η vão impactar no calculo do termo fonte \mathbf{S} (Equação 2.10) e serão considerados pela equação de conservação 2.8. Assim, o modelo ANUGA é sensível as variações do coeficiente de rugosidade hidráulica η .

O método de volume finito é aplicado integrando a equação diferencial de conservação 2.8 em cada célula da grade. Aplicando-se o teorema de divergência, para cada célula, a equação que descreve a taxa de variação média das quantidades conservadas nos termos do fluxo que passa pela borda da célula (Equação 2.9) e o efeito do termo fonte (Equação 2.10). Em particular, a equação da taxa de variação associada a cada célula é

$$A_i \frac{d\mathbf{U}_i}{dt} + \sum_j (\mathbf{F}_{ij} n_{ij1} + \mathbf{G}_{ij} n_{ij2}) l_{ij} = A_i \mathbf{S}_i \quad (2.12)$$

em que o sufixo i se refere à i sima célula, A_i é a área associada, \mathbf{U}_i é o vetor das quantidades conservadas, e \mathbf{S}_i é o termo fonte associado a cada célula. O sufixo ij se refere à j sima célula vizinha da i sima, significando que os triângulos compartilham uma mesma face. $\mathbf{F}_{ij} n_{ij1} + \mathbf{G}_{ij} n_{ij2}$ representam a aproximação do fluxo que irá passar pela ij sima extremidade em que l_{ij} é o comprimento.

O modelo ANUGA utiliza uma grade irregular triangular para a discretização espacial da área simulada. Esta grade é gerada a partir do MDE fornecido como condição inicial por métodos baseados em curvas de nível. Grades triangulares são mais eficientes e flexíveis em partes mais planas do terreno e conseguem representar facilmente mudanças abruptas de elevação (RENNÓ, 2003). A Figura 2.6 mostra que o MDE pode ser representado por grades regulares, grades triangulares (TIN, triangulated irregular network) ou a partir de curvas de nível. Rennó (2003) comparou os métodos de discretização espacial baseado em curvas de nível e em grade regular e observou que a discretização em grade regular tende a suavizar o terreno, eliminando áreas mais acidentadas, assim como aumentando a proporção de áreas mais planas (declividade menor que 0,1 m/m). O mesmo autor observou ainda diferenças entre os dois métodos quanto à exposição e a determinação de linhas de fluxo, identificando que o método baseado em curvas de nível é mais eficiente.

A principal dificuldade na utilização de estruturas de dados irregulares se dá quando as facetas dos triângulos não possuem orientação (triângulos horizontais), o que dificulta a determinação das linhas de fluxo (RENNÓ, 2005). Para resolver estas indeterminações no modelo ANUGA a partir dos valores médios das quantidades conservadas em cada uma das células, é realizada uma reconstrução de segunda ordem a fim de produzir uma representação das quantidades conservadas como uma função linear (vector). Esta função pode ser discreta nas bordas das células, porém a inclinação dela é limitada, apenas fluxos descendentes são considerados, para evitar oscilações desnecessárias (Figura 2.7). Em cada extremidade, a função reconstruída é geralmente discreta (NIELSEN et al., 2005). O modelo ANUGA usa o esquema central *upwind* (KURGANOV et al., 2001) para calcular a aproximação do fluxo ao longo de cada extremidade. Finalmente é obtido um método de atualização totalmente discreto usando a variância total para reduzir o método Runge-Kutta (TVD-RK) como descrito em Shu e Osher (1988).

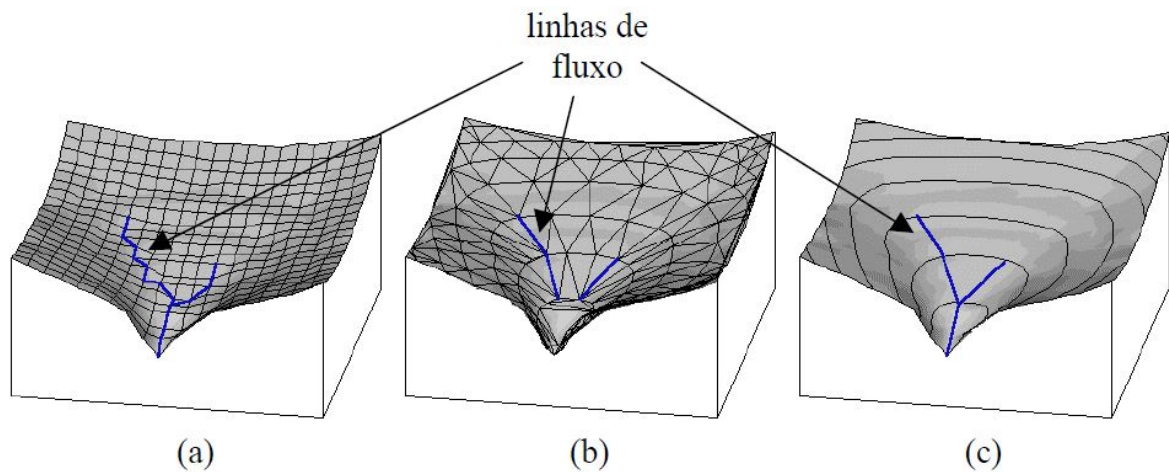


Figura 2.6 - Representação do MDE para uma bacia hidrográfica. (a) grade regular; (b) TIN; (c) curvas de nível.

Fonte: Rennó (2003)

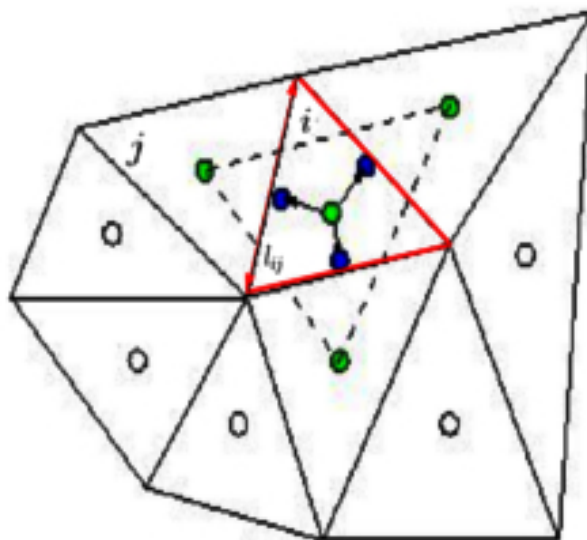


Figura 2.7 - Esquema da grade triangular usada no método de volume finito. As quantidades conservadas w , uh e vh estão associadas ao centroide (centro-upwind) de cada célula triangular (círculo verde). A partir dos valores conservados no centro de gravidade da célula e as suas células vizinhas, obtêm-se uma reconstrução linear e discreta das quantidades nas bordas (círculo azul). O sufixo ij se refere à j sima célula vizinha da i sima, significando que os triângulos compartilham uma mesma face de largura l_{ij} .

O resultado do modelo consiste em valores de w , uh e vh em cada elemento da grade triangular para cada passo de tempo.

Os detalhes técnicos essenciais do modelo evidenciam que ele simplifica todos os processos verticais tanto para a modelagem do escoamento no canal principal quanto para a modelagem da planície. As precipitações são embutidas nas informações de vazão ou nível da água, fornecidas ao modelo, assim a sua entrada no sistema depende da boa representação da rede de drenagem através do canal principal. Outros processos não considerados são o armazenamento base, a infiltração e evaporação, que podem reduzir a acurácia na simulação dos fluxos de seca na área de várzeas. Assim, deve ser destacado que este modelo é hidrodinâmico e não parece ser adequado para estudos de balanço de água ou outros análises hidrológicas que dele dependam.

3 ÁREA DE ESTUDO E DADOS

3.1 Área de estudo

A área de estudo é a várzea do *Lago Grande de Curuai* (várzea de Curuai) (Figura 3.1). Encontra-se localizada na planície de inundação do Baixo Amazonas e é composta por um complexo sistema de lagos predominantemente rasos e grandes, formados em depressões da planície (JUNK et al., 2012) e rias mais profundas, como é o caso do Lago de Curuai que dá nome à região. Esses lagos são separados do canal principal do Amazonas por barras de sedimentação e diques marginais com ocasionais lagos alongados (*scroll lakes*) formado entre barras de sedimentação associadas aos processos de sedimentação da várzea ao longo do quaternário (MERTES et al., 1996). As planícies do Baixo Amazonas são bastante diferentes daquelas do médio e alto Amazonas onde predominam lagos formados a partir da ruptura de alça de meandros, caracterizados pela forma semi-circular (*oxbow-lakes*) e lagos alongados. Esses lagos são estreitos e podem atingir grandes profundidades em suas regiões centrais, equivalentes à profundidade dos canais que por ali passavam (MERTES et al., 1995; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002).

A paisagem da várzea de Curuai é formada por um sistema de lagos interconectados por pequenos canais chamados *igarapés*, tais como o Lago do Salé, Lago da Porta, Lago do Macaco, Lago do Paranapitinga, Lago do Açaí, Lago da Santa Ninha, Lago do Poção Grande e o Lago Grande de Curuai que é o mais extenso (BARBOSA, 2005). Este sistema de lagos se conecta ao canal principal do rio Amazonas através de canais menores chamados *paraná*s de forma temporária ou permanente. Durante a enchente, quando o nível do Amazonas excede à altura dos diques marginais ocorre o extravasamento d'água pelas margens para o interior da planície (*over-bank flow*). Dependendo da velocidade desses fluxos pode ocorrer o rompimento dos diques marginais com a formação de novos canais, temporários ou permanentes (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002).

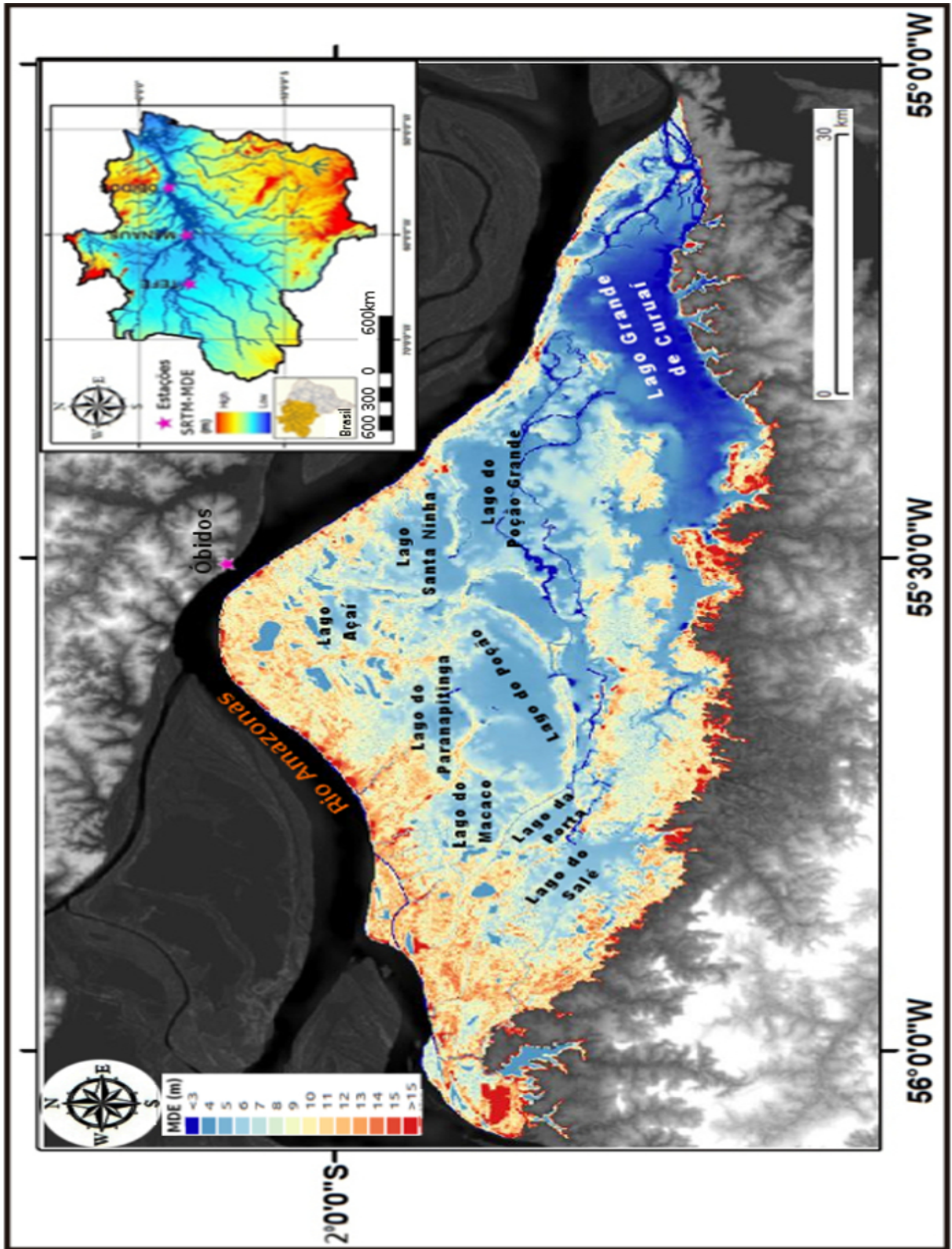


Figura 3.1 - Localização da Várzea do Lago Grande de Curuai.

O período entre Novembro e Janeiro corresponde à época de menor armazenamento da água na planície, a qual é localmente conhecida como seca, porque a várzea fica sem água exceto pelos lagos e canais perenes. Com o aumento do nível do rio Amazonas há o período de enchente entre Janeiro e Abril, até que seja alcançado o nível de cheia entre Maio e Junho, quando novamente, em Julho se inicia a saída de água da várzea com a vazante fechando o ciclo do hidrograma climatológico (BARBOSA, 2005; BONNET et al., 2008). Resultados recentes de (RUDORFF et al., 2014b) indicam que de toda a água que entra na planície proveniente do Rio Amazonas, 76 % resulta de seu transbordamento (*over-bank flow*), sendo a topografia das margens o principal controle das trocas entre o rio e a planície.

A planície do baixo Amazonas se caracteriza pela dominância de vegetação herbácea, seja na forma de macrófitas aquáticas que ocupam temporariamente a superfície de água aberta dos lagos, seja na forma de campos de várzea em sua fase terrestre (JUNK, 1997). Dados recentes publicados por (RENÓ, 2010) indicam que nos últimos 30 anos cerca de 52 % da floresta inundável da região compreendida entre Parintins e Almeirim foi removida, sendo a várzea de Curuai uma das mais atingidas devido à proximidade de grandes cidades (Óbidos e Santarém).

Bonnet et al. (2008) com base em dados in situ e imagens de satélite adquiridas entre 1997-2003, foram os primeiros em calcular as trocas de água entre a planície de inundação e a calha principal do rio Amazonas, assim como determinaram a dinâmica temporal das contribuições por inundações, chuvas, escoamento e intercâmbio com as águas subterrâneas na várzea de Curuaí. Estes autores concluíram que, anualmente, 77 % do volume total de água que entra na várzea de Curuaí provem da calha principal do rio Amazonas sendo a fonte dominante no ciclo de balanço hidrológico. Precipitação e escoamento superficial contribuem com 9% e 10%, respectivamente, enquanto as contribuições das águas subterrâneas constituem apenas o 4%. Também Rudorff (2013), confirma que as trocas rio-várzea são o componente dominante no balanço hidrológico da várzea de Curuaí, enquanto os fluxos locais desempenham um papel menor. Assim, a maior importância destes componentes verticais do ciclo hidrológico como a precipitação, infiltração e evaporação esta limitada ao período d'água baixa e começo da enchente, interferindo principalmente nos componentes e qualidade d'água na várzea.

Rudorff et al. (2012) estimaram que a área inundada na planície de inundação Curuai varia de cerca de 850 km² em água baixa a 2.250 km² no pico de cheia, sendo que a água aberta abrange cerca de 65% da área inundada, observando vegetação inundada

cobrindo a área remanescente. Entretanto, [Arnesen et al. \(2013\)](#) monitoraram a variação da área de inundada na várzea de lago Grande de Curuaí entre 2006 e 2010, usando imagens de radar no modo ScanSAR do ALOS/PALSAR e informações auxiliares de topografia, nível de água, fotos de campo e imagens ópticas (Landsat-5 / TM e MODIS / Terra e Aqua). Estes autores obtiveram uma precisão de 84% e 94%, estimando uma área inundada que variou entre 1000 km² e 2300 km² para as fases de nível baixo e alto, respectivamente, durante o período monitorado. As diferenças relatadas por ambos os estudos estão relacionadas aos diferentes métodos utilizados para determinar as estimativas de áreas inundadas e a variabilidade inter-anual do pulso de inundação em relação ao período estudado por eles.

A Várzea do Lago Grande de Curuai foi selecionada para este estudo por: (i) ser representativa das mudanças na distribuição espaço-temporal da rugosidade hidráulica por ter sido sujeita à remoção de aproximadamente 50 % de sua cobertura florestal nos últimos 30 anos ([RENÓ et al., 2011](#)); (ii) cerca de 80 % do volume d'água que anualmente circula na várzea provem da calha principal do rio Amazonas ([BONNET et al., 2008](#)); (iii) ter sido objeto de estudos anteriores que permitiram a disponibilização de Modelo Digital do Terreno ([RUDORFF et al., 2014a](#)) previamente utilizado para a modelagem hidrológica.

Além disso, existem evidências ([RUDORFF et al., 2014b](#); [BORMA; NOBRE, 2013](#)) da intensificação do ciclo hidrológico da bacia amazônica, o que aumenta a probabilidade de maiores fluxos entre o rio e a várzea, tornando relevante a análise do impacto de seu desflorestamento frente à ocorrência de eventos extremos, como a cheia de 2009. [Rudorff et al. \(2014b\)](#) constataram que na cheia de 2009, nessa várzea especificamente, houve o domínio de fluxos provenientes do Rio Amazonas e que a enchente teve seu início antecipado em um mês e seu término com um mês de atraso, causando maiores vazões através dos ambientes de várzea ([RUDORFF et al., 2014b](#)). Informações sobre a antecipação e duração da onda de inundação são informações essenciais para a população ribeirinha, cujo calendário agrícola é organizado em função das fases do rio Amazonas. A antecipação e a maior duração das inundações já têm causado impactos na produção agrícola de subsistência (comunicação pessoal, [Renó, 2015](#)).

3.1.1 Descrição dos dados

Na Figura 3.2 encontra-se delimitado o domínio computacional das simulações, a localização das estações fluviométricas e as estações amostrais de medidas de velocidade de entrada e saída d'água ([RUDORFF, 2008](#)).

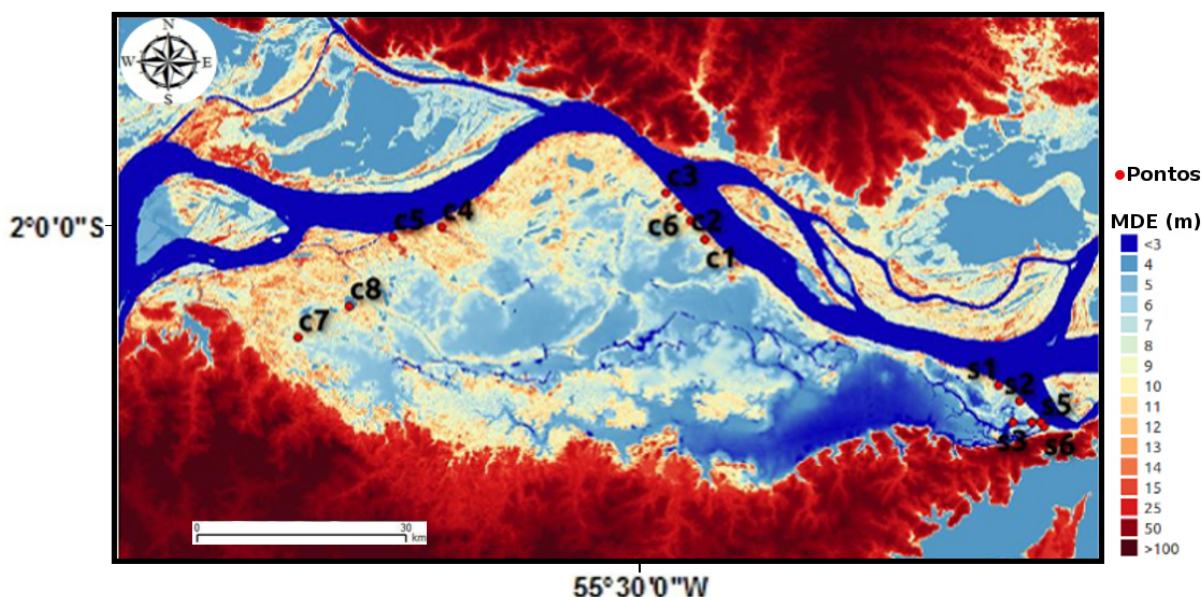


Figura 3.2 - MDE corrigido (m) representado a área do domínio computacional das simulações e pontos de amostragem da velocidade *in situ*.

O Modelo digital de elevação (MDE) corrigido que engloba a várzea do Lago Grande de Curuaí e delimita o domínio computacional das simulações hidrodinâmicas foi disponibilizado por Rudorff et al. (2014a). Tem resolução espacial de $92,5 \times 92,5\text{m}$ e está referenciado ao nível médio do mar. Ele foi construído a partir da combinação do SRTM V4 (JARVIS et al., 2008) e da batimetria do lago (BARBOSA et al., 2006). O modelo ANUGA identifica as características da topografia a partir do MDE e se vale desta para construir uma grade triangular adequada à distribuição espacial da declividade (S_o). A resolução espacial desta grade é variável, tendo sido definido um polígono com resolução mais detalhada (elementos de até 300 m^2) na região da Várzea de Curuai (Figura 3.3), por ser a área de interesse.

A velocidade do fluxo d' água nos principais pontos de troca d' água do sistema rio-planície foi medida usando o equipamento *Acoustic Doppler Current Profiler* (ACDP), SonTek/YSI (RUDORFF, 2008). O método de aquisição dos dados encontra-se descrito em (RUDORFF, 2008), que estimou os erros esperados para essas medidas em torno de 5 % devido ao equipamento utilizado. Os transectos para as medidas de velocidade foram realizadas para quantificar os fluxos de entrada (C1 ao C8) e de saída (S1 ao S6) d' água na várzea (Figura 3.2). Esta campanha foi realizada no período de cheia, em Junho de 2006 (RUDORFF, 2008). Estas medidas de velocidade foram utilizados no processo de calibração do modelo hidrodinâmico ANUGA.

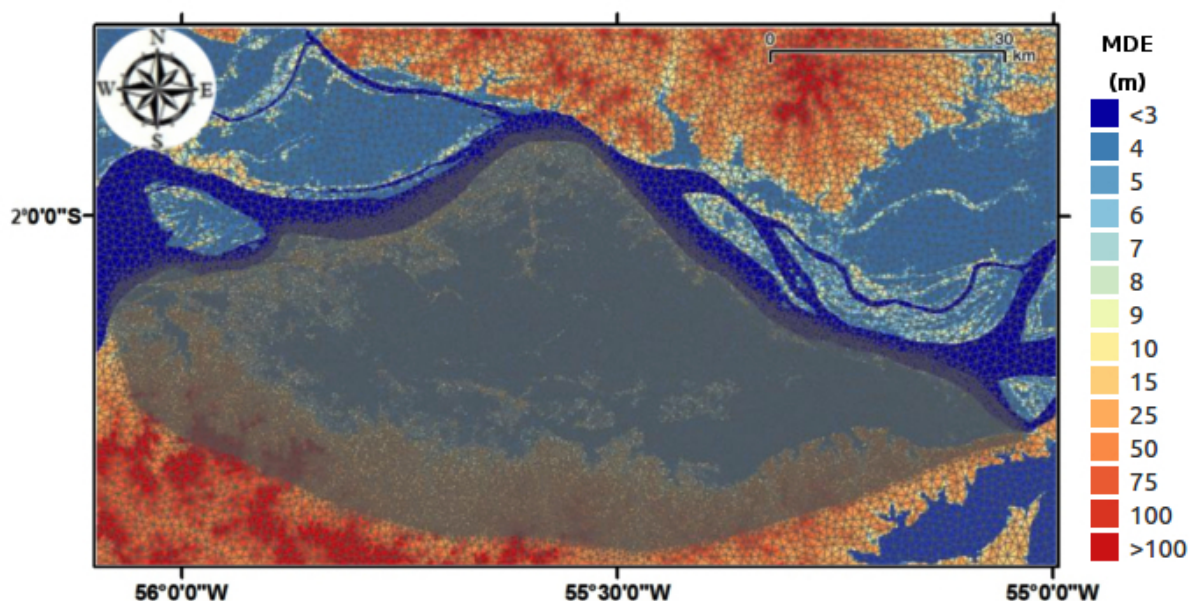


Figura 3.3 - Grade triangular do domínio computacional, usada para as simulações, resolução espacial de até 300 m^2 aproximadamente na Várzea de Curuai.

Para a obtenção do nível d'água relativo às datas das simulações foram utilizados dados de cota fornecidos pela Agência Nacional das Águas (ANA). As estações fluviométricas utilizadas foram Parintins, Óbidos, Curuai e Santarém (Figura 3.2) para quais encontram-se disponíveis séries de medidas diárias obtidas por mais de 30 anos (Figura 3.4). Estas informações são disponibilizadas gratuitamente pelo Sistema de Informações Hidrológicas **HIDROWEB** gerenciado pela ANA ([http : //hidroweb.ana.gov.br/](http://hidroweb.ana.gov.br/)). Todos os dados de nível d' água utilizados foram previamente ajustados ao nível médio do mar, conforme procedimentos descritos em por Rudorff (2013). Este pré-processamento contribui para a diminuição das incertezas do referencial (zero da régua limnimétrica) dos dados observados introduzidas nas análises de calibração e validação do modelo .

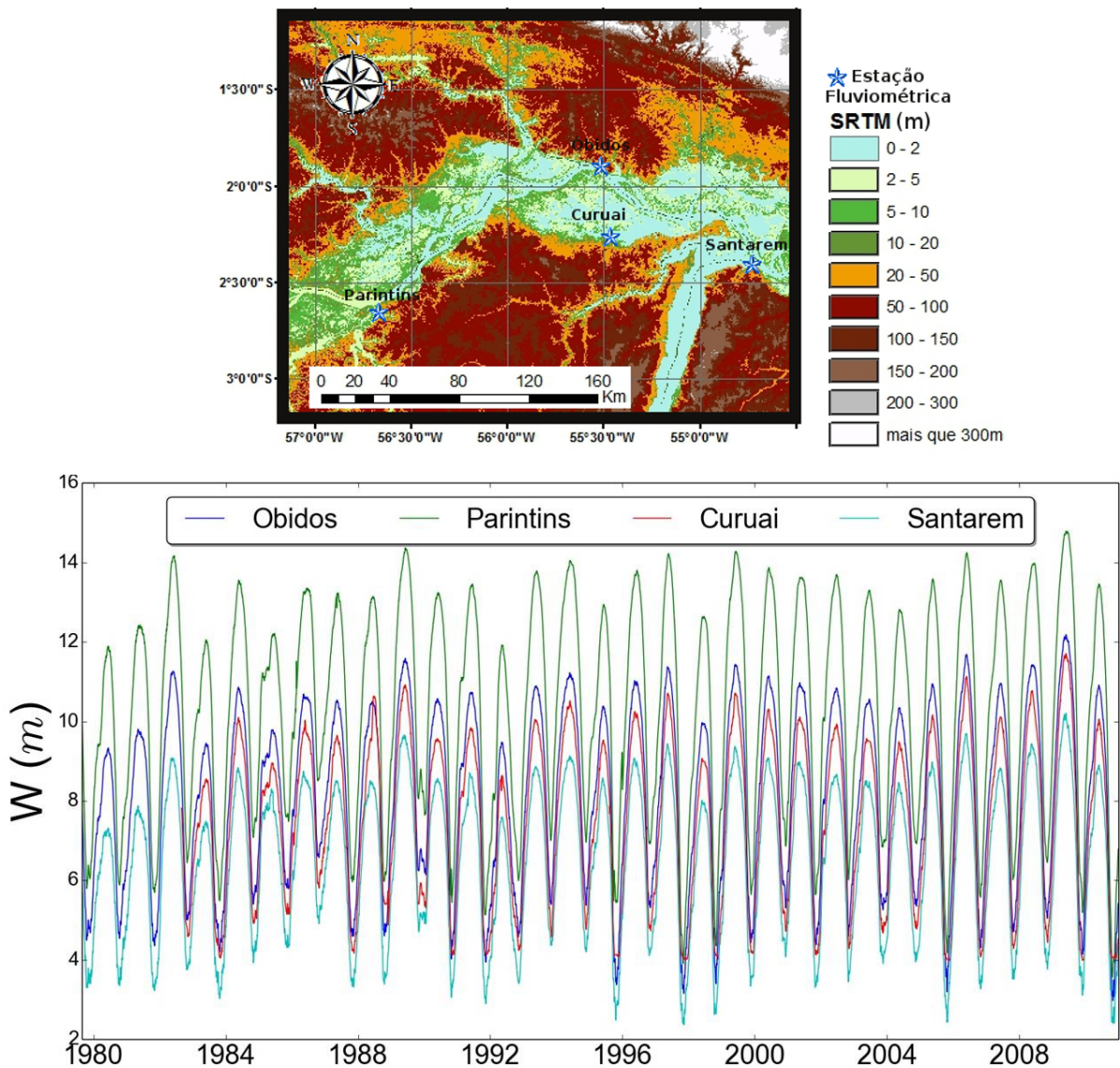


Figura 3.4 - Series históricas do nível d'água. Estações Parintins, Óbidos e Santarém começam em 31/08/1979, enquanto Curuai em 1/09/1982.

Renó et al. (2011) forneceram os mapas de cobertura vegetal nas planícies de inundação da região entre Parintins e Almeirim, no Baixo Amazonas (Figura 3.5). Esses mapas foram construídos a partir da classificação de imagens Landsat, obtidas pelo sensor MSS para representar a década de 1980 e TM para a de 2000. Na Figura 3.5, as duas regiões de várzea que sofreram maior redução das áreas de floresta encontram-se circuladas em vermelho, sendo que uma delas é a Várzea de Curuai, objeto deste estudo.

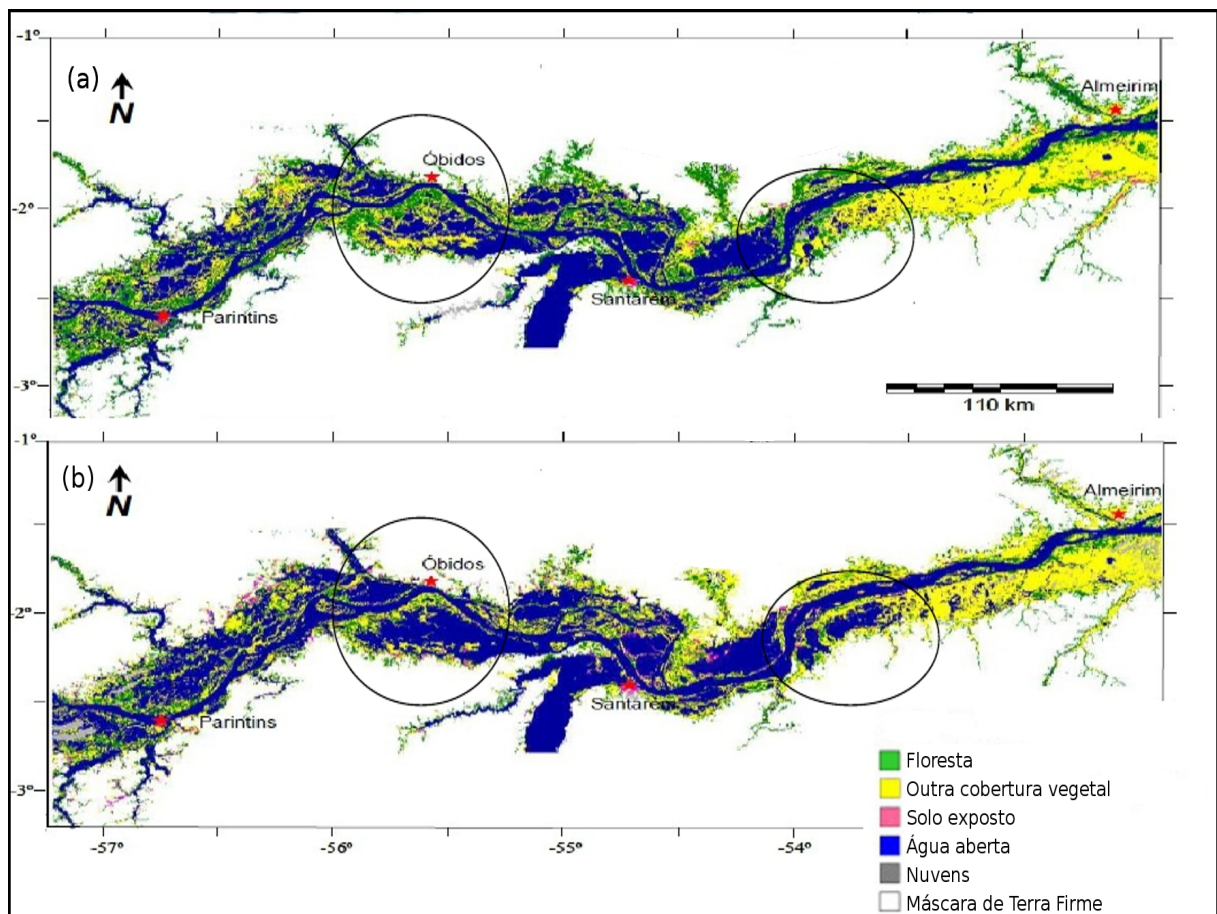


Figura 3.5 - Mapa de cobertura vegetal na região Parintins-Almeirim. (a) representando a década de 1980 e (b) a década de 2000
 Fonte: Adaptado de Renó et al. (2011)

4 METODOLOGIA

4.1 Fluxograma de trabalho

Uma vez definida a várzea de Curuai como área de estudo e tendo em vista que a hipótese da pesquisa é investigar o efeito do desflorestamento da planície de inundação sobre a velocidade de escoamento da água nas trocas entre o rio Amazonas e a várzea de Curuai, foram realizadas as simulações com o modelo hidrodinâmico ANUGA . Para isso, foram cumpridas três etapas: pré-processamento, processamento e pós-processamento, conforme descrito no fluxograma apresentado na Figura 4.1.

Como parte do pré-processamento foi organizada a base de dados disponível, para fornecer as condições iniciais e de contorno necessárias para a modelagem hidrodinâmica com ANUGA . Os mapas de cobertura da terra fornecidos por [Renó et al. \(2011\)](#) foram transformados de modo a obter a distribuição espacial da rugosidade hidráulica, sendo convertidos em matrizes regulares de 90×90 m (1361 colunas e 757 linhas). O MDE fornecido por [Rudorff et al. \(2014a\)](#) foi convertido numa matriz regular de $92,5 \times 92,5$ m (1310 colunas e 729 linhas). Constituíram a condição inicial de cada simulação com o ANUGA duas matrizes, o MDE e a rugosidade hidráulica, em conjunto com o primeiro nível da série fluviométrica. Como condição de contorno, foi utilizada a série fluviométrica elaborada para os contornos Oeste e Leste do domínio simulado, a qual acompanha o passo de tempo das simulações com frequência diária.

Durante o processamento com o modelo ANUGA é gerada a grade irregular triangular a partir do MDE de forma automática. Para isto, é fornecido pelo usuário a área máxima que pode ter cada elemento da grade e com algoritmo *graphical_mesh_generator.py* é gerada a grade para o domínio das simulações ([ROBERTS et al., 2015](#)). Em cada elemento de grade são extraídas as condições de elevação (z), declividade (S_0) fornecidas pelo MDE, fricção (S_f) fornecida pela matriz de η e o nível fluviométrico (w) inicial. Com isto são simuladas as condições de w e *momentum* uh e vh em todo o domínio para cada passo de tempo. A saída do modelo é um arquivo no formato NetCDF (*Network Common Data Form*) que contem toda a série para cada variável simulada. As rotinas necessárias para a execução do modelo hidrodinâmico ANUGA foram elaboradas usando a linguagem de programação Python (Anexo).

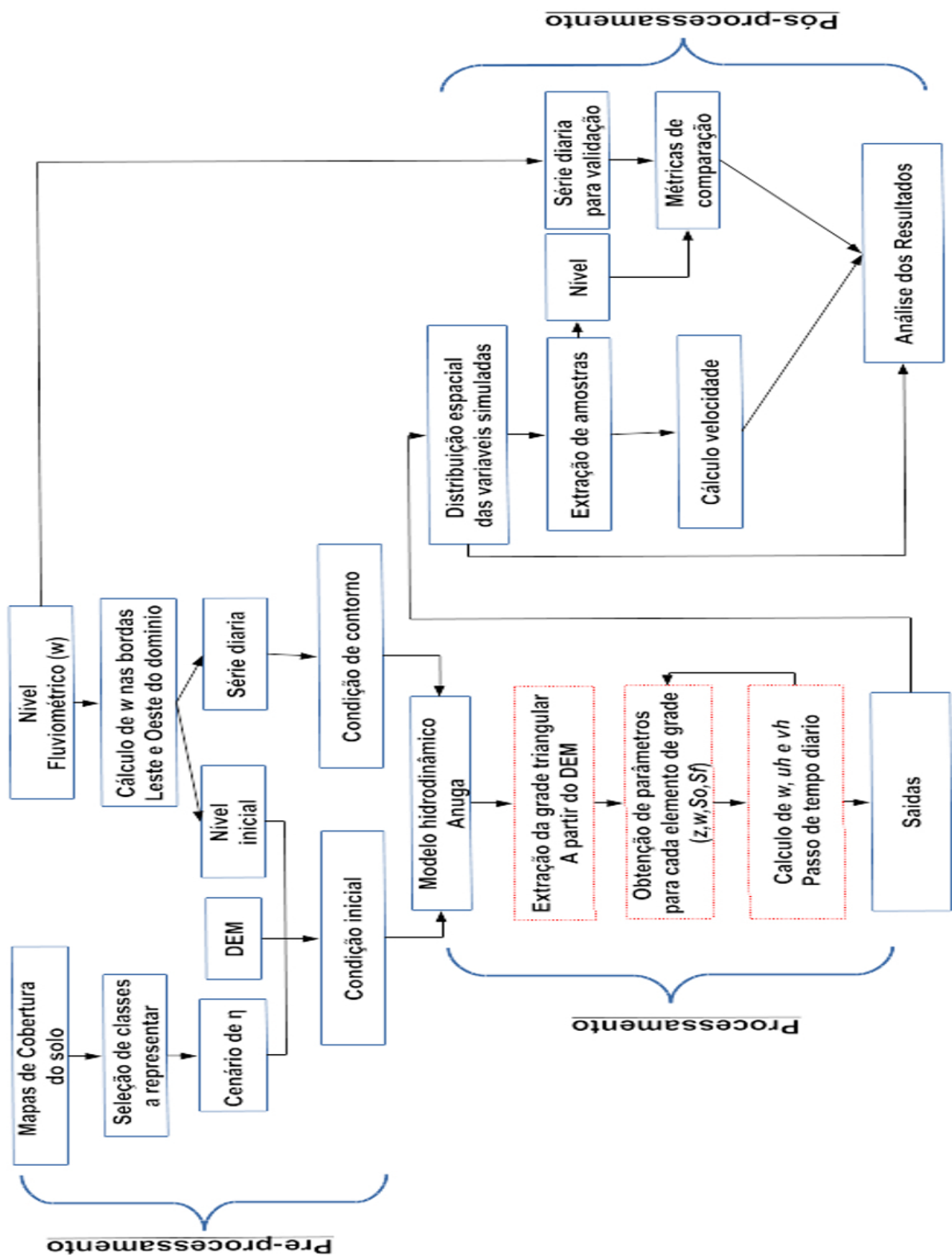


Figura 4.1 - Fluxograma da metodologia das simulações com o modelo hidrodinâmico ANUGA . As linhas descontinuas em vermelho representam as etapas realizadas automaticamente.

No pós-processamento foram criadas séries de nível fluviométrico, profundidade e velocidade para cada ponto amostrado extraindo-os dos mapas da distribuição espacial das variáveis. Para isso foi criado um algoritmo ao qual foram fornecidas as coordenadas dos pontos amostrados e o nome do arquivo NetCDF contendo as saídas das simulações (Anexo). Estas séries foram utilizadas para serem cotejadas com as observações *in situ* e para comparar os diferentes cenários de rugosidade hidráulica simulados. Foram espacializados os instantâneos de *momentum* e nível da água nas datas selecionadas para quantificar as variações nos padrões de distribuição espacial entre os cenários simulados (Anexo).

O pré-processamento e pós-processamento dos dados espacialmente distribuídos foram realizados usando o Sistema de Informações Geográficas **QGis**. As rotinas que configuraram as rodadas com o modelo hidrodinâmico, as análises estatísticas e o pré-processamento dos dados de nível fluviométrico foram elaboradas usando a linguagem de programação Python (Anexo). Todos os programas são livres e estão disponíveis online (http://www.qgis.org/pt_BR/site/, <https://www.python.org/>) para o uso gratuito da comunidade científica.

4.2 Distribuição espacial do coeficiente de rugosidade hidráulica

Para rodar as simulações hidrodinâmicas com o modelo ANUGA, é necessária a descrição da rugosidade de superfície. Neste contexto, foi implementada uma função que permite fornecer ao modelo a grade 2D com a distribuição espacial do coeficiente de rugosidade a partir dos mapas de uso e cobertura do solo. Assim, um passo fundamental do trabalho foi o de conversão dos mapas de uso e cobertura da terra gerados por Renó et al. (2011) em dados espaciais de rugosidade hidráulica da planície de inundação. As imagens utilizadas para o mapeamento específico da região de Curuai foram as cenas MSS/Landsat (245/65) de 20/09/1977 e TM/Landsat (228/61) de 01/08/2008, assim sendo os cenários gerados a partir dos mapas de uso e cobertura da terra serão chamados de LC1977 e LC2008 para as respectivas datas. Para gerar os cenários de rugosidade hidráulica, na área do domínio simulado, foram reclassificados estes mapas para as classes de interesse deste estudo, quais sejam, Floresta, Não-Floresta e Água aberta.

A extensão das áreas inundadas impactam diretamente na classe água aberta, pois dependendo da data de aquisição das imagens, também nesta classe poderiam existir erros na sua estimativa. Para diminuir as diferenças decorrentes da data de aquisição da imagem do mapeamento, foi construída uma máscara para esta classe a partir da extensão da área de água aberta no cenário LC2008, em que o nível da água se



Figura 4.2 - Representação das classes que foram selecionadas para a análise de calibração. Floresta, Água Aberta e Não-Floresta. Fonte das imagens: Evlyn, 2012 comunicação pessoal

encontrava mais próximo da fase de cheia e consequentemente com área maior.

A floresta primária e secundária com sua estrutura preservada estão representadas pela classe Floresta. Renó et al. (2011) consideraram que o mapeamento desta classe usando imagens Landsat foi pouco ou nada afetado por as oscilações de nível d'água porque as espécies vegetais dominantes neste tipo de formação florestal possuem de 10 a 45 m de altura. Por outro lado, existem implicações das variações de cota em relação aos demais tipos de cobertura do solo da região. No caso de aumento do nível da água, grandes áreas de solo exposto e vegetação não-florestal poderiam ficar submersas e, portanto, serem subestimadas nas análises. Já a diminuição do nível da água pode deixar expostas áreas de solo antes submersas ou ocupadas por plantas aquáticas e, nesse caso, estas áreas seriam superestimadas (RENÓ, 2010). Esses tipos de cobertura, no entanto, não constituem objeto principal desta pesquisa, por isso foram agrupados na classe Não-Floresta (NF). A classe NF, incluiu diferentes tipos de cobertura como vegetação arbustiva, pastos, macrófitas, assim como solo exposto. Dada a variabilidade de uso e cobertura desta classe existe um grau de incerteza pois pode ser associada a um coeficiente de rugosidade que varia desde $\eta = 0,03m^{\frac{1}{3}}s^{-1}$ (solo exposto) até $\eta = 0,1m^{\frac{1}{3}}s^{-1}$ (vegetação arbustiva).

Para as classes Floresta e Água Aberta, foram atribuídos os coeficientes de rugosidade hidráulica disponíveis na literatura (CHOW, 1959; WERNER et al., 2005; FORZIERI et al., 2011a). Para a classe Não-Floresta não existe um valor tabelado a ser

atribuído, porque essa classe inclui uma diversidade de coberturas. A estratégia foi utilizar um intervalo de valores no processo de calibração para identificar o valor mais adequado a essa classe. Os valores de coeficiente de rugosidade a serem atribuídos a cada classe no processo de calibração do modelo, encontram-se apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Coeficiente de rugosidade hidráulica por classe de uso utilizados para o ajuste

Classe de uso	Valor η ($\text{m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$)
Floresta	0,2
Não-Floresta	0,03 a 0,1
Água aberta	0,03

4.3 Nível d'água

Os dados de nível d'água (w) foram utilizados nos contornos Oeste e Leste para condicionar a entrada e saída d'água no sistema modelado como proposto por (RUDORFF, 2013). Na vizinhança do domínio computacional modelado, localiza-se à montante da várzea a estação fluviométrica de Parintins cujo hidrograma tem uma relação linear com o de Óbidos. Também a estação fluviométrica de Santarém, à jusante da várzea, apresenta a mesma relação com Óbidos. A distância entre as estações é relativamente pequena e a declividade varia na taxa de 0,17 cm/km (RUDORFF, 2013). Para a série de dados diários, o nível fluviométrico nos contornos do domínio computacional foi calculado conforme,

$$w_{c,t} = w_{i,t} - \frac{w_{i,t} - w_{f,t}}{D_{i,f}} D_{i,c} \quad (4.1)$$

em que $w_{i,t}$ se refere a estação à montante no dia t , isto é Parintins para o lado Oeste e Óbidos para o Leste, $w_{i,t} - w_{f,t}$ é a variação de nível d'água entre as estações consecutivas no dia t , $D_{i,f}$ distância entre as estações fluviométricas e $D_{i,c}$ é a distância entre estação à montante e o contorno cujo w está sendo determinado.

Os dados de nível d'água das estações fluviométricas de Óbidos e Curuai foram utilizados para validação do modelo, porque para o domínio computacional modelado considerou-se que o nível fluviométrico registrado nestas estações representam as principais variabilidades no canal principal do rio Amazonas/Solimões e na várzea de Curuai, respectivamente (RUDORFF et al., 2014b).

As simulações foram realizadas para três conjuntos de dados de nível d'água (w): i) níveis diários entre 01/06/2006 a 30/06/2006 para o processo de calibração do modelo; ii) hidrograma climatológico diário das séries; iii) dados entre 01/05/2009 a 30/06/2009 para a simulação da cheia.

A série de 2006 foi utilizada para a calibração por haver medidas de velocidade da água realizadas em vários canais de entrada e saída da água na várzea. O hidrograma climatológico foi obtido a partir de uma série com frequência diária, usando para cada estação pelo menos 30 anos de dados. Este procedimento procurou aumentar a representatividade média da série diária para o ciclo hidrodinâmico e normalizar o efeito da variabilidade interanual do nível de água e desta forma realizar simulações em condições controladas e identificar mudanças associadas à remoção da floresta.

No ano hidrológico 2008/2009 ocorreu um extremo de cheia nas proximidades de Manaus (BORMA; NOBRE, 2013). Neste contexto, também foi selecionada a série fluviométrica que registrou esse evento na várzea para realizar simulações.

4.4 Método de calibração

No presente trabalho foi utilizada uma combinação do método de amostragem de valores de velocidade do fluxo d' água medidos diretamente no campo como medidas do ajuste do parâmetro de rugosidade hidráulica. No fluxograma de calibração (Figura 4.3) encontra-se resumido o processo de ajuste do parâmetro de rugosidade hidráulica para a calibração do modelo ANUGA.

Para o processo de calibração foi utilizado como condição inicial o MDE e o coeficiente de rugosidade hidráulica espacialmente distribuído, referente ao mapa de cobertura LC2008. Considerou-se que este cenário também representa as condições de rugosidade hidráulica da várzea de Curuai durante a amostragem da velocidade.

Nos lados Norte e Sul do domínio computacional utilizou-se como condição de contorno um algoritmo do ANUGA ; que retorna o mesmo estado do domínio computacional da borda conservando as quantidades presentes no volume da célula vizinha. Assim, deixa-se fluir livremente água para fora do domínio computacional dependendo das condições topográficas e hidrodinâmicas de cada local.

Assim como explicado anteriormente os valores referentes as classes Floresta e Água Aberta permaneceram inalterados durante todo o processo, enquanto para a Classe Não-Floresta foram realizadas rodadas iniciadas com $\eta=0,10 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$, e redução iterativa do valor a passo de $0,01 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ para se obter o coeficiente de rugosidade

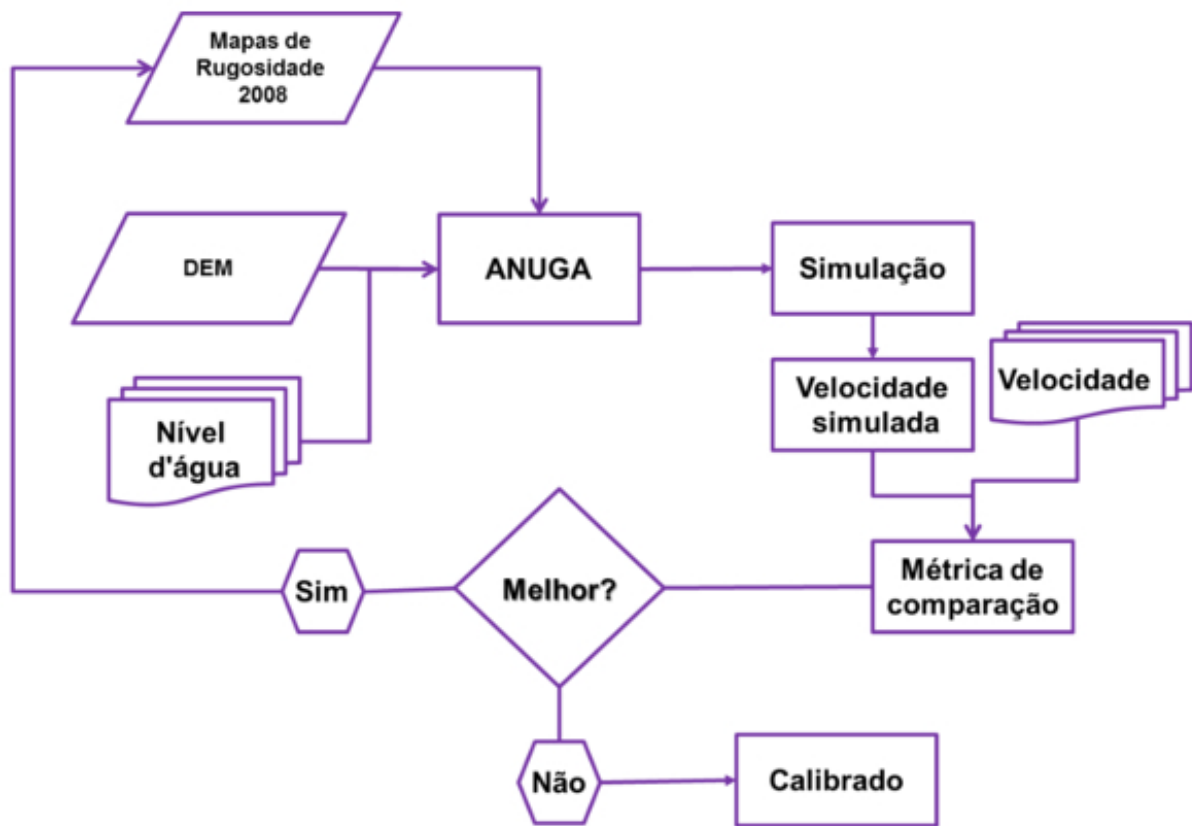


Figura 4.3 - Fluxograma da calibração

que proporcionasse o melhor ajuste das simulações com as observações.

Usou-se o modelo ANUGA para realizar a calibração com cada cenário de η , sendo o passo de tempo diário. Para cada rodada se obteve um conjunto de saídas diárias das simulações de nível d'água (w), e *momentum* (uh, vh). Neste conjunto de dados os valores simulados de uh, vh e w foram interpolados para a mesma localização geográfica em que foram feitas as medições de velocidade. Em seguida, calculou-se a velocidade absoluta

$$|\vec{v}| = \frac{|\sqrt{uh^2 + vh^2}|}{\rho * A * h} \quad \mapsto \quad ms^{-1} = \frac{kgms^{-1}}{kgm^{-3} * m^2 * m} \quad (4.2)$$

em que a densidade $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$ foi considerada constante, A corresponde a área do triângulo amostrado na grade e, a profundidade da coluna d'água h foi calculada pela diferença entre o nível d'água w e a elevação do terreno z ($h = w - z$). Calcularam-se então as métricas Raiz do Erro Quadrático Médio (*RMSE*) e o coeficiente de

correlação global (R^2) para comparar as diferenças entre as velocidades observadas e simuladas. A cada passo, as métricas foram sucessivamente estimadas e comparadas com as anteriores até que apresentassem o melhor ajuste, tendo início um novo ciclo. Estes procedimentos foram realizados até que a comparação das estatísticas resultou em simulações menos acuradas do que as do cenário gerado anteriormente.

Apos calcular as estatísticas, elas foram comparadas com as anteriores e sempre que apresentaram melhor ajuste, iniciava-se um novo ciclo. Estes procedimentos foram realizados até que a comparação das estatísticas indicou redução do ajuste em relação ao cenário gerado anteriormente.

Durante todo o processo, também foram interpolados os valores de w na localização das estações fluviométricas de Óbidos e Curuai. Estes valores simulados foram comparados com as observações de nível d'água, usando as mesmas métricas utilizadas para a calibração de η .

4.5 Simulações

Os mapas finais da distribuição espacial do coeficiente de rugosidade hidráulica foram obtidos associando à classe Não-Floresta o valor ajustado durante o processo de calibração. Assim, obteve-se um mapa representativo do cenário LC2008 e outro para LC1977, também foi obtido um mapa das mudanças na distribuição espacial do coeficiente de rugosidade hidráulica.

O cenário de rugosidade hidráulica (LC1977 e LC2008, um por vez) e o MDE foram as condições iniciais para as simulações que usaram o hidrograma climatológico (Figura 4.4) como forçante nos contornos Oeste e Leste do domínio computacional simulado. As condições de contorno dos lado Norte e Sul, foram as mesmas do processo de calibração.

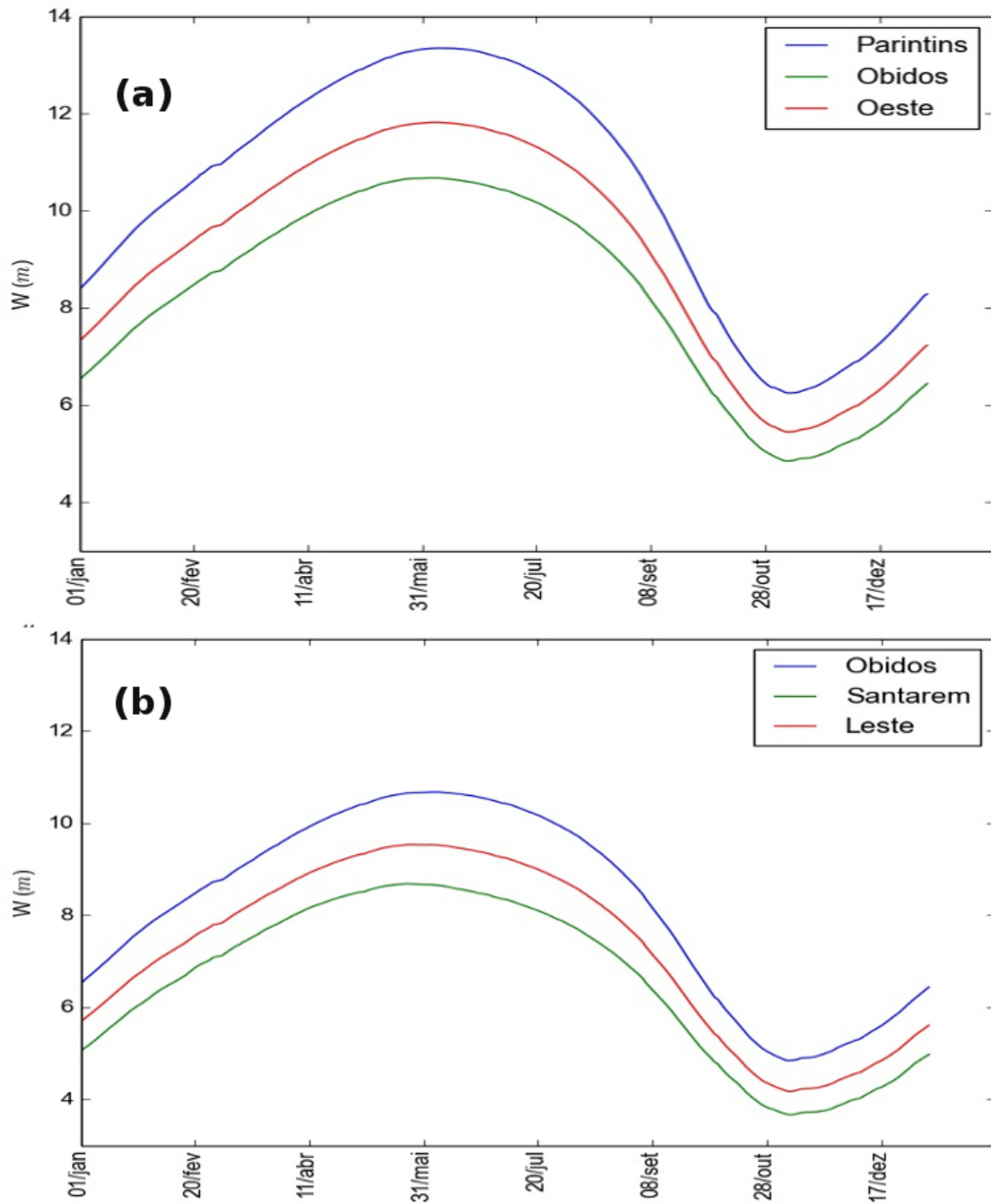


Figura 4.4 - Hidrograma climatológico utilizado nos contornos Oeste e Leste. Alinha em vermelho representa a condição de contorno calculada a partir da equação 4.1 para o lado (a)Oeste e (b)Leste.

Dois conjuntos de simulações foram obtidos, um referente ao cenário LC1977 e outro ao cenário LC2008. Em ambas foram interpolados os valores de w na localização das estações fluviométricas Óbidos e Curuai, tendo sido posteriormente calculado o coeficiente de correlação global entre as séries observadas e simuladas em cada

ponto.

A partir das saídas do modelo foram gerados mapas instantâneos de *momentum* e nível d'água nos meses representativos das quatro fases principais da onda de inundação na várzea de Curuai como definido em Barbosa (2005): enchente 25/Janeiro, cheia 31/maio, vazante 1/setembro e seca 9 /novembro (Figura 4.5).

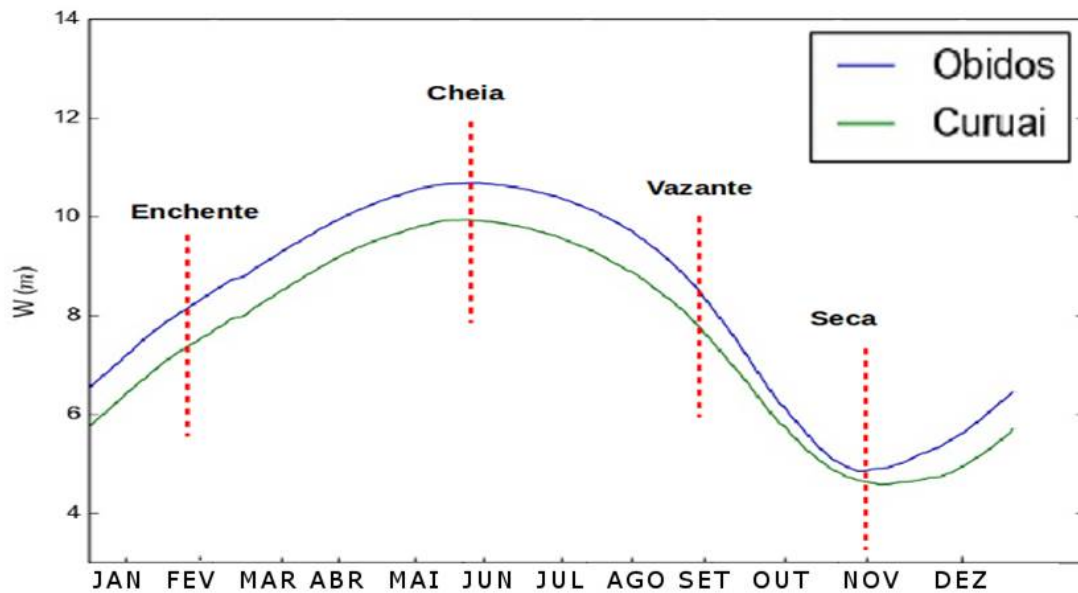


Figura 4.5 - Hidrógrafa climatológica das estações fluviométricas Curuai e Óbidos. As linhas vermelhas verticais indicam o *momentum* instantâneo representado em mapas para cada fase.

As datas de enchente e vazante foram selecionadas nos meses de maior variabilidade do nível d'água em relação à média mensal na estação fluviométrica de Curuai (Figura 4.6), assim como foi selecionada a data correspondente ao pico de máxima e à cota mínima da série. Foi calculada também a diferença entre os cenários LC2008 e LC1977 para cada fase.

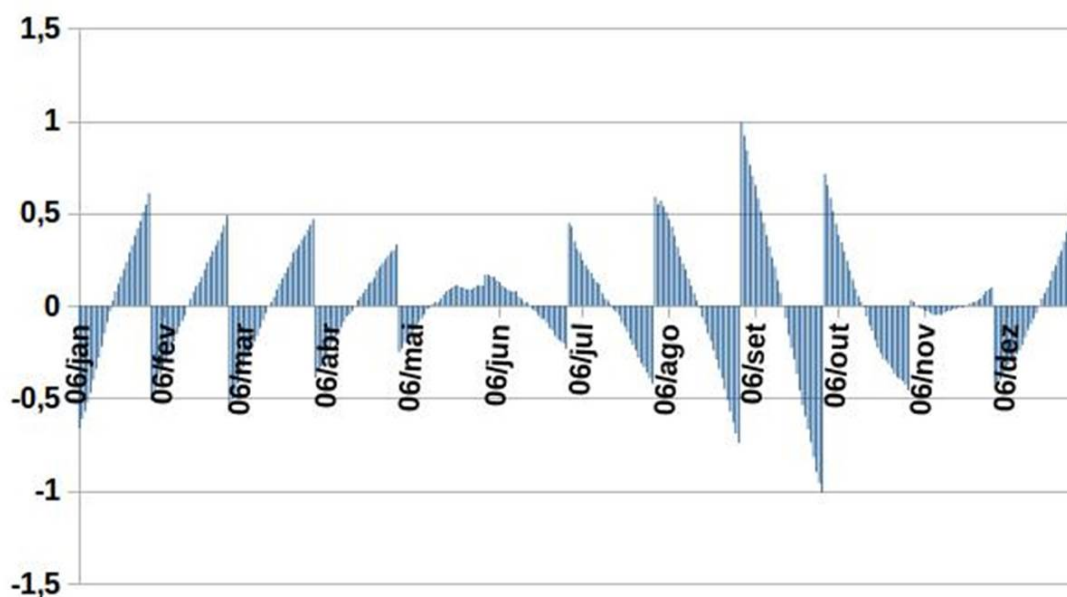


Figura 4.6 - Variabilidade diária da hidrógrafa climatológica em relação à média mensal para os dados de nível d'água na estação de Curuai.

Foram definidas três regiões de interesse: i) Canais de entrada d'água à várzea; ii) lagos interiores da várzea, representativos da classe água aberta; iii) canais de saída no extremo leste da várzea. Para cada região foram amostrados pontos para o cálculo de velocidade, fazendo alguns coincidir com a localização das amostras de velocidade observadas em 2006 (14, 6 e 4 para cada área, respectivamente, num total de 24).

As amostras de velocidade simulada a partir das séries climatológicas foram utilizadas para análise da distribuição de velocidades (*boxplot*). Foram também construídos gráficos de variação da velocidade ao longo da série climatológica para cada ponto amostrado.

4.5.1 Simulações para a cheia de 2009

Para as simulações relativas à cheia extrema de 2009, foram considerados 4 cenários distintos de rugosidade hidráulica. No intuito de representar condições extremas de cobertura florestal: sem desflorestamento (AFS), e com desflorestamento total (NFS). Nas áreas da várzea que não corresponderam a classe água aberta, cuja extensão permaneceu constante em ambos os cenários, foi associado o coeficiente de rugosidade escolhido previamente para classe floresta ($\eta=0,2 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$) para o cenário AFS e para o NFS o valor associado a classe NF, obtido a partir da calibração.

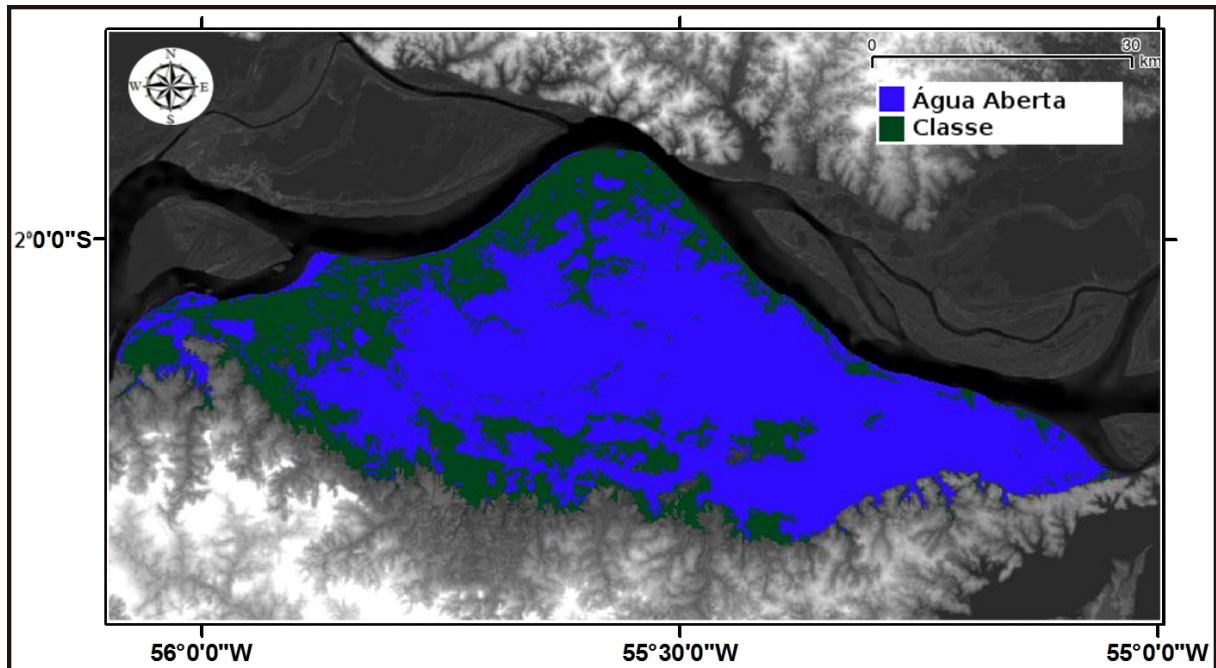


Figura 4.7 - Cenário extremo de distribuição de rugosidade na várzea

De modo semelhante ao realizado para as simulações climatológicas, o cenário de rugosidade hidráulica (um por vez) e o MDE foram usados como condições iniciais para as simulações relativas à série fluviométrica entre 1/Abril/2009 à 30/junho/2009 como forçante nos contornos Oeste e Leste do domínio computacional simulado. As condições de contorno dos lados Norte e Sul ficaram iguais às do processo de calibração.

Com as saídas do modelo foram gerados mapas instantâneos de *momentum* e nível d'água representativos das fases da onda de cheia de 2009 na várzea de Curuai: cheia 31/maio e foi calculada a diferença entre o cenário de cheia LC2008 e os mapas instantâneos obtidos para cada cenário nestas simulações.

5 Resultados e Discussão

Nesta pesquisa, para quantificar as mudanças na velocidade do escoamento decorrentes da remoção de floresta inundável, selecionou-se como área de estudo a várzea do Lago Grande de Curuai. As condições (iniciais e de contorno) adotadas nas simulações hidrodinâmicas foram controladas, sendo isoladas outras fontes de variabilidade. A seguir são discutidos os resultados obtidos na calibração do modelo, ajuste das simulações, dinâmica da circulação na várzea e variação espaço-temporal da velocidade para os cenários de rugosidade hidráulica simulados.

5.1 Ajuste do coeficiente de rugosidade hidráulica

A Tabela 5.1, mostra o valor de ajuste do parâmetro coeficiente de Manning η para cada cenário simulado. Nela, apresenta-se a velocidade e vazão observadas, assim como o valor e desvio padrão da velocidade absoluta média (dos últimos 20 time-step) para cada ponto amostrado nas simulações do ANUGA. Também são mostrados os valores calculados para estatísticas de comparação (R^2 e $RMSE$) entre as observações e os cenários simulados.

Todos os valores de $RMSE$ (Global) obtidos são pequenos, sempre menores que $0,162 \text{ m s}^{-1}$. O melhor ajuste foi obtido para $\eta = 0,06$ com $RMSE$ de $0,123 \text{ m s}^{-1}$. À semelhança do que ocorre com o $RMSE$, o R^2 dos canais de saída (OUT) também indicam melhor ajuste entre a velocidade medida *in situ* e a velocidade simulada para os diferentes pontos amostrais.

Tabela 5.1 - Valor da velocidade (m s^{-1}) obtida em cada ponto amostrado durante o processo de ajuste do coeficiente de Manning η , ($\text{m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$) na classe Não-Floresta (NF). Métricas calculadas para todos os pontos (Global) e também discriminando os Canais de Entrada (IN) e de Saída (OUT). Os valores consecutivos ao símbolo \pm correspondem ao desvio padrão.

Valores Observados		Valores Simulados									
Nome (ID)	Valores	$\eta = 0,05$	$\eta = 0,06$	$\eta = 0,07$	$\eta = 0,08$	$\eta = 0,09$	$\eta = 0,10$				
C1 (IN13)	1,020	1,122 \pm 0,004	1,230 \pm 0,004	1,193 \pm 0,040	1,159 \pm 0,038	1,126 \pm 0,037	1,095 \pm 0,036				
C2 (IN12)	0,860	0,671 \pm 0,041	0,702 \pm 0,047	0,692 \pm 0,044	0,668 \pm 0,042	0,652 \pm 0,042	0,636 \pm 0,037				
C3 (IN10)	0,900	0,655 \pm 0,055	0,732 \pm 0,059	0,696 \pm 0,057	0,663 \pm 0,056	0,635 \pm 0,055	0,609 \pm 0,053				
C4 (IN3)	0,920	0,611 \pm 0,018	0,714 \pm 0,022	0,661 \pm 0,019	0,615 \pm 0,018	0,575 \pm 0,018	0,541 \pm 0,017				
C5 (IN2)	1,070	0,978 \pm 0,016	1,025 \pm 0,015	1,005 \pm 0,015	0,986 \pm 0,016	0,968 \pm 0,016	0,950 \pm 0,016				
C6 (IN11)	0,850	0,893 \pm 0,047	0,966 \pm 0,050	0,929 \pm 0,049	0,895 \pm 0,048	0,864 \pm 0,046	0,835 \pm 0,045				
C7 (IN1)	0,820	0,682 \pm 0,009	0,718 \pm 0,009	0,700 \pm 0,009	0,682 \pm 0,009	0,665 \pm 0,010	0,649 \pm 0,010				
C8 (IN14)	0,340	0,281 \pm 0,006	0,327 \pm 0,005	0,302 \pm 0,006	0,281 \pm 0,006	0,263 \pm 0,006	0,247 \pm 0,006				
S1 (OUT)	0,140	0,219 \pm 0,021	0,237 \pm 0,022	0,227 \pm 0,021	0,219 \pm 0,021	0,211 \pm 0,021	0,204 \pm 0,021				
S2 (OUT)	0,240	0,203 \pm 0,028	0,204 \pm 0,028	0,203 \pm 0,028	0,203 \pm 0,028	0,203 \pm 0,029	0,202 \pm 0,029				
S3 (OUT1)	0,340	0,239 \pm 0,157	0,231 \pm 0,157	0,233 \pm 0,158	0,236 \pm 0,159	0,239 \pm 0,160	0,241 \pm 0,161				
S4 (OUT2)	0,280	0,202 \pm 0,171	0,194 \pm 0,172	0,197 \pm 0,172	0,199 \pm 0,172	0,202 \pm 0,172	0,204 \pm 0,172				
S5 (OUT3)	0,370	0,448 \pm 0,048	0,445 \pm 0,046	0,445 \pm 0,047	0,446 \pm 0,048	0,446 \pm 0,049	0,447 \pm 0,050				
S6 (OUT4)	0,620	0,709 \pm 0,171	0,719 \pm 0,177	0,713 \pm 0,173	0,707 \pm 0,169	0,701 \pm 0,167	0,696 \pm 0,164				
RMSE IN		0,171	0,144	0,155	0,172	0,188	0,205				
RMSE OUT		0,083	0,087	0,085	0,083	0,083	0,083				
RMSE Global		0,139	0,123	0,130	0,140	0,151	0,162				
R^2 IN		0,642	0,775	0,738	0,679	0,614	0,543				
R^2 OUT		0,930	0,930	0,934	0,936	0,937	0,937				
R^2 Global		0,805	0,848	0,831	0,802	0,770	0,734				

Estas informações podem ser melhor interpretadas na análise da Figura 5.1 que apresenta os valores de velocidade observada e simulada para todos os canais de entrada e saída considerando os diferentes valores de η . Pode-se observar que em relação aos pontos C1, C2 (Nordeste) e C4 (Noroeste) menos ajuste para todos os valores de η , o que pode explicar o maior valor do erro Global estimado para os canais de entrada (IN). Esse fraco desempenho da simulação para essas amostras é compensado pelo bom desempenho alcançado nas demais estações amostrais, as quais permitem discriminar variações de velocidade com a variação da rugosidade hidráulica. Esse desempenho das amostras dos canais de entrada podem estar associadas à largura dos canais amostrados *in situ* a qual é menor que a resolução espacial das simulações pois esta varia entre 20 e 60 m. Entretanto os canais de saída localizados no extremo Leste da várzea tem uma largura ente 90 e 100 m, similar a resolução espacial do MDE utilizado ($92,5 \times 92,5$ m), por isso se observou um valor de RMSE e R^2 com ajuste melhor nestes canais (OUT) do que nos de entrada (IN).

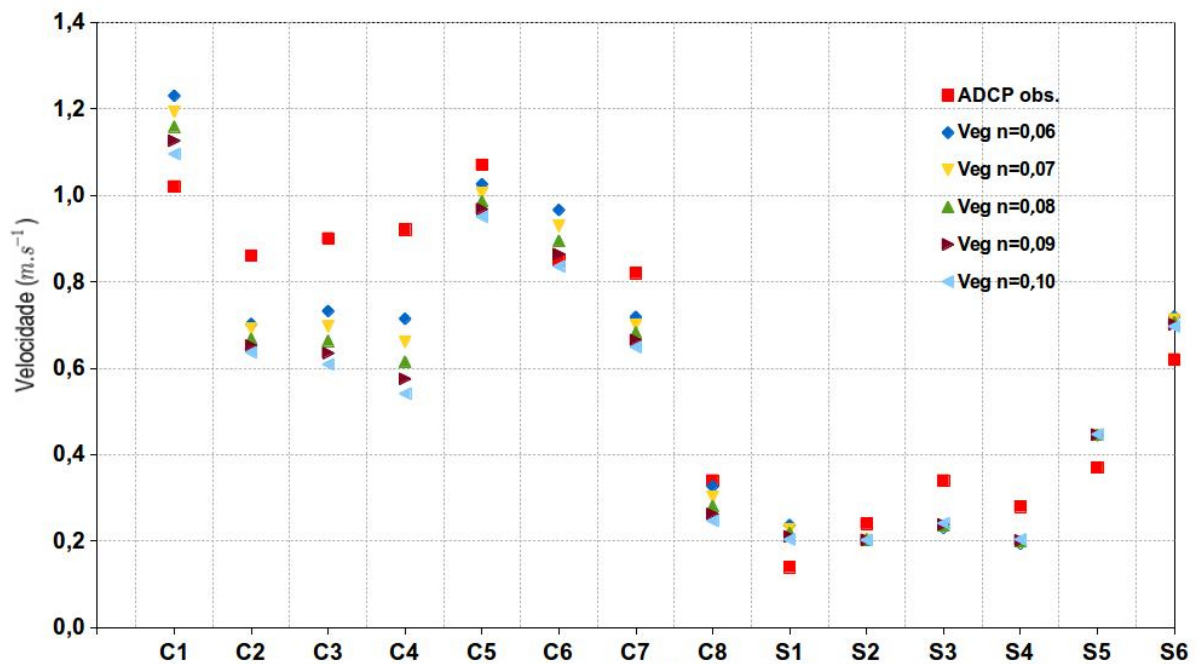


Figura 5.1 - Valores de velocidade observados e simulados ($m s^{-1}$) para cada ponto amostrado

A análise das estatísticas de comparação entre os vários cenários de rugosidade indicou que o cenário com valor de $\eta=0,06 m^{-1/3}s^{-1}$ atribuído à classe NF resultou nos menores resíduos ($RMSE = 0,123$) e produziu a maior correlação global ($R^2 = 0,848$) tanto para os canais de entrada ($R^2 = 0,775$) como os de saída

($R^2 = 0,930$).

Conforme observado na Figura 5.1 devido a maior amplitude nas variabilidade das simulações, detectou-se que os canais de entrada tem maior sensibilidade à rugosidade hidráulica. Este comportamento era esperado pois na entrada à várzea o fluxo proveniente do canal principal do rio Amazonas tem a velocidade da onda de inundação menos atenuada, enquanto na saída da várzea o fluxo provem das águas calmas dos lagos interiores.

Em relação à calibração do nível d'água foi possível observar um melhor desempenho do cenário de rugosidade com valor de $\eta=0,08 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ na classe NF, tanto para a estação fluviométrica de Curuai quanto para a de Óbidos (Tabela 5.2).

Tabela 5.2 - Valores de ajuste do nível d' água (m) a cada cenário de η ($\text{m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$) simulado nas as estações fluviométricas de Curuai e Óbidos

	$\eta = 0,05$	$\eta = 0,06$	$\eta = 0,07$	$\eta = 0,08$	$\eta = 0,09$	$\eta = 0,10$
RMSE Curai	0,024	0,022	0,021	0,012	0,019	0,031
R^2 Curai	0,602	0,807	0,931	0,978	0,943	0,841
RMSE Óbidos	0,049	0,022	0,021	0,013	0,020	0,027
R^2 Óbidos	0,701	0,866	0,928	0,970	0,937	0,876

As métricas de comparação mostraram um ajuste global maior que 80% quando os valores de η variaram entre $0,06 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ e $0,08 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ para a classe NF (RMSE < 0,14). Por outro lado, para a calibração do nível d' água, os ajustes foram superiores a 90% para valores de η variando entre $0,07 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ e $0,09 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ (RMSE < 0,02). Em relação aos canais de saída da água, a variação da rugosidade não afeta de modo significativo as diferenças entre a velocidade simulada e medida.

Com a metodologia de calibração utilizada, as incertezas do MDE são transferidas também à classe *Não-Floresta*. Contudo, como descrito anteriormente, existe uma importante variabilidade no coeficiente de rugosidade hidráulica para as coberturas vegetais incluídas dentro desta classe. Levando em conta a abordagem de calibração simultânea proposta por Coe et al. (2007), considerou-se que o $\eta=0,07 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ representa a classe NF pois resulta num melhor ajuste às observações de ambas as métricas usadas no processo de calibração, ou seja ($R^2 = 0,93$, $RMSE = 0,021\text{m}$) para o nível d' água e ($R^2 = 0,83$, $RMSE = 0,13 \text{ m s}^{-1}$) para a velocidade.

5.2 Cenários de rugosidade hidráulica

A distribuição espacial do coeficiente de rugosidade hidráulica foi obtida para dois cenários representativos da cobertura florestal da várzea LC1977 e LC2008 (Figura 5.2), utilizando-se os valores tabelados de rugosidade hidráulica (Tabela 4.1) para as classes Floresta e Água Aberta e o valor resultante da calibração para a classe Não-Floresta.

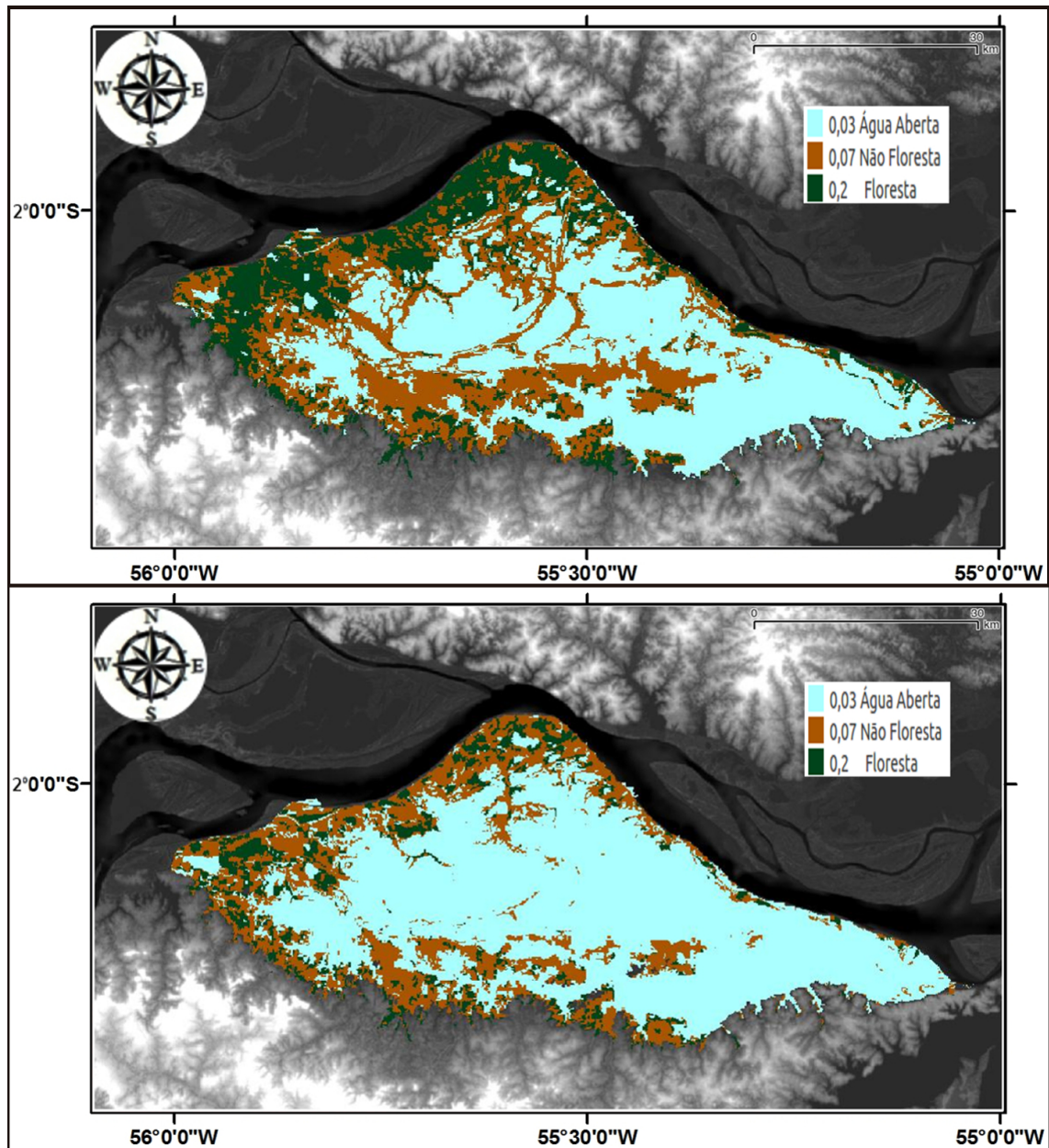


Figura 5.2 - Cenários da distribuição espacial do coeficiente de rugosidade (a) LC1977 e (b) LC2008.

Os cenários representativos do uso e cobertura da terra (RENÓ et al., 2011) correspondem a estágios ligeiramente diferentes da hidrografia, o que afeta principalmente a extensão da classe água aberta no interior da várzea, cerca de 37% menor em 1977. Foi aplicada a máscara da classe água aberta para ambos os cenários, reduzindo as diferenças espaciais decorrentes das datas de imagens disponíveis para o mapeamento. Mesmo assim, foram contabilizadas mudanças de cobertura da terra decorrentes da remoção da floresta de várzea nos últimos 30 anos, como pode ser observado na Tabela 5.3

Tabela 5.3 - Área (km²) das classes Floresta e Não-Floresta na várzea de Curuai, as quais representam 33,4% da área total(800 km²), nos cenários de rugosidade hidráulica simulados.

Classe	LC1977	LC2008	$LC2008 - LC1977$
Não-Floresta ($\eta=0,07 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$)	378,38	598,77	220,39 (+58,25%)
Floresta ($\eta=0,2 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$)	422,32	202,17	-220,15 (-52,13%)

Tendo em vista que a floresta inundável ocupa os terrenos mais elevados da várzea (WITTMANN et al., 2002), a classe floresta sofreu uma diminuição de 52,13% aproximadamente para a várzea de Curuai, valor próximo ao obtido por Renó et al. (2011) para o baixo Amazonas (56%). Os padrões espaciais de perda de rugosidade hidráulica (representados em vermelho na Figura 5.3), indicam que a área mais crítica da várzea está concentrada na proximidade dos canais de entrada ao Oeste e no perímetro exterior da várzea marginal ao canal principal do rio Amazonas (RUDORFF et al., 2014b). Também foi observado, que houve aumento da rugosidade em alguns pontos distribuídos por toda a várzea (representados em vermelho na Figura 5.3), pois a vegetação classificada como Não-Floresta no cenário LC1977 evoluiu para a classe Floresta nos últimos 30 anos.

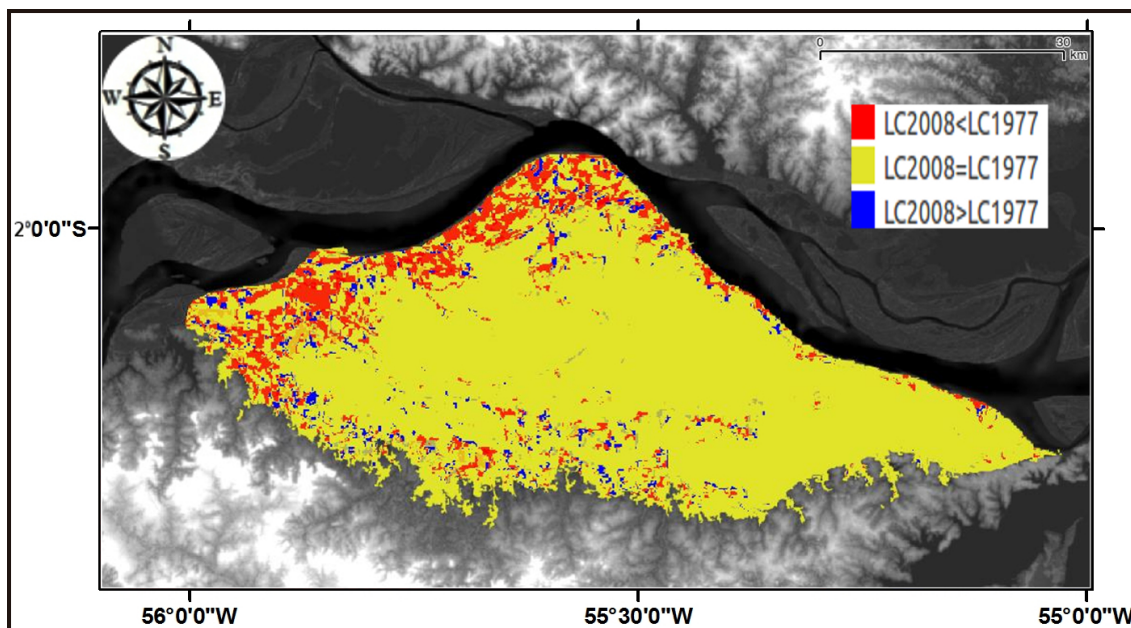


Figura 5.3 - Cenários das diferenças na distribuição do coeficiente de rugosidade entre LC2008 e LC1977.

5.3 Simulação da série fluviométrica climatológica

Após o processo de calibração, observou-se que as simulações com o modelo ANUGA representaram adequadamente o nível fluviométrico nas estações de Óbidos e Curuai (Figura 5.4). Para ambos os cenários, LC1977 e LC2008, as simulações representaram melhor o nível fluviométrico em Óbidos, onde alcançam um $R^2=0,96$ (RMSE menor que 0,22 m). Na estação de Curuai, as simulações com o cenário LC2008 resultaram em melhor desempenho ($R^2=0,91$, RMSE=0,42 m) do que com o cenário LC1977 ($R^2=0,87$, RMSE=0,68 m). Era esperada uma melhor representação das observações pelo cenário LC2008 porque foi o cenário utilizado no processo de calibração do modelo. Rudorff et al. (2014a), com o uso do mesmo MDE, obtiveram um RMSE de 0,17 m para o nível d'água na estação fluviométrica de Curuai, enquanto neste estudo foram obtidos valores de RMSE entre 0,42 m (LC2008) e 0,68 m (LC1977) nas simulações realizadas. Este resultado era esperado, pois como explicado anteriormente o modelo hidrodinâmico ANUGA não considera os processos hidrológicos verticais (Precipitação, infiltração, evapotranspiração, etc).

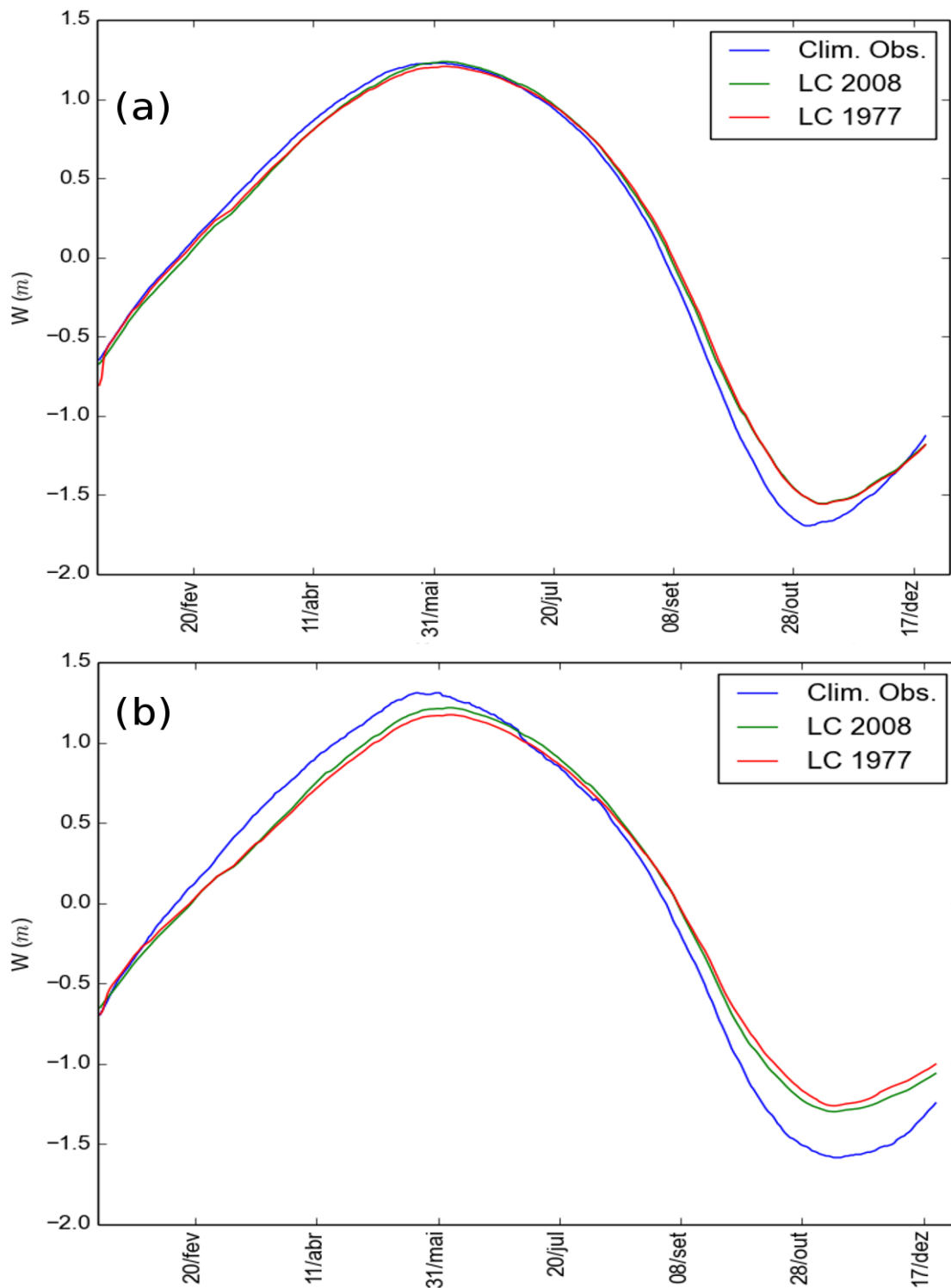


Figura 5.4 - Anomalias do nível d'água (w), observadas e simuladas para as estações fluviométricas de (a) Óbidos e (b) Curuai

Pode ser observado na Figura 5.4 que a amplitude da onda de inundação simulada, durante a água baixa, quando os processos verticais como infiltração e evapotranspiração são determinantes, não teve bom desempenho na representação da hidrógrafa climatológica. Mesmo assim, estes processos verticais contribuem ao balanço hidrológico da várzea de Curuai com aproximadamente 20% dos fluxos, enquanto a maior fonte provem da onda de inundação do rio Amazonas (BONNET et al., 2008). Neste contexto, as fases de enchente, cheia e vazante do hidrograma foram bem representadas pelas simulações, permitindo descrever e quantificar a direção e velocidade do escoamento, pois a acurácia obtida encontra-se dentro da variabilidade para nível d'água considerada por outros autores (WILSON et al., 2007) em simulações hidrológicas na região Amazônicas.

Simulações hidrológicas na região central da bacia Amazônica (WILSON et al., 2007) indicaram boa precisão nas cheias (RMSE de 0,99 m), mas também resultaram em reduzida acurácia na seca (RMSE de 3,17 m) devido provavelmente à representação incompleta da drenagem na várzea, erros dos dados topográficos e à omissão de processos hidrológicos verticais no modelo utilizado que considerou somente a troca de massa entre canal principal e a planície.

Foi detectado um atraso no pico da cheia simulada em relação aos dados observacionais. Na estação fluviométrica localizada na várzea de Curuai, o pico da cheia na hidrógrafa climatológica foi alcançado no dia 30 de Maio, enquanto as simulações sofreram um atraso de 4 (03 Junho) e 6 (5 Junho) dias para os cenários simulados LC2008 e LC1977, respectivamente. Assim a cobertura vegetal, presente na área de várzea no ano de 1977 atenuou a onda de inundação dois dias a mais que a existente em 2008. Essa atenuação pode estar associada à rugosidade hidráulica média do cenário LC1977 ser 17% maior do que a de LC2008 ($LC2008=0,054 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$, $LC1977=0,066 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$).

Neste contexto, foi estimada a vazão na margem Oeste da várzea de Curuai, onde foram observadas as maiores mudanças na cobertura do solo durante os últimos 30 anos, e nos canais de saída localizados no extremo Leste. Devido a pequena largura dos canais de troca rio-várzea, foi estabelecida uma seção transversal na margem Oeste que integra a vazão de entrada à planície pelos principais canais localizados nesta região e outra no extremo Leste para estimar a vazão de saída (Figura 5.5).

As estimativas de vazão, de ambas as simulações, permitiram identificar uma atenuação maior do pico da cheia pelo cenário LC1977 à entrada na várzea pela margem Oeste. Enquanto o cenário LC2008 observou-se um pico mais acentuado,

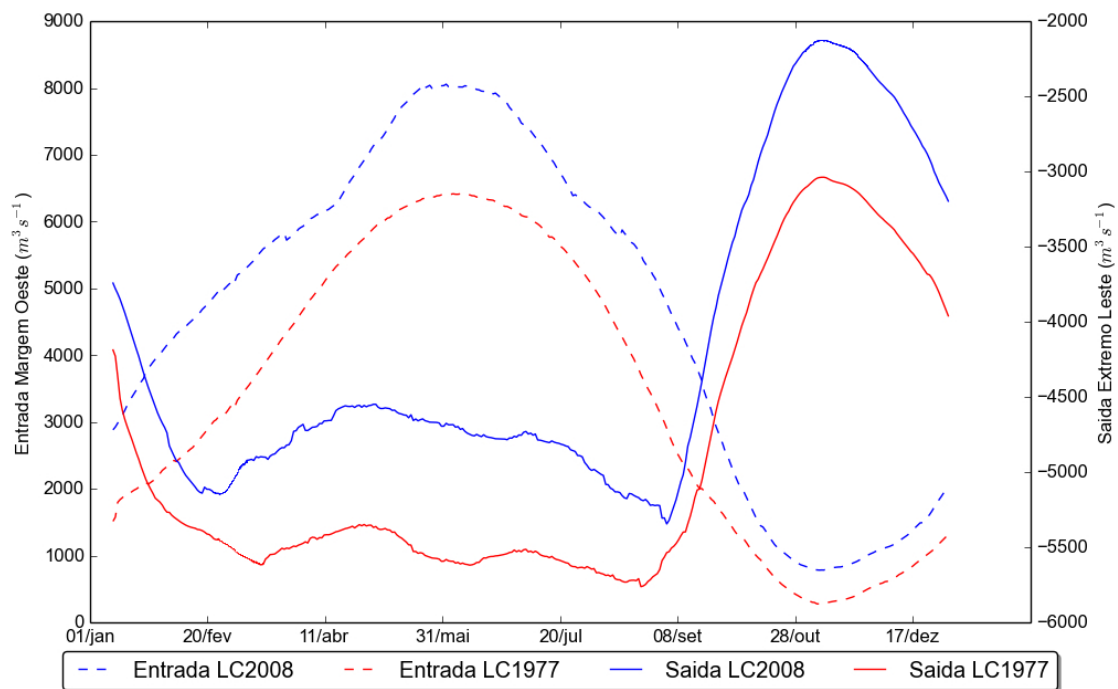


Figura 5.5 - Vazão estimada em seção transversal da margem Oeste (Entrada) e extremo Leste (Saída) da várzea de Curuai.

representativo de áreas sujeitas a perda de rugosidade hidráulica. Ambos os cenários indicaram uma maior troca rio-várzea durante a cheia e menor durante o período de água baixa como descrito na literatura ((BARBOSA, 2005; RUDORFF et al., 2014b)).

As várzeas têm um papel importante na redução inundações durante as cheias (SULLIVAN; BRUEN, 2010) e são conhecidas por diminuir a velocidade de propagação da onda de inundações, aumentando o armazenamento d'água e reduzindo a magnitude de picos de cheias. As características da rugosidade na planície de inundações têm um papel importante no processo de inundações e na velocidade do escoamento das águas na várzea. A distribuição espacial e magnitude da rugosidade na planície são determinantes para a forma e extensão da atenuação das ondas de inundações em ambientes naturais (THOMAS; NISBET, 2007).

5.4 Dinâmica da circulação na Várzea

A Figura 5.6 representa a distribuição espacial do *momentum* para o cenário LC2008 que é proporcional a velocidade do escoamento.

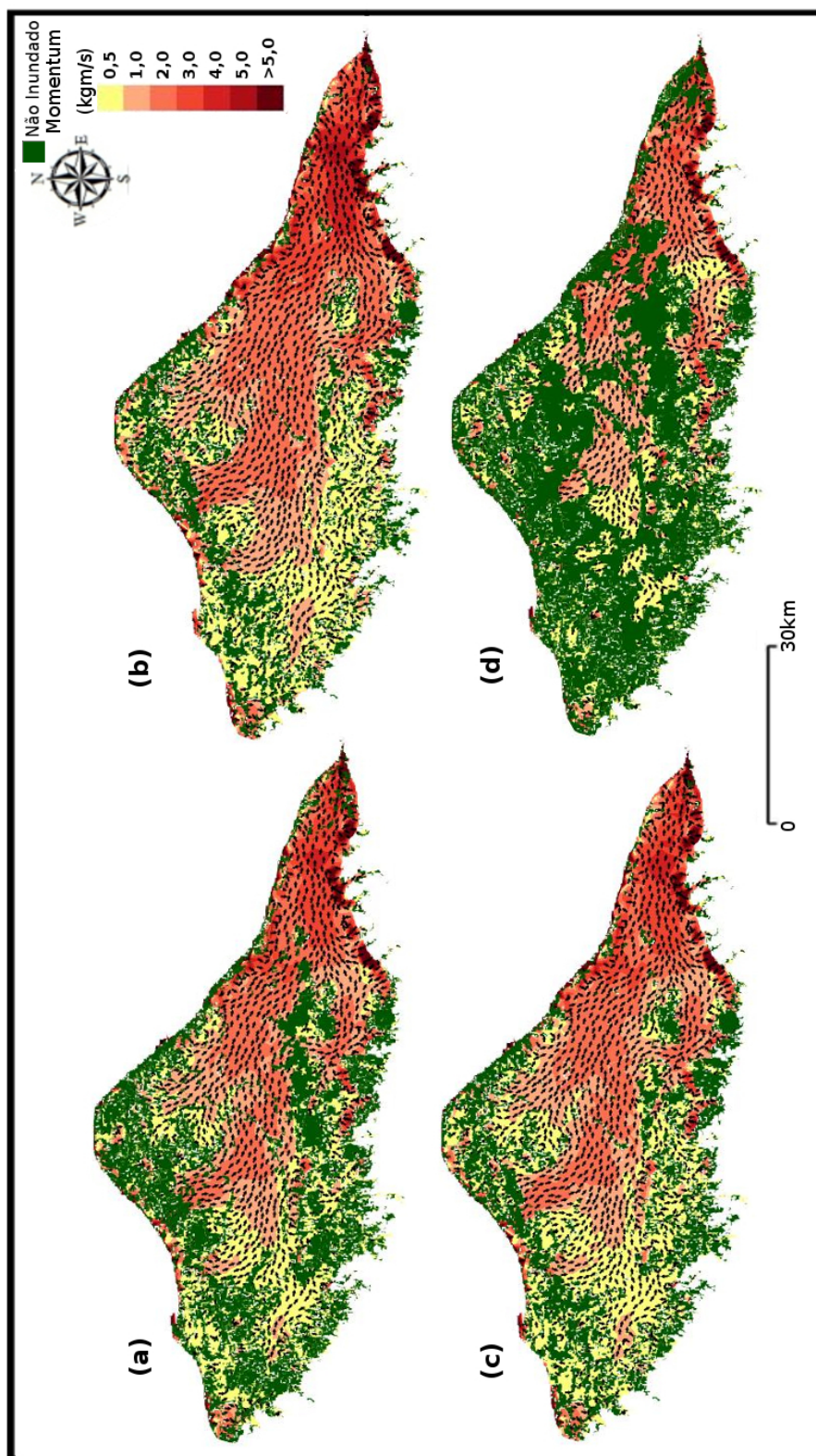


Figura 5.6 - Distribuição espacial do *momentum* da simulação com o cenário LC2008: (a) Enchente, (b) Cheia, (c) Vazante e, (d) Seca. A setas representam à direção e sentido do movimento, enquanto a magnitude (kg m s^{-1}) está em escala colorida.

Os principais canais (*paraná*s) que promovem as trocas de água entre o rio e a várzea (trocas rio-várzea) se localizam no extremo Leste da planície dando acesso ao Lago Grande de Curuai, no Noroeste dando acesso ao Lago do Paranapitinga e no extremo Nordeste ao Lago Santa Nina. Foi possível identificar estes paranás a partir da intensidade e direção do *momentum* entre o limite da várzea e o canal principal do Rio Amazonas. Os maiores valores de *momentum* foram observados no Lago Grande de Curuai, o mais profundo dentre o complexo de lagos que compõem essa região.

As características da hidrodinâmica dessa várzea descritas previamente em um modelo conceitual proposto por Barbosa (2005) foram bem representadas pelas simulações do modelo ANUGA. Existe um caminho preferencial da água do rio Amazonas ao entrar na planície, o qual se estende da entrada do canal dos Lagos Paranapitinga e Santa Nina até a saída d'água no extremo Sudeste, na interface entre o lago Grande de Curuai e o canal do Amazonas à jusante.

A água entra na várzea principalmente por pequenos canais durante a enchente (Figure 5.6 a). Estes canais se desorganizam durante a cheia, com o aumento constante de sua seção transversal, até que transbordam no máximo de cheia e desaparecem (Figure 5.6 b). Na vazante a água volta aos canais, com consequente redução do *momentum* (Figure 5.6 c). Na seca a água fica praticamente parada em toda a várzea com pequenos fluxos de saída na via preferencial da água com máximos no extremo Leste (Figure 5.6 d). Como mencionado anteriormente, após o período de água baixa, Barbosa (2005) relata a ocorrência de um fluxo temporário de entrada relacionado ao nível do rio Tapajós. Este fluxo, contudo, não pode ser representado pelo ANUGA devido ao gradiente decrescente de Oeste para Leste imposto nas condições de contorno das simulações. Também como explicado anteriormente, a acurácia das simulações foram maiores no período de cheia e tenderam a diminuir na medida em que o nível da água foi reduzindo, devido à maior interferência de outros fatores tais como a morfologia da várzea (RUDORFF et al., 2014b) e os processos verticais do ciclo hidrológico.

Durante a vazante, o volume de água que deixa a várzea em direção ao canal principal do rio Amazonas é maior do que aquele que entra na várzea (BONNET et al., 2008). No período de água baixa, as trocas são mínimas (BARBOSA, 2005) e ocorrem geralmente no extremo leste da várzea devido as chuvas do hemisfério Sul e o consequente aumento de nível do rio Tapajós, responsável pela mudança temporária da declividade local da superfície d'água (BARBOSA, 2005).

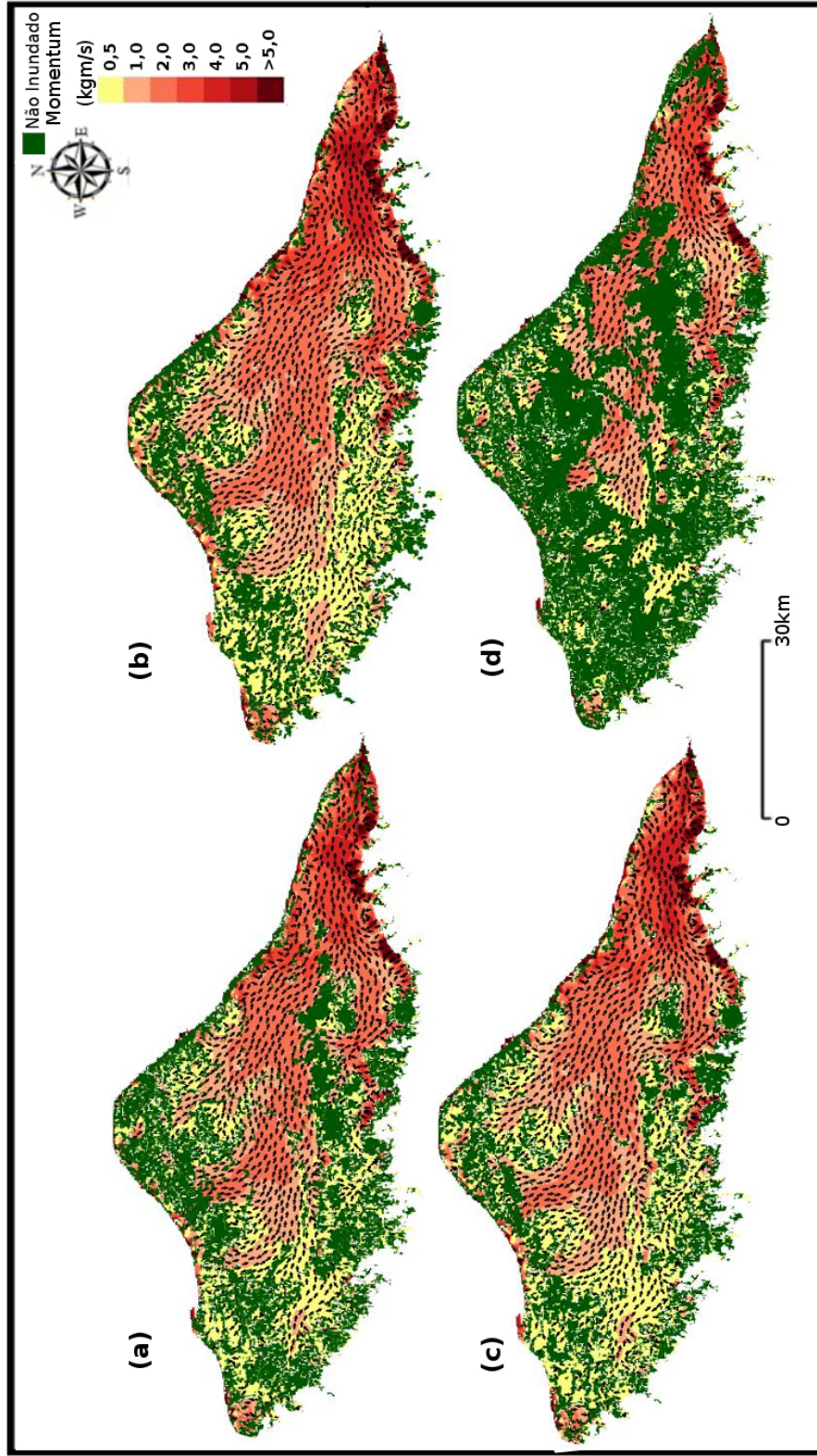


Figura 5.7 - Distribuição espacial do *momentum* da simulação com o cenário LC1977: (a) Enchente, (b) Cheia, (c) Vazante e, (d) Seca. A setas representam à direção e sentido do movimento, enquanto a magnitude (kg m s^{-1}) está em escala colorida.

Pode se observar na Figura 5.7 que as simulações dos cenários LC1977 também acompanham a dinâmica descrita anteriormente para a várzea. Entretanto, as magnitudes (escala colorida), diferem das observadas para o cenário LC2008, principalmente nas áreas de troca rio-várzea e no lago principal ao Sudeste de Curuai. Enquanto os valores máximos de *momentum* alcançam, $4,5 \text{ kg m s}^{-1}$ no cenário LC1977 no lago Grande de Curuai, no cenário LC2008, ele é $5,7 \text{ kg m s}^{-1}$ ao Noroeste da várzea, sendo 21% maior.

Para melhor visualizar o impacto do desflorestamento sobre as variações espaciais da velocidade em cada fase do pulso climatológico de inundação, computou-se a diferença entre o cenário LC2008 menos LC1977. O resultado apresentado na Figura 5.8 indica que o cenário LC2008 produz maior velocidade na região que corresponde ao caminho preferencial d'água dentro da várzea para todas as fases do hidrograma climatológico com diferenças de até $0,2 \text{ m s}^{-1}$ no paraná que da acesso ao Lago Paranapitinga. O cenário LC1977 representou maior quantidade de movimento principalmente em regiões do lago principal da várzea de Curuai com diferenças de até $0,02 \text{ m s}^{-1}$.

As áreas em que cenário LC2008 contabilizou maior velocidade, foram maiores em extensão que as do cenário LC1977 (Tabela 5.4). O cenário LC2008 indicou aumento da velocidade durante a cheia e vazante em relação ao cenário LC1977. Esse aumento ocorreu em cerca de 60 % da área da várzea no período da vazante e 74 % no período de cheia. Esse aumento da velocidade no cenário LC2008 localiza-se principalmente nos canais de entrada da planície e na interface entre o canal do Amazonas e a planície, onde ocorrem as trocas rio-várzea. Áreas com menores aumentos na magnitude de velocidade estão distribuídas na porção ocidental da várzea durante a fase de cheia e se estendem pelas vias preferenciais de água até atingir o lago Grande de Curuai ao Sudoeste (Figura 5.8 b).

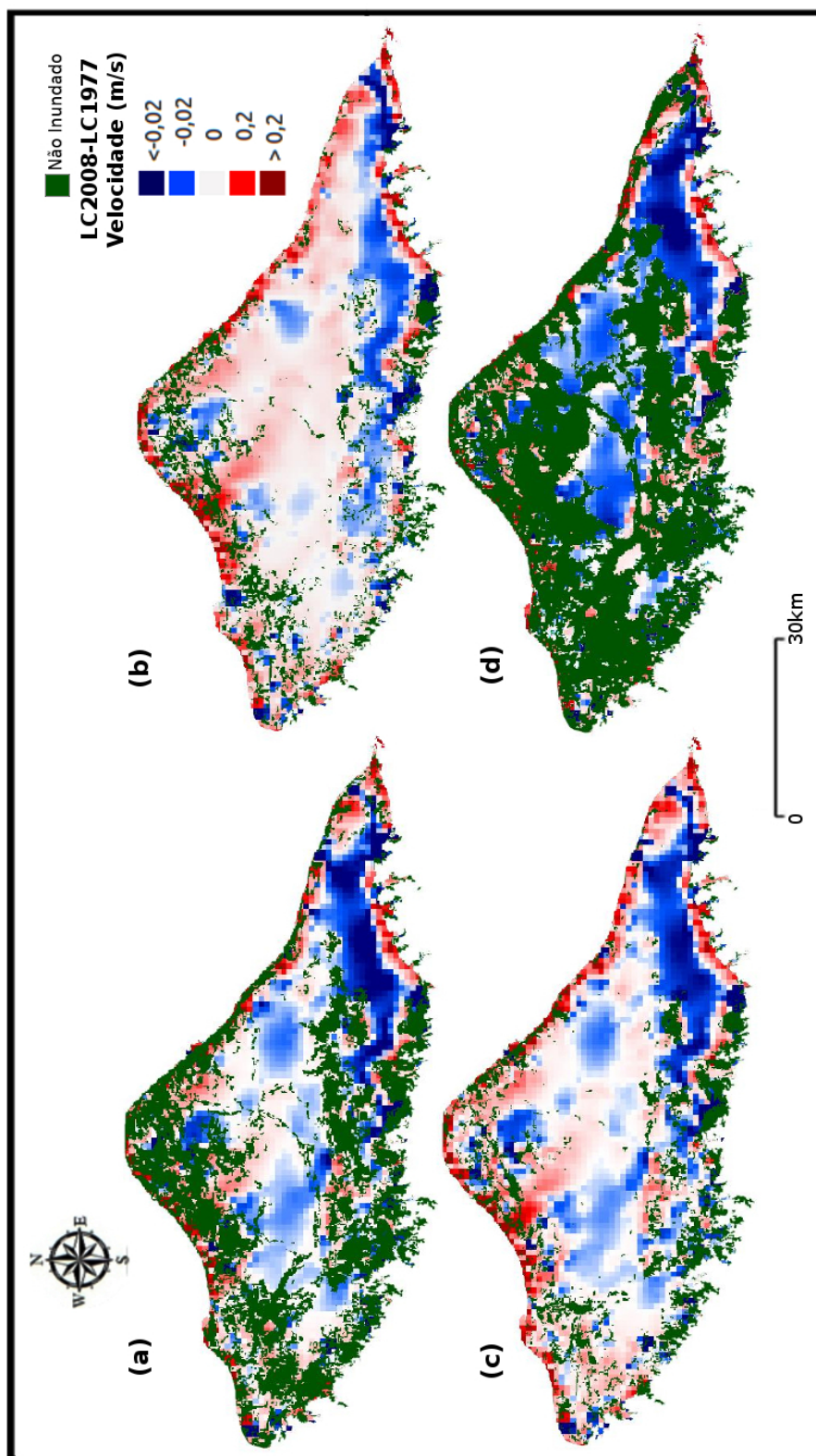


Figura 5.8 - Mapa de mudanças, diferenças de velocidade instantânea entre as simulações do cenário LC2008 e LC1977. Os painéis representam as diferenças da fase: (a) Enchente, (b) Cheia, (c) Vazante e, (d) Seca. A magnitude ($m s^{-1}$) está em escala colorida.

Tabela 5.4 - Extensão espacial das principais mudanças da velocidade entre LC2008 e LC1977 na várzea de Curuai. LC1977>LC2008 representa a área total onde a velocidade do cenário LC1977 foi maior que no LC2008 e LC1977<LC2008 onde foi menor. Os valores entre parênteses indicam a porcentagem que representa em relação à área total da várzea (2400 km²).

Fase	LC1977>LC2008	LC1977<LC2008
Enchente	921,7 (38,4%)	901,8 (37,5%)
Cheia	725,3 (23,85%)	1768,4 (73,7 %)
Vazante	1052,6 (43,8%)	1447,3 (60,3%)
Seca	754,6 (31,4%)	454,4(18,9%)

Na Figura 5.9 são mostradas as diferenças no nível d'água entre os cenários simulados. Observa-se que para todas as fases do hidrograma climatológico o cenário LC1977 teve maiores valores, alcançando diferenças durante a seca de até 0,65 m ao noroeste da várzea. Mesmo que os valores das diferenças nível d'água computadas entre os dois cenários sejam pequenos é possível afirmar que essas estão associados as mudanças no coeficiente de rugosidade hidráulica, pois as condições forçantes das simulações foram iguais para ambos cenários.

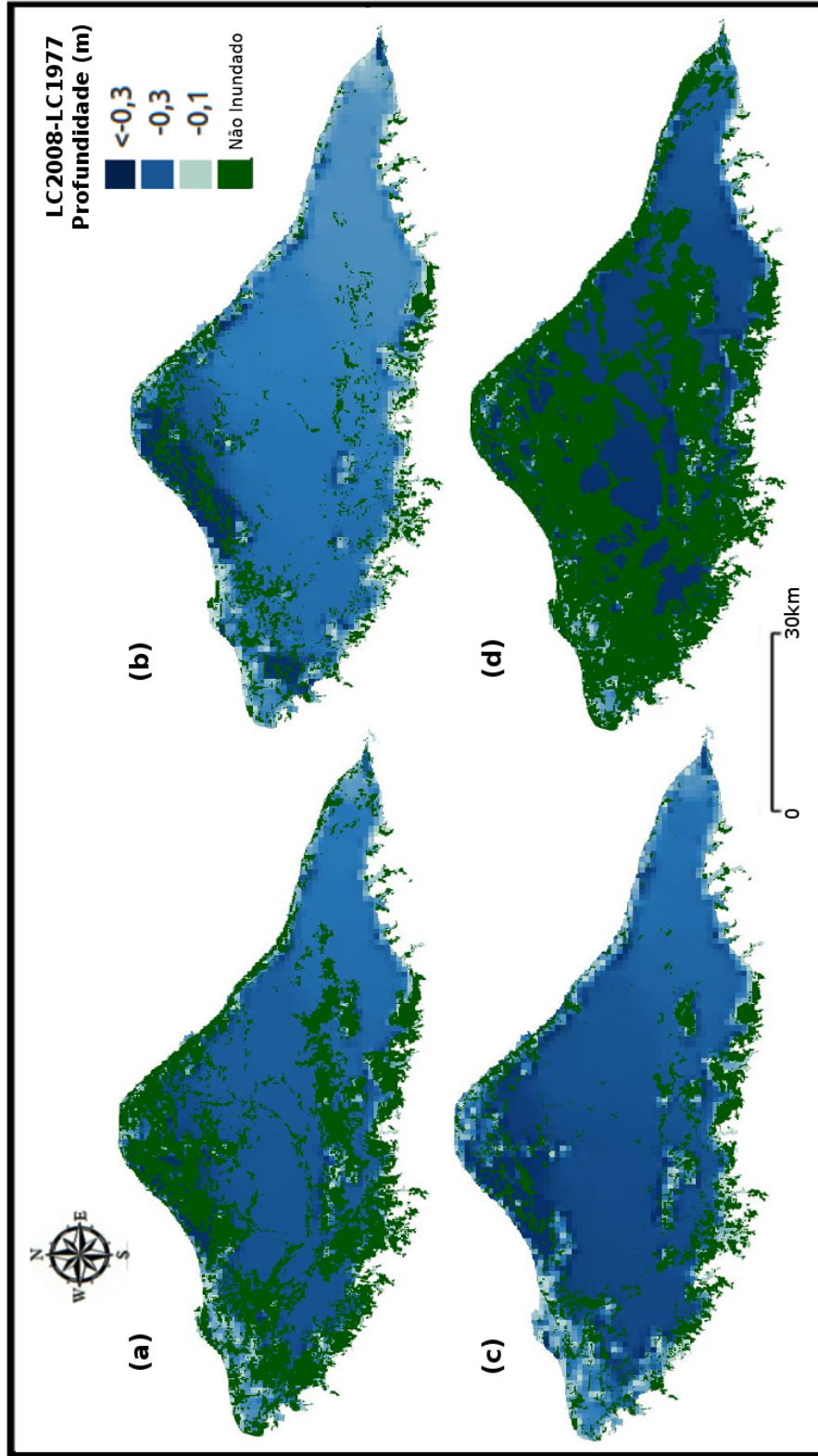


Figura 5.9 - Mapa de mudanças, diferenças entre as simulações do nível d'água (m) dos cenários LC2008 e LC1977. Os painéis representam as diferenças da fase: (a) Enchente, (b) Cheia, (c) Vazante e, (d) Seca.

5.5 Padrões espaço-temporais da velocidade do escoamento superficial

Para avaliar os padrões espaço-temporais da velocidade do escoamento superficial foram amostrados pontos em áreas permanentemente inundadas durante todo o ano. Com isto, foi possível computar as variabilidades no comportamento da velocidade ao longo da hidrógrafa climatológica simulada. Na Figura 5.10 ilustra-se, a distribuição dos pontos interpolados, os quais foram separados em 3 tipos: IN que identificam os canais de troca rio-várzea, CL os Lagos e OUT localizados no canal de saída (os pontos vermelhos coincidem com os amostrados *in situ*). No extremo Oeste da várzea de Curuai, onde foi observada a região com maior remoção da floresta 5.3 e consequente diminuição dos valores de η , localizam-se 10 pontos referentes a entrada d'água. Os pontos localizados ao Nordeste da várzea coincidem com os canais onde foi amostrada a velocidade *in situ*.

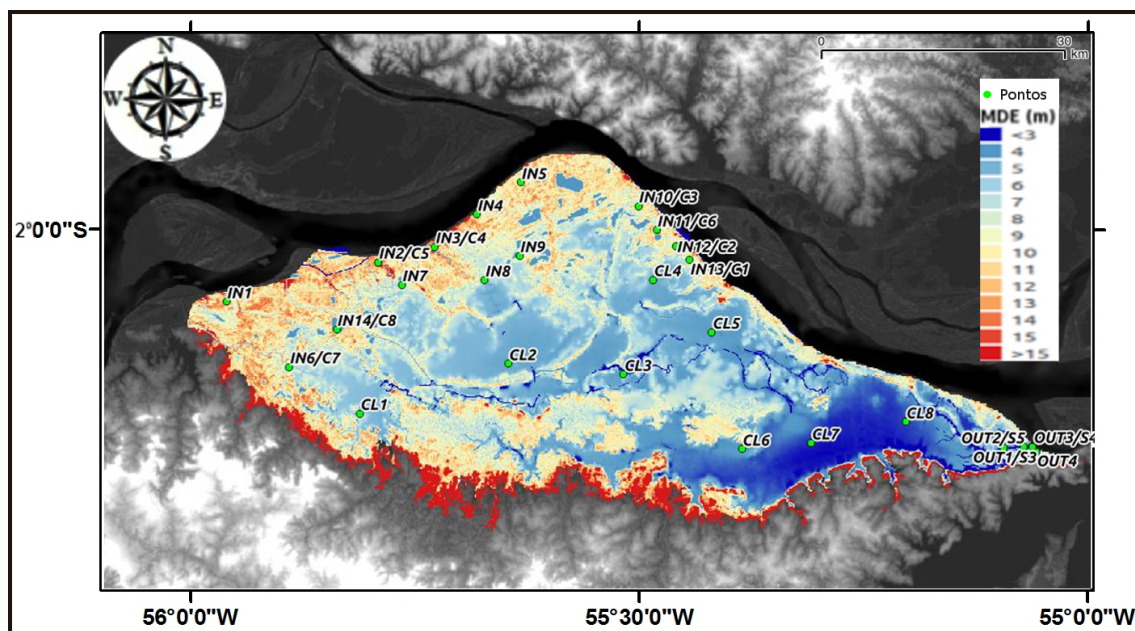


Figura 5.10 - Localização dos pontos amostrados para as análises nas áreas de interesse: Canais de entrada (IN), Lagos centrais (CL) e canais de saída (OUT).

Na Tabela 5.5 estão as estatísticas das séries de velocidade calculadas para cada ponto interpolado nas simulações com os cenários LC2008 e LC1977, assim como a diferença de nível da água. Para uma interpretação mais detalhada destes resultados a discussão será apresentada nos subitens a seguir.

Tabela 5.5 - Estatísticas da serie diária de velocidade ($m s^{-1}$) e diferenças de nível d'água (w) médio (m) calculado em cada ponto para os cenários LC1977 e LC2008, valores máximos(max), mínimos (min) e médios

Point	LC1977 max	LC2008 max	LC1977 min	LC2008 min	LC1977 média	LC2008 média	w LC2008- w LC1977 médio
CL1	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	-0,42
CL2	0,19	0,2	0,16	0,15	0,18	0,18	-0,41
CL3	0,2	0,21	0,18	0,17	0,19	0,19	-0,39
CL4	0,11	0,15	0,1	0,1	0,11	0,13	-0,39
CL5	0,24	0,22	0,22	0,2	0,23	0,21	-0,38
CL6	0,17	0,26	0,07	0,08	0,11	0,16	-0,35
CL7	0,4	0,39	0,29	0,23	0,36	0,32	-0,33
CL8	0,6	0,6	0,43	0,38	0,54	0,52	-0,31
I1	0,35	0,66	0,24	0,48	0,3	0,59	-0,22
I2	1,89	2,6	1,06	1,26	1,46	1,94	-0,11
I3	1,71	2,61	1,2	1,69	1,44	2,11	-0,29
I4	0,07	0,17	0,07	0,08	0,07	0,13	-0,74
I5	0,17	0,43	0,14	0,27	0,16	0,36	-0,52
I6	0,14	0,19	0,09	0,12	0,13	0,17	-0,40
I7	0,29	0,4	0,22	0,26	0,25	0,33	-0,50
I8	0,39	0,62	0,37	0,56	0,38	0,59	-0,50
I9	0,13	0,17	0,12	0,14	0,13	0,16	-0,48
I10	0,7	1,2	0,57	0,8	0,64	0,96	-0,39
I11	1,62	2,15	0,63	0,84	1,03	1,38	-0,25
I12	1,39	2,41	0,63	1,01	0,98	1,65	-0,15
I13	1,27	1,75	0,88	1,29	1,07	1,55	-0,34
I14	0,11	0,23	0,0	0,01	0,04	0,09	-0,51
O1	0,7	0,69	0,49	0,45	0,59	0,56	-0,21
O2	0,67	0,75	0,49	0,55	0,57	0,66	-0,21
O3	0,63	0,79	0,13	0,15	0,29	0,36	-0,13
O4	0,94	1,23	0,78	1,04	0,84	1,12	-0,28

5.5.1 Canais de entrada

A estatística das séries de velocidade diárias calculada em cada ponto e o comportamento médio da velocidade ao longo da hidrógrafa simulada para a região dos canais de entrada são apresentados nas Figuras 5.11 e 5.12.

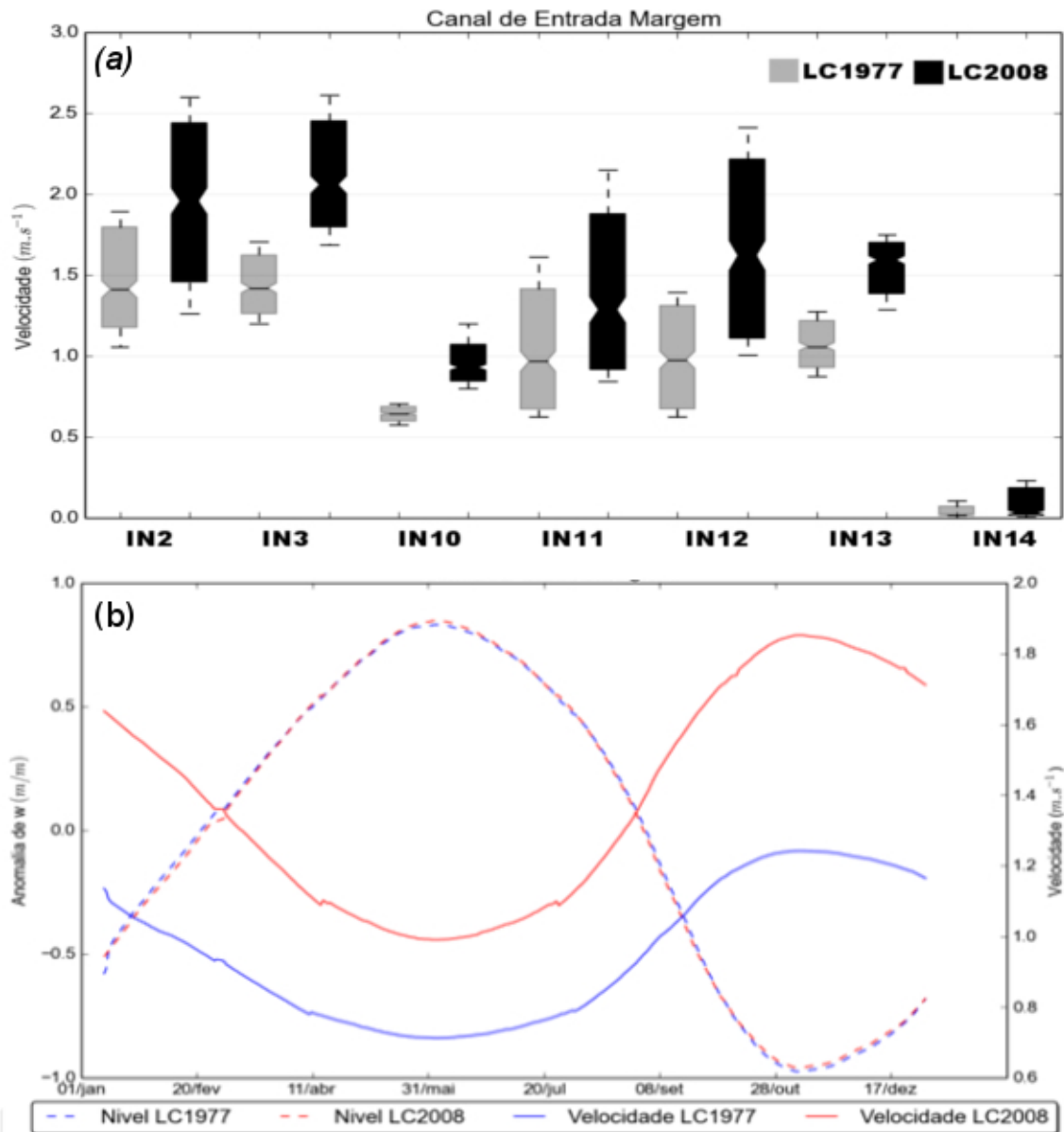


Figura 5.11 - Série temporal (a) e boxplot (b) da velocidade diária calculada para os pontos amostrados no canal de entrada na margem do Rio Amazonas. Em linhas descontínuas a variabilidade do nível d'água (m) e em linhas contínuas a velocidade calculada ($m.s^{-1}$)

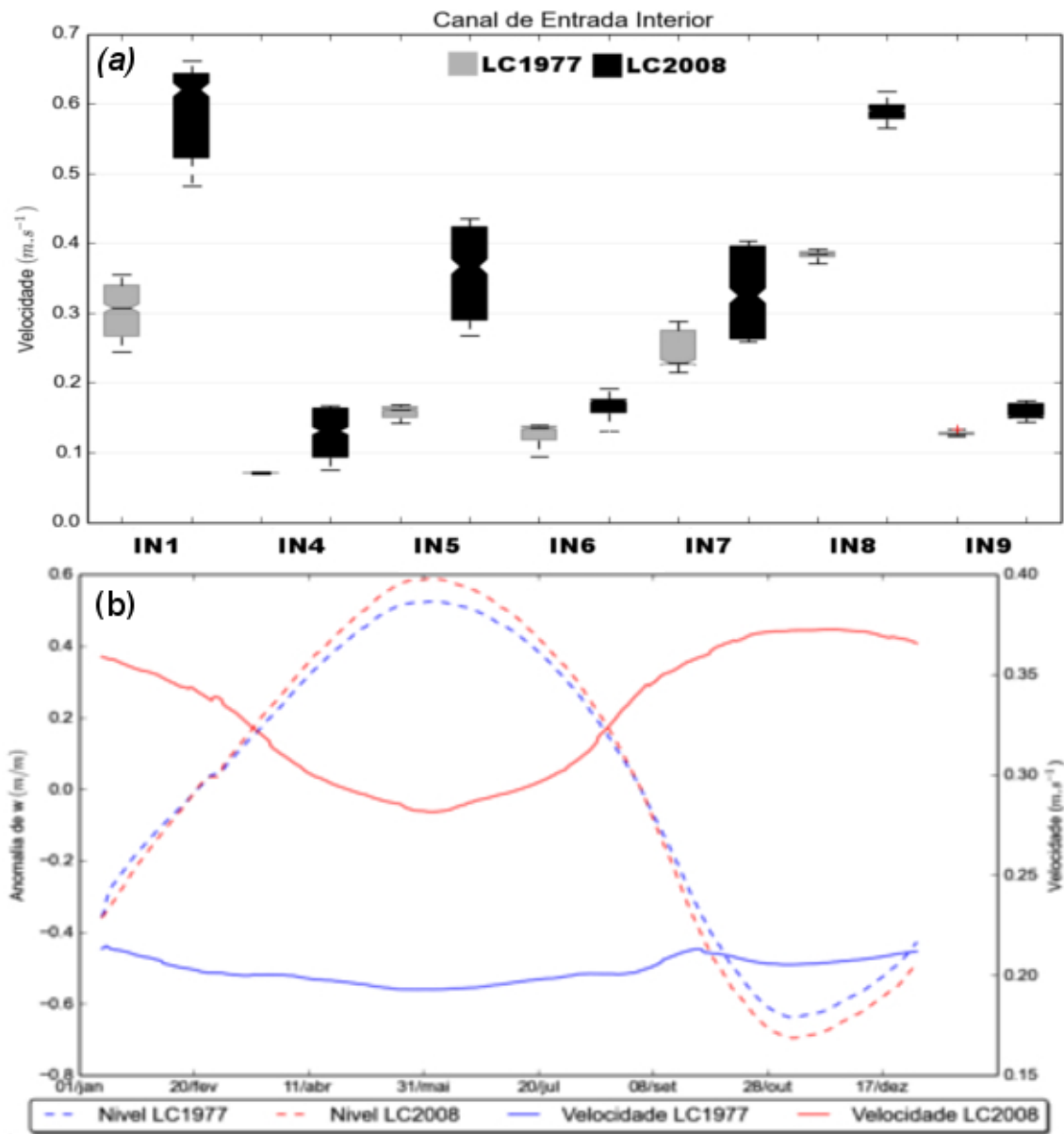


Figura 5.12 - Série temporal (a) e boxplot (b) da velocidade diária calculada para os pontos amostrados no canal de entrada próximo aos lagos. Em linhas descontínuas a variabilidade do nível d'água (m) e em linhas contínuas a velocidade calculada (m s⁻¹)

Os valores da velocidade dos canais de entrada no cenário LC1977 foram menores que os do LC2008 durante todas as fases de inundação, computando-se diferenças entre os dois cenários de 0,2 m s⁻¹ durante a cheia em pontos amostrados nas proximidades dos lagos, até 0,63 m s⁻¹ na vazante, para pontos mais próximos do canal principal do Amazonas (Figura 5.12b e 5.11b). Estas diferenças de velocidade média de todos os pontos na região dos canais de entrada, representam um aumento

da velocidade de escoamento no cenário LC2008 de 32% durante a vazante e de 15 % durante a cheia em relação ao cenário LC1977.

As velocidades médias do escoamento nos canais de entrada indicaram maior velocidade nos pontos de troca rio-várzea (Figura 5.11). Estes valores foram $1,10 \text{ m s}^{-1}$ e $1,59 \text{ m s}^{-1}$ para os cenários LC1977 e LC2008, respectivamente. A diferença entre os cenários simulados representou um aumento de 31% no LC2008 em relação ao LC1977. Os pontos localizados no canal de acesso aos lagos Paranapitinga IN3 e ao Santa Ninha IN12 foram os que computaram as maiores diferenças com valor de $0,67 \text{ m s}^{-1}$. A variabilidade observada para os diferentes cenários simulados, indica que nesta região de troca rio-várzea, a velocidade do escoamento destes canais IN3 e IN12 foi mais susceptível às mudanças da rugosidade.

A velocidade da água diminui gradativamente à medida que os pontos amostrais encontram-se localizados mais próximos ao interior da várzea, pois os canais se tornam largos e rasos (DUNNE et al., 1998). Nestas regiões mais internas da várzea observaram-se, velocidades variando de $0,18 \text{ m s}^{-1}$ para LC1977 a $0,30 \text{ m s}^{-1}$ para LC2008, ou seja, um aumento de 39,6 % na velocidade do escoamento entre os dois cenários.

Os valores de velocidade obtidos neste estudo estão em acordo com as observações de Dunne et al. (1998), o qual relataram mudanças na velocidade do escoamento ao longo dos canais de entrada da várzea variando entre $2,3 \text{ m s}^{-1}$ e $0,05 \text{ m s}^{-1}$ em estudos envolvendo vários locais ao longo da planície do Solimões/Amazonas. Segundo esses autores, essas variações de velocidade explicam não apenas a granulometria mas a taxa de sedimentação das várzeas.

No cenário LC2008 a rugosidade da superfície é menor. Assim, quando o nível d'água aumenta e fica acima do dossel da cobertura não florestal, o escoamento encontra menor resistência do que no cenário LC1977 composto por mais extensões de área coberta por floresta cujo dossel não chega a ser alcançado durante a cheia (WITTMANN et al., 2002).

5.5.2 Lagos

A Figura 5.13 apresenta a estatística das séries de velocidade diárias calculada em cada ponto e o comportamento médio da velocidade ao longo da hidrografia simulada para a região dos lagos da várzea.

Nos lagos centrais, que são representativos de água aberta, em que o coeficiente

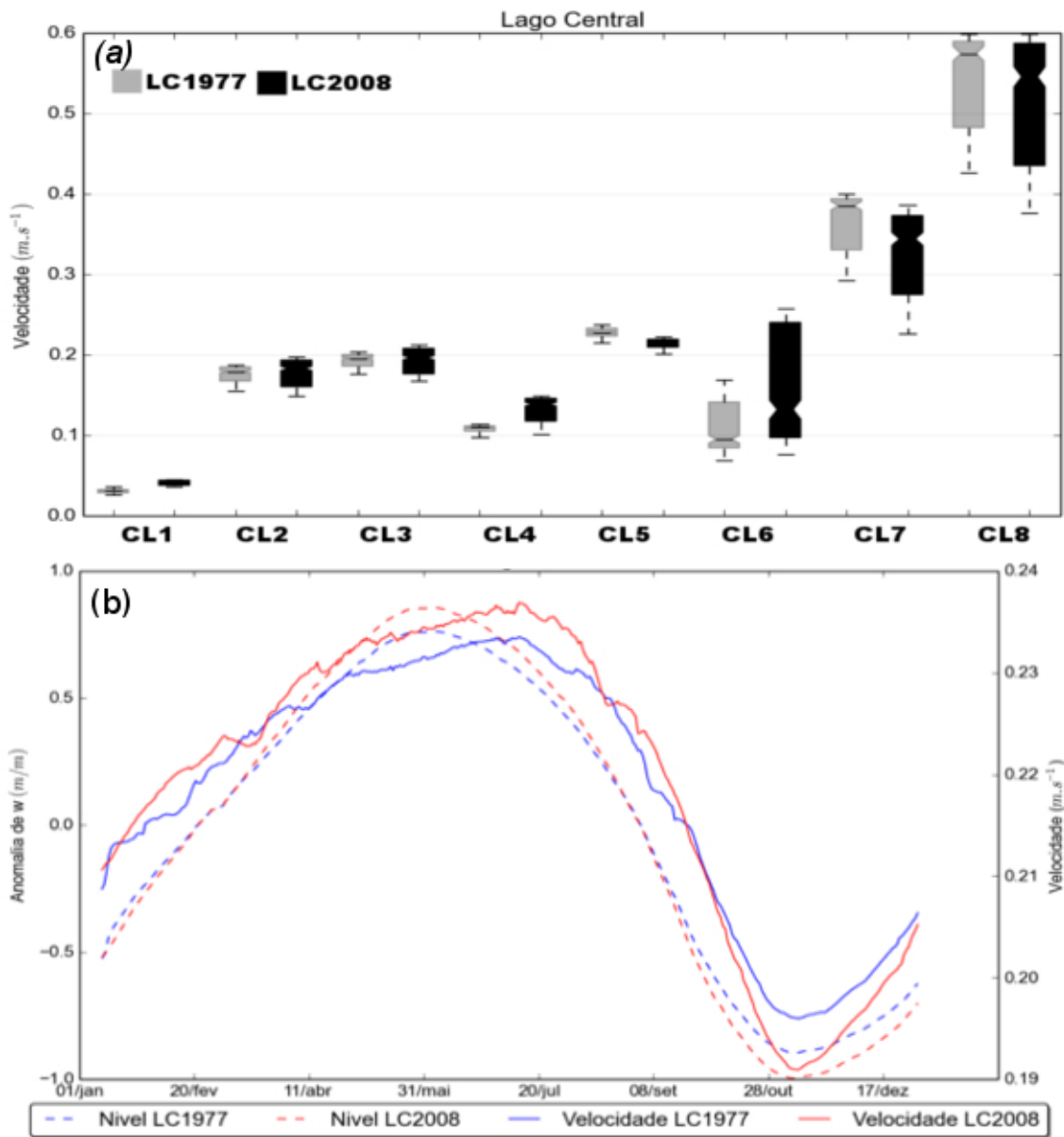


Figura 5.13 - Série temporal (a) e boxplot (b) da velocidade diária calculada para os pontos amostrados nos lagos da várzea. Em linhas descontínuas a variabilidade do nível d'água (m) e em linhas contínuas a velocidade calculada (m s⁻¹)

de rugosidade hidráulica não mudou de um cenário para o outro, foi observado que a velocidade acompanha a variabilidade sazonal da onda de inundação (Figura 5.13,b). Durante a cheia e a seca foram observadas diferenças muito pequenas entre os cenários simulados variando desde 0,01 m s⁻¹ na cheia até 0,2 m s⁻¹ na seca. Como esperado, nos lagos foram obtidos baixos valores de velocidade, variando de 0,03 m s⁻¹ no LC1977 e 0,4 m s⁻¹ no LC2008 para o lago Salé (Ponto C1) localizado ao Sudoeste até 0,34 m s⁻¹ no LC1977 e 0,33 m s⁻¹ no LC2008 no lago grande de

Curuai o qual é mais profundo e próximo a saída os Leste da várzea.

Dada as condições das simulações é possível afirmar que ao manter a declividade S_0 e o coeficiente de rugosidade hidráulica η constantes, as variações da profundidade na várzea serão responsáveis pelas mudanças na velocidade do escoamento. Mesmo assim, a velocidade média computada para ambos os cenários foi de $0,22 \text{ m s}^{-1}$, indicando que nesta região de águas mais calmas e profundas as mudanças na cobertura vegetal das áreas inundáveis pouco influencia na velocidade do escoamento (WHITE; NEPT, 2008).

5.5.3 Canal de saída

A Figura 5.14 apresenta a estatística das séries de velocidade diárias calculada em cada ponto e o comportamento médio da velocidade ao longo da hidrógrafa simulada para a região do canal de saída.

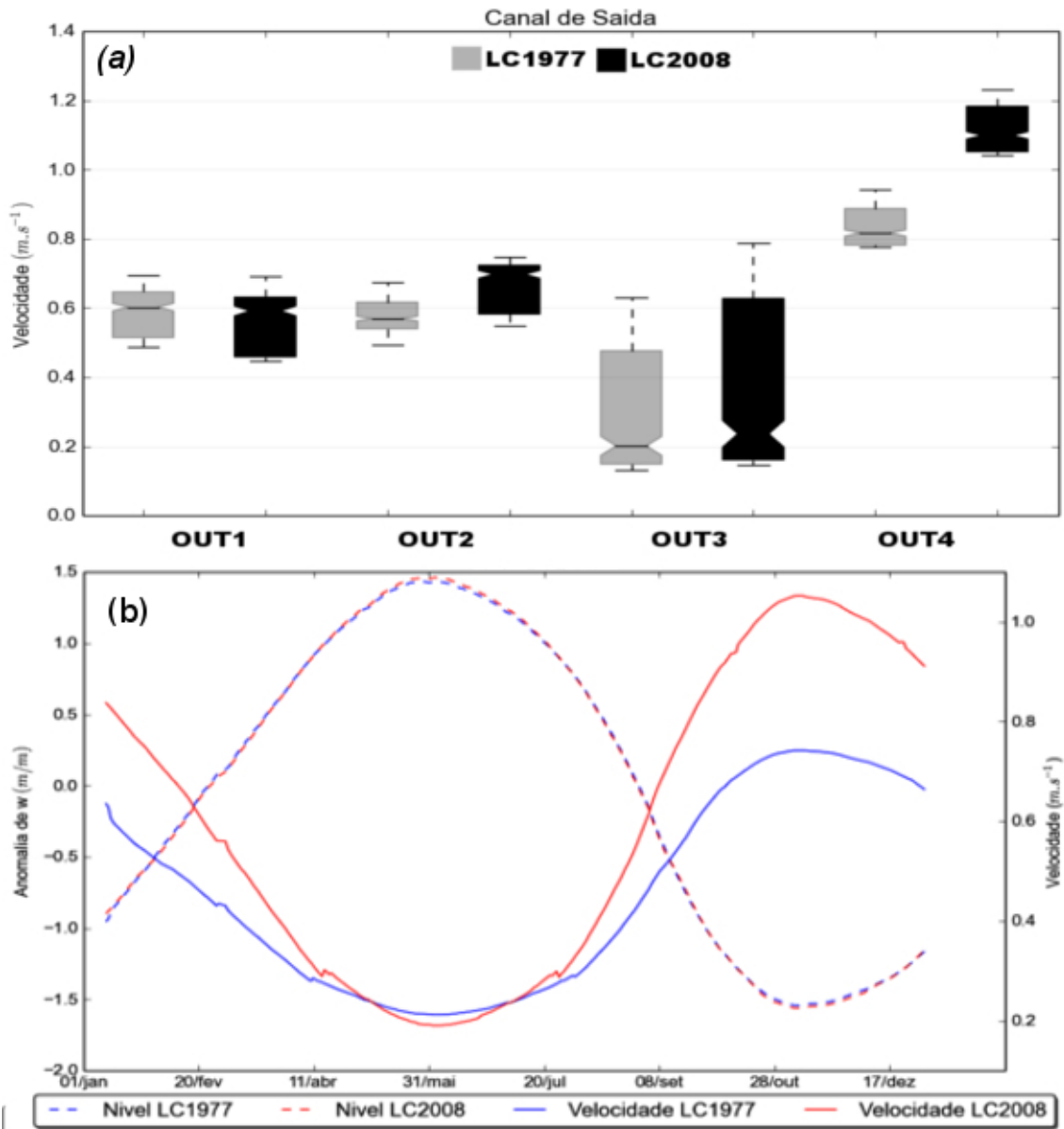


Figura 5.14 - Série temporal (a) e boxplot (b) da velocidade diária calculada para os pontos amostrados no canal de saída. Em linhas descontínuas a variabilidade do nível d'água (m) e em linhas contínuas a velocidade calculada ($m \cdot s^{-1}$)

O cenário LC2008, mostrou maior velocidade durante todas as fases de inundação (Figura 5.14b). Sendo computadas as maiores diferenças durante o período de seca com 19,28% aumento da velocidade no cenário LC2008 em relação ao cenário LC1977. Durante a cheia as diferenças foram de $0,7 \text{ m s}^{-1}$, ou seja, um aumento de 10% no cenário LC2008. Os valores médios simulados para ambos os cenários nesta região foram de $0,57 \text{ m s}^{-1}$ e $0,68 \text{ m s}^{-1}$ para os cenários LC1977 e LC2008, respectivamente, computando-se um aumento de 15,2% no cenário LC2008.

5.6 Estudos de caso: cenários extremos

Como observado na seção anterior, a fase do pulso de inundação mais afetada pela variação de rugosidade é o período de cheia, quando uma maior porcentagem da área da planície está sujeita a um aumento de *momentum* entre o cenário LC1977 e LC2008. Como os dados mais recentes de cobertura do solo utilizados nesse trabalho correspondem ao cenário LC2008, eles foram considerados representativos do uso e cobertura observado em 2009, ano em que ocorreu uma cheia extrema na região amazônica (BORMA; NOBRE, 2013), reconhecida como a segunda maior dos últimos 100 anos, alcançando anomalias positivas de até 4 metros acima da média histórica (Da-SILVA et al., 2013) na região próxima a Manaus. Como nas seções anteriores ficou demonstrado o efeito da rugosidade sobre a velocidade de escoamento, nessa análise procurar-se-á analisar os efeitos de eventos extremos sobre ela, usando como condições de contorno os níveis fluviométricos de 2009.

O ajuste das simulações nesses pontos foi superior a 90 %, com $R^2=0,91$ para Curuai e $R^2=0,96$ para Óbidos. Dessa forma, ficaram validadas as simulações admitindo-se que estas representaram a hidrodinâmica da várzea de Curuai durante da cheia de 2009, cujo pico de inundação ocorreu no dia 31 de maio de 2009.

Na Figura 5.15 é mostrados o mapa de *momentum* obtido para os 4 cenários simulados. Neles, foi observado que todos os cenários simularam os padrões de circulação descritos para as simulações climatológicas, mantendo uma via preferencial de água que se estende desde os canais de acesso ao lago Paranapitinga e Santa Nina até a saída no extremo Leste da várzea. Ainda foram identificadas dois canais no extremo Oeste da várzea permitindo a entrada de água proveniente do rio Amazonas dando acesso ao lagos Salé e Poção. Estes canais de acesso à várzea desde o rio Amazonas foram identificados por Barbosa (2005), quem relatou que permanecem inundados durante a cheia.

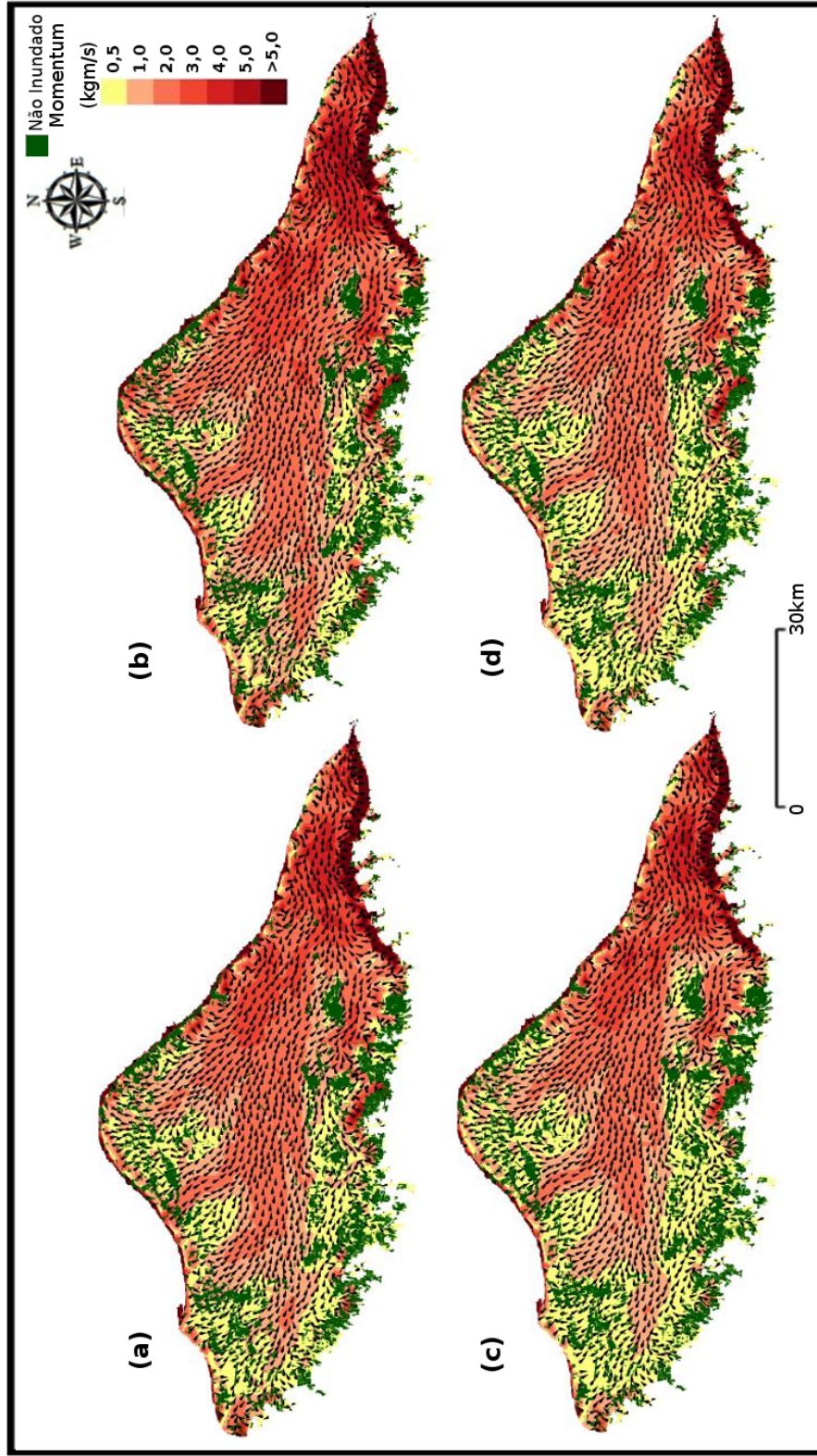


Figura 5.15 - Mapa de *momentum*, instantâneo do pico da cheia de 2009. Os painéis representam as simulações para os cenários: (a) LC2008; (b) LCNF; (c) LCAF; (d) LC1977. A setas representam à direção e sentido do movimento, enquanto a magnitude (kg m s^{-1}) está em escala colorida.

Na Figura 5.16 estão representadas as diferenças de velocidade instantânea respeito ao cenário LC2008, para o pico da cheia de 2009 e a seguir, na tabela 5.6 estão listadas as extensões das áreas onde ocorreram estas mudanças.

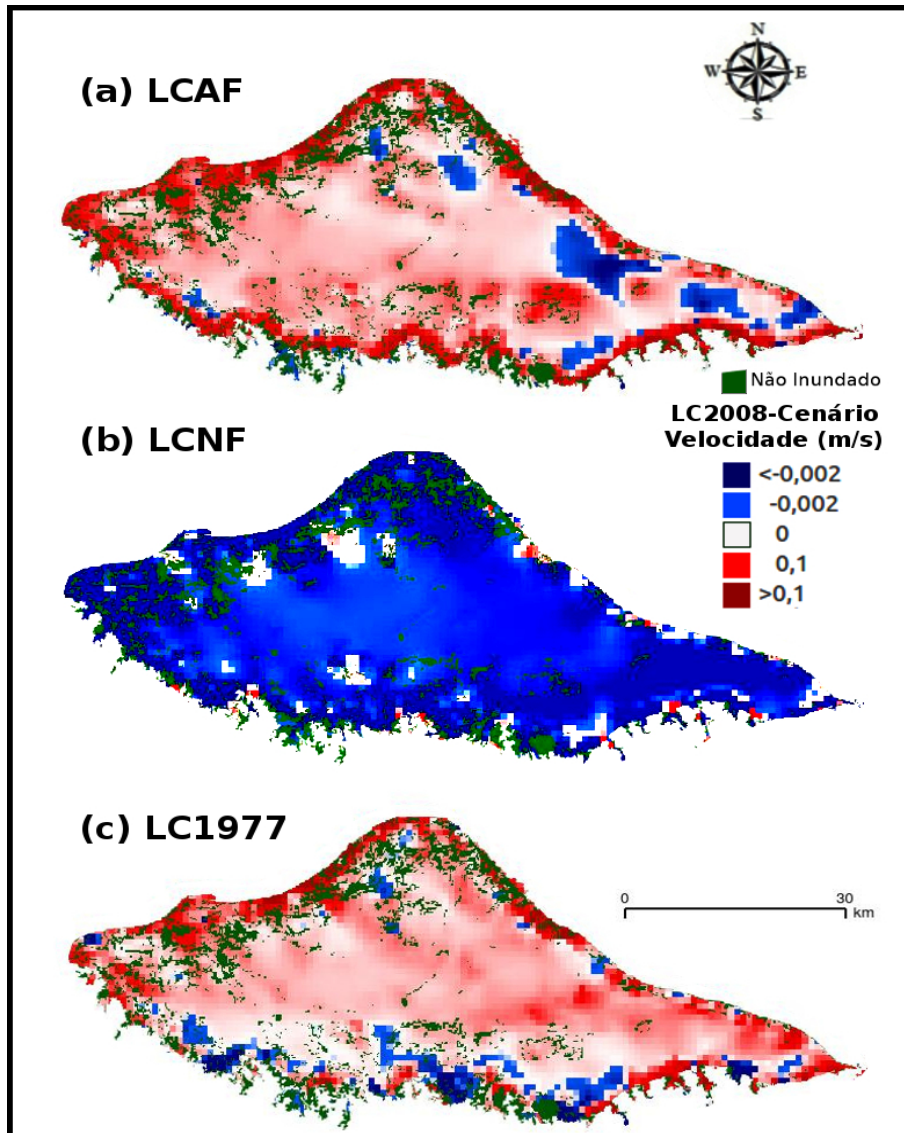


Figura 5.16 - Extensão espacial das principais mudanças na magnitude da velocidade instantânea respeito ao cenário LC2008, para o pico da cheia de 2009. Os painéis representam as diferenças entre o cenário LC2008 com os cenários: (a) LCAF; (b) LCNF; (c) LC1977. A cor Azul indica as áreas em que o *momentum* das simulações com o cenário LC2008 foi maior que no outro cenário simulado

Tabela 5.6 - Extensão espacial das principais mudanças da velocidade entre LC2008 e os outros cenários simulados na várzea de Curuai. LC2008>Sim2009 representa a área total onde a velocidade do cenário simulado foi maior que no LC2008 e LC2008<Sim2009 onde foi menor. Os valores entre parênteses indicam a porcentagem que representa em relação à área total da várzea (2400 km²).

	LC2008>Sim2009	LC2008<Sim2009
LCNF	131,1 (5,4%)	1929,7 (80,4%)
LCAF	1869,6 (78,0%)	185,4 (7,72%)
LC1977	1871,06 (77,8%)	171,6 (7,14%)

A simulação com o cenário LCNF que representa a remoção da floresta existente no cenário atual LC2008, indicou um aumento da velocidade distribuída espacialmente em 80% da área da várzea de Curuai (Figura 5.16b e Tabla 5.6). Nos cenário LCAF, em que se propõe uma recuperação total da floresta na várzea, as condições da velocidade estimadas nas simulações seriam próximas que as que existiam no cenário LC1977.

5.7 Considerações

Para a avaliação do impacto da mudança da cobertura sobre a velocidade do escoamento é fundamental a seleção de coeficientes de rugosidade de Manning (η) representativos dos diferentes tipos de vegetação, dependendo dessa escolha, a acurácia da velocidade de escoamento calculada (THOMAS; NISBET, 2007). A resistência da planície de inundação, em um modelo hidráulico ou hidrodinâmico, pode ser definida em termos do valor η de Manning. A ordem de grandeza deste parâmetro em ambientes de várzea é muito pequena, variando entre 0,2 m^{-1/3}s⁻¹ na floresta e 0,03 m^{-1/3}s⁻¹ na água aberta. Apesar da pequena diferença na rugosidade hidráulica, ela tem importância para cálculo da velocidade do escoamento nestas regiões de baixo gradiente de declividade (na ordem de 10⁻³ m/m) e de águas rasas.

A rugosidade hidráulica da planície de inundação terá, entretanto, uma influência variável sobre a velocidade de escoamento em função da amplitude da onda de inundação (THOMAS; NISBET, 2007). Para o escoamento em águas rasas, espera-se que a resistência ao escoamento resulte principalmente da influência de arrasto dos elementos emergentes o que resulta em atenuação significativa da velocidade (JÄRVELÄ, 2002; THOMAS; NISBET, 2007). À medida que o escoamento e o nível d'água continuam a aumentar, espera-se que os componentes causadores da rugosidade estejam submersos, resultando em um aumento do transporte na planície de inundação e uma correspondente redução da atenuação da onda de inundação.

Neste contexto, a magnitude da rugosidade na várzea é importante pela capacidade de impacto sobre a onda de cheia (NEPF, 1999), pois com o aumento da densidade da vegetação emergente e permanente, a velocidade média de fluxo é reduzida (NEPF, 1999; KOWEN; FATHI-MOGHADAM, 2000; STEPHAN; GUTNECHT, 2002).

As planícies de inundação exercem um papel importante no processo de escoamento fluvial, favorecendo o armazenamento da água, o que contribui para o amortecimento e atraso dos hidrogramas de cheia (KAZEZYILMAZ-ALHAN; MEDINA, 2007). Na margem Oeste da várzea de Curuai foi observado um amortecimento da onda de inundação no hidrograma de vazão estimada para o cenário LC1977, pois os troncos das árvores e a vegetação das margens atenuam a velocidade de entrada da onda de inundação na planície devido à sua elevada rugosidade hidráulica (JÄRVELÄ, 2002). Contudo, o amortecimento dos picos de inundação pode ser afetado por sua cobertura vegetal pois observou-se que as vazões estimadas para o cenário LC2008 não amortiguaram o pico da cheia aumentando a velocidade e o volume da vazão que entra na várzea. A velocidade da onda de inundação tende a aumentar após a remoção da cobertura florestal devido à redução da fricção hidráulica (JÄRVELÄ, 2002) e nos últimos anos foi descrito um aumento dos volumes d'água que passam pela várzea de Curuai (RUDORFF et al., 2014b).

Uma recuperação da floresta no cenário de rugosidade atual (LC2008), poderia reduzir a velocidade da onda de inundação na várzea de Curuai pois o processo de assoreamento numa bacia hidrográfica ocorre quando o escoamento da água apresenta baixas velocidades de fluxo, ou seja, não há energia suficiente para transportar o material erodido, e este acaba sendo depositado no fundo do corpo hídrico (FURTADO; KONING, 2008). O depósito dos sedimentos nas áreas de menor declividade, associados à falta de mata ciliar geram o alargamento excessivo das calhas dos rios, reduzindo sua profundidade e causando o aumento das perdas por evaporação.

A várzea de Curuai é controlada pela onda de inundação do Rio Amazonas (BONNET et al., 2008). Segundo Rudorff et al. (2014b) as variabilidades do nível d'água na várzea são determinadas pelo nível da hidrógrafa em Óbidos. As trocas rio-várzea alcançam o fluxo máximo durante a enchente, quando tem início a entrada da água por todo o perímetro de contato entre o rio Amazonas e a planície de inundação (*overbank flooding*) até a cheia. O nível da água supera a altura dos diques marginais do canal do Amazonas e transborda para a planície. Na fase de cheia há um equilíbrio entre o volume que entra e o que sai da várzea, não havendo mudanças no volume

armazenado (RUDORFF et al., 2014b).

Na margem Oeste da várzea de Curuai, foi possível integrar a vazão nos canais que transportam as águas provenientes do rio Amazonas para o interior da planície. Durante a fase da enchente foi observado um salto no hidrograma, mais evidente no cenário LC2008 (primeira quinzena de Abril), ao qual pode ser atribuída à ocorrência do *overbank flooding*. Logo após do salto, observou-se uma diminuição da velocidade de subida do hidrograma a qual pode se relacionar à fricção encontrada pela lâmina d'água próxima a superfície do solo na várzea. Depois de aproximadamente 15 dias, com o aumento do nível fluviométrico, observou-se uma subida acentuada do hidrograma até o pico da cheia. Esta característica no hidrograma é indicativa da diminuição da rugosidade hidráulica pois a profundidade da coluna de água sobrepassa a altura do dossel da cobertura do solo, assim como mostrado anteriormente na Figura 2.2 do capítulo 2 Fundamentação teórica. Este processo foi amortiguado no hidrograma estimado para o cenário LC1977, pois existia uma maior cobertura de floresta inundada cujo dossel nunca foi ultrapassado pelo nível fluviométrico. Este salto no hidrograma também foi observado durante a vazante quando o nível d'água retornou totalmente as vias preferencias nos canais de troca rio-várzea. Estes momentos de vazão máxima na troca rio-várzea foram melhor representados pelos hidrogramas correspondentes ao canal de saída.

A vazão estimada para o canal de saída, no presente trabalho, pode ser comparada com estudos realizados anteriormente na várzea de Curuai. Bonnet et al. (2008) obtiveram valores que atingiram os $-3500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ na cheia de 1999, num estudo realizado entre 1997 e 2003. Por outro lado, Rudorff et al. (2014b) no período compreendido entre 1995 e 2011, estimaram valores que aproximadamente variaram entre $-1500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $-13000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nas na cheias de 1998 e 2009, respectivamente.

Os valores estimados para a hidrógrafa climatológica, no presente trabalho foram aproximadamente de $-4700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $-5528 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, para os cenários LC2008 e LC1977, respectivamente. Estes valores estão dentro da média estimada por Bonnet et al. (2008), Rudorff et al. (2014b) e em relação aos fluxos de entrada na margem Oeste, representaram o 58% (LC2008) e 87% (LC1977) da vazão estimada durante a cheia. Estes resultados indicam que a atenuação da onda de inundação que existia na várzea no cenário de LC1977 diminuiu nos últimos 30 anos. Por outro lado, sugerem que o aumento na vazão dos últimos anos, observado na várzea de Curuai por Rudorff et al. (2014b), poderia também estar associado as perdas de rugosidade hidráulica que foram contabilizadas no presente estudo.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 Conclusões

O presente trabalho explorou a relação potencial entre o desflorestamento ocorrido nas florestas de várzea e as mudanças na velocidade média do escoamento d'água pela planície de inundação. As considerações finais, resultantes das análises dos resultados obtidos são descritas a seguir.

Em relação à hipótese desse trabalho, pode-se concluir que a remoção da floresta inundável na várzea de Curuai, nos últimos 30 anos, alterou significativamente a velocidade do escoamento d'água na planície de inundação.

Em relação às questões formuladas na introdução desse trabalho pode-se afirmar que os resultados das simulações permitem concluir que a remoção da floresta inundável provocou modificações na velocidade do escoamento da várzea de Curuai, impactando principalmente, nas margens da várzea onde estão localizados os canais de troca rio-várzea e ocorre o transbordamento de margens.

Em relação à metodologia proposta pode-se concluir que a estratégia adotada para a modelagem foi satisfatória para o teste de hipóteses na área de estudo selecionada.

O modelo hidrodinâmico ANUGA 2D teve um bom desempenho no ajuste ao nível fluviométrico e a velocidade, mediante o método de calibração simultânea. Neste processo, foram estabelecidos os valores do coeficiente de rugosidade hidráulica para cada tipo de cobertura do solo de interesse às simulações. Assim atribuiu-se um $\eta=0,07 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ a classe Não-Floresta, $\eta=0,03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ a classe água aberta e $\eta=0,2 \text{ m}^{-1/3}\text{s}^{-1}$ a classe floresta.

Apesar do bom desempenho do modelo hidrodinâmico no ajuste das séries de nível fluviométrico nas estações com disponibilidade de observações, alcançando um $R^2=0,96$ (RMSE menor que 0,22 m) em Óbidos e $R^2=0,87$ (RMSE=0,68 m) em Curuai, a amplitude da onda de inundação simulada foi sub-estimada, durante a água baixa em Curuai, devido à simplificação de todos os processos verticais do ciclo hidrológico, tanto para a modelagem do escoamento no canal principal quanto para a modelagem da planície.

O modelo representou adequadamente o impacto das mudanças do uso do solo na velocidade do escoamento através da simulação da extensão da área saturada e as variações do nível fluviométrico durante as fases de enchente, cheia e vazante da

onda de inundação na várzea de Curuai.

Em relação ao impacto da remoção da floresta na velocidade do escoamento, na várzea do Lago Grande de Curuai, onde 52,3% da área de floresta inundável foi removida entre 1977 e 2008. Os resultados sugerem de forma indireta, que a redução de 17% no valor médio da rugosidade hidráulica (η), numa área correspondente a 33,4% da extensão várzea, modificou os padrões da velocidade média do escoamento d'água impactando em toda a várzea de Curuai, podendo-se concluir que:

A mudança da classe Floresta para Não-Floresta ocorreu principalmente nas proximidades do canais de troca rio-várzea localizados ao Oeste da várzea e na margem sul do rio Amazonas, onde ocorre o extravasamento das águas do canal do rio principal para à planície durante as fases de enchente e cheia.

Na margem Oeste e Norte da várzea os valores médios simulados para ambos os cenários foram $1,10 \text{ m s}^{-1}$ e $1,59 \text{ m s}^{-1}$ para os cenários LC1977 e LC2008, respectivamente, computando-se um aumento de 31% no cenário LC2008.

Nos lagos foram obtidos baixos valores de velocidade, variando de $0,34 \text{ m s}^{-1}$ no cenário LC1977 e $0,33 \text{ m s}^{-1}$ no LC2008 no lago grande de Curuai o qual é mais profundo e próximo a saída os Leste da várzea.

Os valores médios simulados para ambos os cenários nos canais de saída foram de $0,57 \text{ m s}^{-1}$ e $0,68 \text{ m s}^{-1}$ para os cenários LC1977 e LC2008, respectivamente, estimando-se um aumento de 15,2% no cenário LC2008.

Com as simulações com o cenário LC2008, verificou-se um aumento de 32,1 % dos valores da velocidade de escoamento durante a vazante em 60,3% da área total da várzea. Enquanto durante a cheia o 15% dos valores da velocidade aumentou em 73,7 % da área da várzea.

Este impacto é considerável tomando em conta que a extensão da área que não correspondeu a classe água aberta durante as simulações representa apenas 33,4% da várzea de Curuai. Constatou-se que o desflorestamento nos canais de entrada à planície de inundação acelera o processo de inundação e escoamento superficial d'água nas áreas periodicamente inundáveis da várzea.

Em relação ao papel da floresta inundável em cenários de eventos extremo, pode-se concluir que:

Se com intensificação do ciclo hidrológico aumentarem as cheias extremas, num quadro em que não haja controle ou recuperação da vegetação da várzea, a velocidade de propagação da água irá ser impactada aumentando $0,12 \text{ m s}^{-1}$ em 9,5% da extensão da várzea, principalmente na margem Noroeste e nos canais de troca rio-várzea que dão acesso ao lago Paranaipitinga e Macaco.

Uma recuperação, mesmo que parcial, da floresta no cenário de rugosidade atual (LC2008), poderia reduzir a velocidade da onda de inundação na várzea de Curuaí. Contudo, deve ser realizado estudos de manejo sustentável do ecossistema da várzea de Curuai que forneça um diagnóstico de balanço custo-benefício para a tomada de decisão dos gestores.

Simulações realizadas para o período da cheia extrema de 2009 mostraram que na troca rio-várzea, os canais localizados na margem Oeste da várzea de Curuai são mais dependentes da distribuição espacial das mudanças na rugosidade hidráulica que da variabilidade no nível fluviométrico.

6.2 Recomendações

Recomenda-se a inclusão de novos módulos ao modelo hidrodinâmico ANUGA 2D que permitam a representação dos processos verticais presentes no ciclo hidrológico.

É importante estender essa simulação para todo o Baixo Amazonas, principalmente num quadro de crescente urbanização das margens do rio, e consequente desflorestamento da várzea. Essas simulações permitiram identificar áreas críticas para o estabelecimento de áreas de conservação da floresta inundável, no intuito de atenuação dos efeitos da intensificação do ciclo hidrológico nas planícies inundadas.

Finalmente, que os resultados obtidos nesta pesquisa, sejam integrados com informações socioeconômicas da região para melhor auxiliar no manejo sustentável dos ecossistemas de várzea na planície de inundação do Baixo Amazonas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, H.; NOVO, E.; STECH, J.; LORENZZETTI, J.; BARBOSA, C.; ASSIREU, A.; ; SOUZA, A. A contribution to understanding the turbidity behaviour in an Amazon floodplain. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 14, n. 2, p. 351–364, 2010. 1
- ALSDORF, D. E.; BATES, P.; MELACK, J.; WILSON, M.; DUNNE, T. Spatial and temporal complexity of the amazon flood measured from space. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 8, p. L08402, 2007. 2, 9
- ALSDORF, D. E.; HAN, S. H.; BATES, P.; MELACK, J. Seasonal water storage on the amazon floodplain measured from satellites. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2448–2456, 2010. 1, 10
- ANDRADÓTTIR, H. O.; NEPT, H. M. Impact of exchange flows on wetland flushing. **Water Resources Research**, v. 37, n. 12, p. 3265–3273, 2001. 3
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, v. 291, p. 1–27, 2004. 7
- ARCEMENT, G. J.; SCHNEIDER, V. R. **Guide for selecting Manning’s roughness coefficients for natural channels and flood plains**. Denver: Water-supply paper / United States Geological Survey; 2339, 1989. 44 p. 4, 14
- ARMANINI, A.; RIGHETTI, M.; GRISENTI, P. Direct measurement of vegetation resistance in prototype scale. **J. Hydraul. Res.**, v. 43, n. 5, p. 481–487, 2005. 14
- ARNESEN, A.; SILVA, T. S. F.; HESS, L. L.; RUDORFF, C. M.; NOVO, E. M. L. M. Monitoring flood extent in the lower amazon river floodplain using ALOS/PALSAR ScanSAR images. **Remote Sensing of Environment**, v. 130, p. 51–61, 03 2013. 34
- BACA, J. F. M.; COELHO NETTO, A.; MENEZES, P. **Geomática: modelos e aplicações ambientais**: Modelagem da dinâmica da paisagem com processos de markov. Brasília - DF: EMBRAPA, 2007. 498-528 p. 8
- BARBARISI, B. F.; RENÓ, V. F.; BARBOSA, C. C.; NOVO, E. Integração de dados censitários e de sensoriamento remoto para estimar o rebanho bovino e bubalino da várzea do baixo amazonas. In: _____. **Novas Tecnologias para o**

Monitoramento e Estudo de Reservatórios Hidrelétricos e Grandes Lagos. 1. ed. São José dos Campos: Parêntese Editora, 2010. p. 257–273. 2

BARBOSA, C. C. F. **Sensoriamento remoto da dinâmica da circulação da água do sistema planície de Curuai/Rio Amazonas.** 131 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. xi, xiii, 1, 2, 31, 33, 48, 60, 62, 76

BARBOSA, C. C. F.; NOVO, E. M. L. M.; FREITAS, R. M.; FILHO, W. P. A methodology for analysis of volume and flooded area dynamics: Lago grande de curuai várzea as an example. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 58, n. 3, p. 201–210, 2006. 35

BATES, P. D. Remote sensing and flood inundation modelling. **Hidrological process**, v. 18, p. 2593–2597, 2004. 3, 9

BATES, P. D.; DeROO, A. A simple raster-based model for flood inundation simulation. **Journal of Hydrology**, 2000. 18

BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; FEWTRELL, T. J. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. **Journal of Hydrology**, v. 387, p. 33–45, 2010. 23

BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; WILSON, M.; HUNTER, N. **LISFLOOD-FP: User manual and technical note:** Code release 2.6.2. Bristol, UK, June 2005. 39 p. 23

BATHURST, J. C.; WICKS, J. M.; O' Connel, P. E. Computer models of watershed hydrology. In: _____. 1. ed. Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications, 1995. cap. The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system., p. 1130. 21

BLÖSCHL, G.; ARDOIN-BARDIN, S.; BONELL, M.; DORNINGER, M.; GOODRICH, D.; GUTKNETCH, D.; MATAMOROS D.AND MERZ, B.; SHAND, P.; SZOLGAY, J. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? **Hydrological Process**, v. 21, p. 1241–1247, 2007. 7

BONNET, M.; BARROUX, G.; MARTINEZ, J.; SEYLER, F.; MOREIRA-TURQ, P.; COCHONNEAU, G.; MELACK, J.; BOAVENTURA, G.; MAURICE-BOURGOIN, L.; LEON, J.; ROUX, E.; CALMANT, S.; KOSUTH, P.; GUYOT, J. L.; SEYLER, P. Floodplain hydrology in an amazon floodplain lake

(Lago Grande de Curuai). **Journal of Hydrology**, v. 349, n. 1-2, p. 18–30, 2008. 33, 34, 59, 62, 80, 81

BORMA, L. S.; NOBRE, C. A. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. 367 p. 34, 44, 76

BOSCH, J.; HEWLETT, J. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, n. 1-4, p. 3–23, 1982. 7

BRADBROOK, K. F.; LANE, S. N.; WALLER, S. G.; BATES, P. D. Two dimensional diffusion wave modeling on flood inundation using a simplified channel representation. **International Journal of River Basin Management**, v. 27, n. 3, p. 211–223, 2004. 22

BRUIJNZEEL, L. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture Ecosystems and Environment**, v. 104, p. 185–228, 2004. 7

CARVALHO, L. A.; BARBOSA, C. C. F.; NOVO, E. M. L. M.; RUDORFF, C. Implications of scatter corrections for absorption measurements on optical closure of amazon floodplain lakes using the spectral absorption and attenuation meter (ac-swetlabs). **Remote Sensing of Environment**, v. 157, n. 123?137, 2015. 3

CASTELLO, L.; MCGRATH, D. G.; HESS, L. L.; COE, M. T.; LEFEBVRE, P. A.; PETRY, P.; MACEDO, M. N.; F., R. V.; ARANTES, C. C. The vulnerability of amazon freshwater ecosystems. **Conservation Letters**, v. 1, 2013. 3

CHATTERJEE, C.; FRÖSTER, S.; BRONSTERT, A. Comparison of hydrodynamic models of different complexities to model floods with emergency storage areas. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 24, p. 4695–4709, 2008. 18

CHOW, V. T. **Open-channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 1959. 4, 11, 12, 14, 42

COE, M. T.; COSTA, M. H.; HOWARD, E. A. Simulating the surface waters of the amazon river basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 14, p. 2542–2553, 2007. 21, 54

COE, M. T.; H., C. M.; SOARES-FILHO, B. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the amazon river - land

surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 165–174, 2009. 8

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B. C.; TUCCI, C. E. M. The mgb-iph model for large scale rainfall runoff modeling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007. 21

COSTA, M.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins river, southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206–217, 2003. 2, 3, 7, 8

CUNGE, J.; HOLLY, F. M.; VERWEY, A. **Practical Aspects of Computational River Hydraulics**. Boston, EUA: Pitman Publishing, 1981. 420 p. 16, 19

Da-SILVA, J. S.; CALMANT, S.; SEYLER, F. Variabilidade espacial do nível d' água na bacia amazônica durante eventos extremos. In: _____. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. v. 1, p. 209–242. 76

DAWSON, F. H.; CHARLTON, F. C. **Bibliography on the hydraulic resistance or roughness of vegetated water courses**. Ambleside, U.K: Freshwater Biological Association, Occasional Publication No. 25, 1988. 4

DUNNE, T.; MERTES, L. A. K.; MEADE, J. E. R. R. H.; FORSBERG, B. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the amazon river in brazil. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 110, n. 4, p. 450–467, 1998. 72

ENGLE, D.; MELACK, J. M. Consequences of riverine flooding for seston and the periphyton of floating meadows in an amazon floodplain lake. **Limnology Oceanography**, v. 38, n. 7, p. 1500–1520, 1993. 1

FARR, T. G.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, p. RG2004, 2007. 10

FATHI-MOGHADAM, M.; DRIKVANDI, K. Manning roughness coefficient for rivers and flood plains with non-submerged vegetation. **International Journal of Hydraulic Engineering**, v. 1, n. 1, p. 1–4, 2012. 14

FOHRER, N.; HAVERKAMP, S.; ECKHARDT, K.; FREDE, H. Hydrologic response to land use changes on the catchment scale. physics and chemistry of the

earth, part b. **Hydrology, Oceans & Atmosphere**, v. 26, n. 7-8, p. 577–582, 2001. 7

FORZIERI, G.; DEGETTO, M.; RIGHETTI, M.; CASTELLI, F.; PRETI, F. Satellite multispectral data for improved floodplain roughness modelling. **Journal of Hydrology**, v. 407, p. 41–57, 2011. 14, 15, 42

FORZIERI, G.; GUARNIERI, L.; VIVONI, R.; CASTELLI, F.; PRETI, F. Spectral-als data fusion for diferent roughness parameterizations. **River Res. Applic.**, v. 27, p. 826–840, 2011. 14, 15

FURTADO, D.; KONING, A. **Gestão Integrada de Recursos Hídricos**. Campina Grande: Gráfica Agenda, 2008. 115 p. 80

GALLAND, J.; GOUTAL, N.; HERVOUET, J. Telemac: a new numerical model for solving shallow-water equations. **Adv. Water Resour.**, v. 14, n. 3, p. 138–148, 1991. 20

GARROWAY, K.; HOPKINSON, C.; JAMIESON, R. Surface moisture and vegetation influences on lidar intensity data in an agricultural watershed. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 37, n. 3, p. 275–284, 2011. 15

GIAMBELLUCA, T. Estimating the water budget of major usa river basins via remote sensing. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 1665–1669, 2002. 7

GILLAN, P.; JEMPSON, M.; ROGENCAMP, G. The importance of combined 2d/1d modelling of complex floodplain - tatura case study. In: VICTORIAN FLOOD MANAGEMENT CONFERENCE, 4., 2005, Victoria. **Proc...** Austrália: , 2005. p. 8. 22

HALL, A. C.; SCHUMANN, G. J. P.; BAMBER, J. L.; BATES, P. D. Tracking water level changes of the Amazon basin with space-borne remote sensing and integration with large scale hydrodynamic modelling: A review. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 36, n. 7-8, p. 223 – 231, 2011. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1474706510002172>>. 9

HESS, L.; MELACK, J.; NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C.; GASTIL, M. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central amazon basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, p. 404 – 428, 2003. 2

HORRITT, M.; BATES, P. Evaluation of 1d and 2d numerical models for predicting river flood inundation. **Journal of Hydrology**, v. 268, n. 2002, p. 87–99, 2002. 22, 23

HUNTER, N.; BATES, P.; HORRITT, M.; WILSON, M. Simple spatially distributed models for predicting flood inundation: a review. **Geomorphology**, v. 90, p. 208–225, 2007. 15, 18, 22

IBGE. **Censo Agropecuário 2010**. Diário Oficial da União do dia 15/01/2009, 2009. IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/>>. 2

JÄRVELÄ, J. Flow resistance of flexible and stiff vegetation: a flume study with natural plants. **Journal of Hydrology**, v. 269, p. 44–54, 2002. 1, 79, 80

JARVIS, A.; REUTER, H. I.; NELSON, A.; GUEVARA, E. Hole-filled seamless srtm data v4. **International Centre for Tropical Agriculture (CIAT)**, 2008. Disponível em: <<http://srtm.csi.cgiar.org>>. 35

JUNK, W. J. **The central Amazon floodplain: Ecology of a pulsing system**. Berlin: Springer, 1997. 33

JUNK, W. J.; OHLY, J. J.; PIEDADE, M. T. F.; SOARES, M. G. M. **The central Amazon floodplain: Actual use and options for a Sustainable Management**. Leiden: Backhuys Publishers, 2000. 590 p. 3

JUNK, W. J.; PIEDADE, M.; SCHÖNGART, J. classification of major natural habitats of amazonian white-water river floodplains (várzeas). **Wetlands Ecology and Management**, v. 20, p. 461–475, 2012. 31

KAZEZYILMAZ-ALHAN, C. M.; MEDINA, M. A. Kinematic and diffusion waves: analytical and numerical solutions to overland and channel flow. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 2, p. 217–228, 2007. 1, 80

KING, M. F.; RENÓ, V. F.; NOVO, E. The concept, dimensions and methods of assessment of human well-being within a socioecological context: A literature review. **Social Indicators Research**, v. 1, p. 1–18, 2013. 3

KOWEN, N.; FATHI-MOGHADAM, M. Friction factors for coniferous trees along rivers. **J. Hyd. Res.**, v. 126, n. 10, p. 732–740, 2000. 80

- KURGANOV, A.; NOELLE, S.; PETROVA, G. Semidiscrete central-upwind schemes for hyperbolic conservation laws and hamilton-jacobi equations. **SIAM Journal of Scientific Computing**, v. 23, n. 3, p. 707–740, 2001. 27
- LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The holocene alluvial plain of the middle amazon river. **Geomorphology**, v. 44, p. 241–257, 2002. 31
- LI, K.; COE, M.; RAMANKUTTY, N.; JONG, R. D. Modeling the hydrological impact of land-use change in west africa. **Journal of Hydrology**, v. 337, p. 258–268, 2007. 8
- LIGHTBODY, A. F.; NEPT, H. M. Prediction of near-field shear dispersion in an emergent canopy with heterogeneous morphology. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 6.5, p. 477–488, 2006. 4
- LINHARES, C. A. **Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na Bacia do Rio Ji-Paraná/RO**. 217 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. 2, 3
- LOBO, F. L.; NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C.; GALVÃO, L. S. Reference spectra to classify amazon water types. **Journal of Hydrology**, v. 33, n. 11, p. 3422–3442, 2012. 2
- LORUP, J.; REFSGAARD, J.; MAZVIMAVI, D. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from zimbabwe. **Journal of Hydrology**, v. 205, p. 147–163, 1998. 8
- LUHAR, M.; NEPF, H. From the blade scale to the reach scale: a characterization of aquatic vegetative drag. **Adv. Water Res.**, v. 51, p. 305–316, 2013. 12
- MANDLBURGER, G.; HAUER, C.; HÖFLE, B.; HABERSACK, H.; PFEIFER, N. Optimisation of lidar derived terrain models for river flow modelling. **Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.**, v. 5, p. 3605–3638, 2008. 10
- MARENGO, J. Interdecadal variability and trends of rainfall across the amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 79, p. 79–96, 2004. 7
- _____. Long term trends and cycles in the hydrometeorology of the amazon basin since the late 1920's. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3236–3244, 2009. 7

- McCARTNEY, M. P.; NADEN, P. S. A semi-empirical investigation of the influence of floodplain storage on flood flow. **Water and Environment Journal**, v. 9, n. 3, p. 236-246, 1995. 1
- MERTES, L. A.; DANIEL, D. L.; MELACK, J. M.; NELSON, B.; MARTINELLI, L. A.; FORSBERG, B. R. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the amazon river in brazil from a remote sensing perspective. **Geomorphology**, v. 13, n. 1, p. 215-232, 1995. 31
- MERTES, L. A.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. Channel-floodplain geomorphology along the solimões-amazon river, brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 108, n. 9, p. 1089-1107, 1996. 31
- MISTCH, W. J.; GOSSELINK, J. G. **Wetlands**. New York: John Wiley and Sons, Inc., 2000. 1
- MITSCHEW, W. J.; MITSCHEW, R. H.; TURNER, R. E. **Wetlands of the Old and New Worlds: ecology and management**. New York: Elsevier, 1994. 3-56 p. Global Wetlands: Old World and New. 1
- MUELLER, E.; FRANCKE, T.; BATALLA, R. J.; BRONSTERT, A. Modeling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the southern pyrenees. **Catena**, Modeling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees., p. 288-296, 2009. 8
- NEPF, H. Drag, turbulence and diffusion in flow through emergent vegetation. **Water Resources Research**, v. 35, n. 2, p. 479-489, 1999. 80
- NIELSEN, O.; ROBERTS, D. S.; GRAY, A.; MCPHERSON; HITCHMAN., A. Hydrodynamic modelling of coastal inundation. In: MODELLING AND SIMULATION SOCIETY OF AUSTRALIA AND NEW ZEALAND, 2005. **MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation**. Zenger, A. and Argent, R.M. (eds), 2005. p. 518-523. Disponível em: <<http://www.mssanz.org.au/modsim05/papers/nielsen.pdf>>. 24, 25, 27
- NOVO, E. M.; RENÓ, V. F.; BARBOSA, C.; C., R. Integração de informações de multi-sensores para estimar alterações da rugosidade hidráulica da várzea do baixo amazonas em função da remoção da floresta inundável. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 5193 - 5202. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br:80/rep/ltid.inpe.br/sbsr/2011>>. 14

PAIVA, R. **Modelagem Hidrológica a Hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: Bacia do rio Solimões**. 182 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) — Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Julho 2009. 16, 19

PAIVA, R.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M. P.; CALVES, L. G. G. G.; CALMANT, S.; GETIRANA, A.; SILVA, J. Santos da. Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the amazon. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 17, p. 2929–2946, 2013. 2

PAIVA, R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a gis based approach. **Journal of Hydrology**, v. 406, p. 170–181, 2011. 2

PATRO, S.; CHATTERJEE, C.; SINGH, R.; RAGHUWANSHI, N. S. Hydrodynamic modelling of a large flood-prone river system in india with limited data. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 19, p. 2774–2791, 2009. 9

PAZ, A. **Simulação hidrológica de rios com grandes planícies de inundação**. 258 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) — Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Janeiro 2010. 10, 16, 22

PAZ, A.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. Simulação hidrológica de rios com grandes planícies de inundação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18., 2009, Campo Grande - MS. **Anais...**, 2009. p. 19. Disponível em: <<http://www.abrh.org.br/xviiiisbrh/>>. 18

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 158 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos. SP, Março 2003. 9, 10, 27, 28

RENNÓ, C. D. Eliminação de áreas planas e extração automática de linhas de drenagem em modelos digitais de elevação representados por grades triangulares. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10., 2005, Goiânia. **Anais...** [S.l.]: São José dos Campos: INPE, 2005. p. 2543–2550. Acesso em: <<http://urlib.net/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.22.18.48>>. 27

RENNÓ, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. J. Hand, a new terrain descriptor

using srtm-dem: Mapping terra-firme rainforest environments in amazonia.

Remote Sensing of Environment, v. 112, p. 3469–3481, 2008. 10

RENÓ, V. F. **Avaliação do Desflorestamento da Várzea do Baixo Amazonas com Imagens Landsat Obtidas em 1975/1981 e 2008**. 122 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. 33, 42

RENÓ, V. F.; NOVO, E. M.; SUEMITSU, C.; RENNO, C. D.; SILVA, T. Assessment of deforestation in the lower amazon floodplain using historical landsat MSS/TM imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 12, p. 3446 – 3456, 2011. xi, xiii, 2, 4, 34, 37, 38, 39, 41, 42, 56

ROBERTS, S.; NIELSEN, O.; GRAY, D.; SEXTON, J.; DAVIES, G. **ANUGA User Manual: Release 2.0**. Australia, Maio 2015. 127 p. 24, 39

RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J. On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in amazonian basin. **Hydrological Sciences Journal**, 2015. 2, 3, 8

RUDORFF, C. M. Reglatório PCI/DTI/7D, **Mapeamento da composição da água e integração de bases de dados para modelagem hidrodinâmica da planície de inundação Amazônica**. 2008. 21 p. 34, 35

RUDORFF, C. M. **Flooding and carbon dynamics on the lower Amazon floodplain**. 204 p. Tese (Doutorado em Environmental Science & Management) — University of California, Santa Barbara, Santa Barbara, USA, Setembro 2013. 14, 33, 36, 43

RUDORFF, C. M.; GALVÃO, L. S.; NOVO, E. M. L. M. Reflectance of floodplain waterbodies using EO-1 Hyperion data from high and receding flood periods of the Amazon river. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, n. 10, p. 2713–2720, 2009. 2

RUDORFF, C. M.; M., J.; MELACK, S.; MacINTYRE, C.; BARBOSA, C.; NOVO, E. L. Seasonal and spatial variability of CO₂ emission from a large floodplain lake in the lower amazon. **J. Geophys. Res.**, v. 116, p. G04007, 2012. 33

RUDORFF, C. M.; MELACK, J. M.; BATES, P. D. Flooding dynamics on the lower amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation

extent, and river-floodplain discharge. **Water Resour. Res.**, v. 50, p. 1–16, 2014. 10, 23, 34, 35, 39, 57

_____. Flooding dynamics on the lower amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability. **Water Resour. Res.**, v. 50, p. 1–16, 2014. 2, 10, 23, 33, 34, 43, 56, 60, 62, 80, 81

SHEIKH, P. A.; MERRY, F. D.; MCGRATH, D. G. Water buffalo and cattle ranching in the lower amazon basin: Comparisons and conflicts. **Agricultural Systems**, v. 87, p. 313–330, 2006. 2

SHU, C. W.; OSHER, S. Efficient implementation of essentially non-oscillatory shock capturing schemes. **Journal of Computational Physics**, v. 77, p. 439–471, 1988. 27

SOMOZA, R. D.; PEREIRA, E. S.; NOVO, E. M. L.; RENNÓ, C. D. A water level relationship between consecutive gauge stations along solimões/amazonas main channel: a wavelet approach. **WIT Transactions on Ecology and The Environment**, WIT Press, ISSN 1743-3541 (on-line), v. 178, p. 53–62, 2013. xi, xiii, 4

STEPHAN, U.; GUTNECHT, D. Hydraulic resistance of submerged flexible vegetation. **J. Hydrol.**, v. 269, p. 27–43, 2002. 80

STRAATSMA, M. 3d float tracking: in situ floodplain roughness estimation. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 201–212, 2009. 14, 15

STRAATSMA, M.; WARMINK, J. J.; MIDDELKOOPT, H. Two novel methods for field measurements of hydrodynamic density of floodplain vegetation using terrestrial laser scanning and digital parallel photography. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 5, p. 1595–1617, 2008. 1, 14

STRAATSMA, M. W.; BAPTIST, M. J. Floodplain roughness parameterization using airborne laser scanning and spectral remote sensing. **Remote Sens. Environ.**, v. 112, p. 1062–1080, 2008. 14, 15

SULLIVAN, J.; BRUEN, M. OPW Flood Studies Update Project :Report, **Floodplain Attenuation Studies**. 2010. 189 p. 60

TANG, Q.; OKI, T.; KANAE, S. A distributed biosphere hydrological model (DBHM) for large river basin. **Annual Journal of Hydraulic Engineering**, v. 50, p. 1–6, 2006. 21

THOMAS, H.; NISBET, R. An assessment of the impact of floodplain woodland on flood flows. **Water and Environment Journal**, v. 21, p. 114–126, 2007. 60, 79

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. Soil hydraulic properties and van genuchten parameters for an oxisol under pasture in central amazonia. In: _____. **Amazonian deforestation and climate**. 1. ed. England: John Wiley and Sons, 1996. cap. 5, p. 101–124. 7

TRIGG, M. A.; WILSON, M. D.; BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; ALSDORF, D. E.; FORSBERG, B. R.; VEGA, M. C. Amazon flood wave hydraulics. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 1-2, p. 92 – 105, 2009. 2, 10

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre, 2005. 132 p. 9

VAN-DRIE, R.; MILEVSKI, P.; SIMON, M. Anuga: - identifying real hazard by direct hydrology in 2d hydraulic model and the role of roughness. In: NOVATECH, 2010. **Proc...** Lyon, France: , 2010. Disponível em: <www.novatech.graie.org>. 24

VANSHAAR, J. R.; HADDELAND, I.; LETTENMAIER, D. P. Effects of land-cover changes on the hydrological response of interior columbia river basin forested catchments. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 2499–2520, 2002. 8

VERWEY, A. Latest developments in floodplain modeling 1d/2d integration. In: CONFERENCE ON HYDRAULICS IN CIVIL ENGINEERING, 2001. **Proceedings...** Austrália: The Institution of Engineers, 2001. p. 15. 22

_____. Hydroinformatics support to flood forecasting and flood management. In: INTER-CELTIC COLLOQUIUM ON HYDROLOGY AND MANAGEMENT OF WATER RESOURCES, 4., 2005, Guimarães. **Proceedings...** Portugal: , 2005. p. 21. 23

WANG, M.; HJELMFELT, A. T. Dem based overland flow routing model. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 3, n. 1, p. 1–8, 1998. 21

WERNER, M.; HUNTER, N.; BATES, P. Identifiability of distributed floodplain roughness values in flood extent estimation. **Journal of Hydrology**, v. 314, p. 139 – 157, 2005. 42

WHITE, B. L.; NEPT, H. M. A vortex-based model of velocity and shear stress in a partially vegetated shallow channel. **Water Resources Research**, v. 44, p. W01412, 2008. 2, 4, 74

- WILSON, M. D.; ATKINSON, P. M. The use of remotely sensed land cover to derive floodplain friction coefficients for flood inundation modeling. **Hydrol. Process.**, v. 21, p. 3576–3586, 2007. 10, 14, 15
- WILSON, M. D.; BATES, P.; ALSDORF, D.; FORSBERG, B.; HORRITT, M. Modeling large-scale inundation of amazonian seasonally flooded wetlands. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L15404, 2007. 2, 10, 23, 59
- WINKLERPRINS, A. Jute cultivation in the lower amazon, 1940-1990: An ethnographic account from Santarém, Pará, Brazil. **Journal of Historical Geography.**, v. 32, p. 818–838, 2005. 2
- WITTMANN, F.; ANHUF, D.; JUNK, W. Tree species distribution and community structure of central amazonian várzea forests by remote sensing techniques. **Journal of Tropical Ecology**, v. 18, p. 805–820, 2002. 56, 72
- WU, F.; SHEN, H. W.; ASCE; CHOU, Y. J. Variation of roughness coefficients for unsubmerged and submerged vegetation. v. 125, p. 934–942, 1999. 4, 14
- WUEBBLES, D. J.; HAYHOE, K. Atmospheric methane and global change. **Earth-Science Reviews**, v. 57, p. 177–210, 2002. 1
- ZIEGLER, A.; GIAMBELLUCA, T.; PLONDKE, D.; LEISZ, S.; TRAN, L.; FOX, J.; NULLET, M.; VOGLER, J.; TROUNG, D.; T.D., V. Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern vietnam: Buffering of hortonian flow. **Journal of Hydrology**, v. 337, p. 52–67, 2007. 7
- ZOPPOU, C.; ROBERTS, S. G. Catastrophic collapse of water supply reservoirs in urban areas. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 125, n. 7, p. 686–695, 1999. 25

ANEXO 1 - Exemplo de Script das Rodadas com ANUGA.

```
1  """
2  Scrip Pararell
3  Manning roughness espacially distributed and water level time-series
4
5  Ubuntu Linux 12.10 LTD 64 bit
6  ANUGA version 8289 parallel By Petar Milevski
7  modifications By Regla Somoza and Rudy VanDrie
8  PROJ_DESC=UTM Zone -21 / WGS84 / meters
9  PROJ_DATUM=WGS84
10 """
11 __title__ = "Rodadas"
12 __author__ = "Regla Duthi Somoza, Rudy VanDrie"
13 __email__ = "duthit@gmail.com,"
14 __date__ = "11/11/2013, 03/09/2014"
15 __versio__ = "0.1, 1.2"
16
17 print ' ABOUT to Start Simulation:- Importing Modules'
18 #####START_MODULES_BLOCK
19 #-----
20 # Import necessary modules
21 #-----
22
23 # Standard modules
24 import os
25 import time
26 import sys
27 from os.path import join
28 from math import pi
29 #from numpy import choose, greater, ones, sin, exp,cosh
30 import numpy
31
32 # Related major packages
33 import anuga
34 from anuga.shallow_water.shallow_water_domain import Domain
35
36 from anuga.abstract_2d_finite_volumes.util import file_function
37 from anuga.pmesh.mesh_interface import create_mesh_from_regions
38
39 from anuga.shallow_water.forcing import Rainfall
40 from anuga.shallow_water.forcing import Inflow
41 #import inflow_test
42 from anuga.geometry.polygon_function import Polygon_function
43 from anuga.geometry.polygon import read_polygon, plot_polygons, polygon_area
44 from anuga.abstract_2d_finite_volumes.generic_domain import Quantity
45
46 #from model_build_tools_03 import get_HOLES_from_Multi_polyfile
47 #from anuga.structures.boyd_box_operator import Boyd_box_operator
48 #from set_elevation_operators import *
49 import string
50 import glob
51 #-----
52 # PARALLEL INTERFACE
53 #-----
54 from anuga_parallel import distribute, myid, numprocs, finalize
55 from anuga_parallel.parallel_operator_factory import Inlet_operator, Boyd_box_operator
56 """
57     mpd & mpirun -np 8 python Curu_test_01.py
58
59     so adding mpirun -np 4    { Where 4 is the number of cores being run on...
60     to the usual
61     python Curu_test_01.py
62 """
63 print 'Got all std Serial Modules...'
64
65 print ' Ready to start to setup Model'
66 #####START_SETUP_MESH_BLOCK
67 print ' Setup Mesh to be the Computational Grid'
68 #-----
69 # Set up Computational Domain from an Extent and possibly a Catchment Polygon
70 #-----
71 W=600512.233
72 N=9802600.58
73 E=721713.505443
74 S=9735153.4596863
75
```

```

76 RangeX=E-W
77 RangeY=N-S
78 domain_Area= RangeX*RangeY
79 print ' Domain is',RangeX,' x ',RangeY,' = ',domain_Area,' m2'
80 bounding_polygon = [[W, S], [E, S], [E, N], [W, N]]
81 alpha = 0.75 # smoothing of mesh (0 is not smooth 1 is smoothest)
82 verbose=True
83 Start_Tide = 3
84 #-----
85 # Preparation of topographic data
86 # Convert ASC 2 DEM 2 PTS using source data and store result in source data
87 #-----
88 # Create DEM from asc data
89 anuga.asc2dem('dem.asc', use_cache=True, verbose=True)
90 # Create pts file for onshore DEM
91 anuga.dem2pts('dem.dem', use_cache=True, verbose=True)
92
93 # If DEM doesnt work Try usinf YXY csv, DEM_curuai_XYZ.csv
94
95 basename = join('dem')
96
97 outname =join(basename+'_test_01' )
98 meshname =join(basename+'.tsh')
99
100
101
102
103 Refine_Mesh_02 = read_polygon(join('fobido.csv'))
104 Solimoes = read_polygon(join('vazAma.csv'))
105 #Negro = read_polygon(join('vazNegro.csv'))
106
107 interior_regions = [[Refine_Mesh_02,100000],[Solimoes,100000]] # forcing poligons ,[Negro,100000]
108
109
110 print ' Creating Mesh'
111 #-----
112 # Set up mesh
113 #-----
114 #-----
115 # Set up mesh for Parallel
116 #-----
117
118 if myid == 0:
119     create_mesh_from_regions(bounding_polygon,
120                             boundary_tags={'south': [0],
121                                             'east': [1],
122                                             'north': [2],
123                                             'west': [3]},
124                             maximum_triangle_area=1000000,
125                             interior_regions=interior_regions,
126                             #interior_holes=interior_holes,
127                             filename=meshname,
128                             use_cache=True,
129                             verbose=False)
130
131 #-----
132 # Computational MESH Created
133 #-----
134 #++++END_SETUP_MESH_BLOCK
135
136 #++++START_SETUP_DOMAIN_BLOCK
137 #-----
138 # NOW Create an Instance of a computational DOMAIN from the Mesh
139 #-----
140 domain = Domain(meshname, use_cache=True, verbose=True)
141 # run parameters
142 domain.set_store_vertices_uniquely(False)
143 domain.set_maximum_allowed_speed(5.0)
144 #domain.set_default_order(2)
145 domain.set_flow_algorithm('1_5')
146 """Set combination of slope limiting and time stepping
147
148     Currently
149     1
150     1.5
151     2
152     2.5

```



```

153         tsunami
154         ""
155         # Name of sww file climTM, climMSS
156         domain.set_name('climMSS')
157
158
159
160         # Store sww output here TM, MSS
161         domain.set_datadir('./MSS')
162
163         # Do not store water shallower than xmm
164         domain.set_minimum_storable_height(0.05) # Eg 0.05 = 50mm
165         print domain.statistics()
166         #domain.set_name(outname)
167         #-----
168         # DOMAIN Created with parameters Set
169         #-----
170         #+++END_SETUP_DOMAIN_BLOCK
171
172         #+++START_SET_INITIAL_CONDITIONS_BLOCK
173         #-----
174         # ***** Set INITIAL QUANTITIES of ELEVATION, ROUGHNESS *****
175         #-----
176         # Note that all quantities can now be varying over the evolution of the model see
177         # anuga.abstract_2d_finite_volumes.quantity.Quantity for details.....
178         # Setting up initial conditions for a Flood model includes:
179         # Setting A Base topography over the model domain
180         # Setting the variation of Roughness over the terrain, which may be varied dependent on depth say
181         # Setting initial water levels at BOUNDARIES and in Lakes and Water Bodies.
182
183         #-----
184         # SET ELEVATION to MESH to Describe the Terrain
185         #-----
186         print ' Setting Quantities for Elevation over Domain... from...',basename
187
188         domain.set_quantity('elevation',
189                             filename=basename+'.pts',
190                             use_cache=True,
191                             verbose=True,
192                             alpha=alpha)
193         #-----
194         # SET the quantities to be placed in the SWW File (NORMAL APPLICATIONS)
195         #-----
196         domain.set_quantities_to_be_stored({'elevation':1,'stage': 2,'xmomentum': 2,'ymomentum': 2})
197
198         # ----- To Record Mannings Roughness in the Model Used or Add
199         #domain.set_quantities_to_be_stored({'friction': 1,'elevation': 1,'stage': 2,'xmomentum': 2,'ymomentum': 2})
200         # ----- FOR DEPTH VARYING MANNINGS USE
201         #domain.set_quantities_to_be_stored({'friction': 2,'elevation': 2,'stage': 2,'xmomentum': 2,'ymomentum': 2})
202         #-----
203         # Setup initial conditions
204         #-----
205         # To use Polygons to Set Friction you need to import the following
206         #-----
207         # APPLY MANNING'S ROUGHNESSES
208         #-----
209         print ' Setting Quantities for Roughness....'
210         base_friction = 0.08 # this sets the roughness for areas not in polygons
211         #print 'Using Polygons....'
212         #domain.set_quantity('friction', Polygon_function([(Refine_Mesh_01,0.06)],
213                                                         #default=base_friction, geo_reference=domain.geo_reference))
214
215         # TM08 ; MSS
216         print 'Using Grid Data....'
217         anuga.asc2dem('MSS.asc', use_cache=True, verbose=True)
218         anuga.dem2pts('MSS.dem', use_cache=True, verbose=True)
219         domain.set_quantity('friction',
220                             filename='MSS.pts',
221                             use_cache=True,
222                             verbose=True,
223                             alpha=alpha)
224         #-----
225         # Set a Initial Water Level over the Domain
226         #-----
227         print ' Setting Quantities for Initial Water Levels...'
228         Start_Tide = 1 # Set starting tide....
229         obi = file_function(join('obidosClima.tms'),quantities='rate')
230         domain.set_quantity('stage', Polygon_function([(Refine_Mesh_02,obi)],

```

```

230                                     default=Start_Tide,   geo_reference=domain.geo_reference))
231
232 else:
233     domain = None
234
235 if myid == 0 and verbose: print 'DISTRIBUTING DOMAIN'
236 domain = distribute(domain)
237
238 #-----
239 # Set water inflow
240 #-----
241
242
243 soli = file_function('DischargeSolimoesClima.tms',quantities='rate')
244 #negri = file_function('DischargeNegroClima.tms',quantities='rate')
245 #print(Inflow.__doc__)
246 hydrograph1 = Inflow(domain, polygon=Solimoes,
247                       rate=soli)
248
249 domain.forcing_terms.append(hydrograph1)
250
251 #hydrograph2 = Inflow(domain, polygon=Negro,
252                       #rate=negri)
253
254 #omain.forcing_terms.append(hydrograph2)
255
256
257 #+++START_BOUNDARY_CONDITIONS_BLOCK
258 #-----
259 # ***** Setup BOUNDARY CONDITIONS AT THE START OF THE RUN *****
260 #-----
261
262 print 'Available boundary tags', domain.get_boundary_tags()
263
264 Br = anuga.Reflective_boundary(domain)
265 Bd = anuga.Dirichlet_boundary([Start_Tide,0,0])
266 Bs = anuga.Transmissive_stage_zero_momentum_boundary(domain)
267
268 # Applying a Water LEvel Boundary COndition time series
269 Bwest = file_function(join('westBoundaryClima.tms'),quantities='rate')
270 BwLevel = anuga.Time_boundary(domain=domain, function=lambda t: [Bwest(t)[0], 0.0, 0.0])
271
272 Beast = file_function(join('EastBoundaryClima.tms'),quantities='rate')
273 BeLevel = anuga.Time_boundary(domain=domain, function=lambda t: [Beast(t)[0], 0.0, 0.0])
274
275 print 'Available boundary tags are', domain.get_boundary_tags()
276
277 # boundary conditions for slide scenario
278 domain.set_boundary({'west': BwLevel,
279                    'south': Bd,
280                    'east': BeLevel, # Make sure you let the water flow out
281                    'north': Bs})
282 #+++END_BOUNDARY_CONDITIONS_BLOCK
283
284 #+++START_EVOLVE_BLOCK
285 #-----
286 # EVOLVE SYSTEM THROUGH TIME
287 #-----
288
289
290 if myid == 0 and verbose: print 'EVOLVE'
291 print 'START Computation for Model Scenario EVOLUTION...'
292
293 import time
294 t0 = time.time()
295
296 from numpy import allclose
297 hora = 3600
298 dia = 24
299 texperimento = 366
300 timestep = 366
301 ftime = hora * dia * texperimento
302 yieldstep = ftime / timestep
303 for t in domain.evolve(yieldstep = yieldstep, finaltime = ftime): # All day 87300, and a bit... 90000
304
305     if myid == 0:
306         domain.write_time()

```

```

307      # =====
308      # ***** Place any quantity varying functions are calls here
309      # =====
310
311      print domain.timestepping_statistics()
312      #print domain.boundary_statistics(quantities='stage')
313      #domain.write_boundary_statistics(tags='east', quantities='stage')
314
315      if myid == 0:
316          print 'Number of processors %g ' % numprocs
317          print 'That took %.2f seconds' % (time.time()-t0)
318          #print 'Communication time %.2f seconds'%domain.communication_time
319          #print 'Reduction Communication time %.2f seconds'%domain.communication_reduce_time
320          #print 'Broadcast time %.2f seconds'%domain.communication_broadcast_time
321
322      print 'END OF RUN.....'
323      # raw_input("Press ENTER to exit.\n")
324      #++++END_EVOLVE_BLOCK
325
326      #++++START_POST_PROCESSING_OPTIONS_BLOCK
327      # =====
328      # ***** Set up any post processing here
329      # =====
330
331
332      #++++END_POST_PROCESSING_OPTIONS_BLOCK
333
334      domain.sww_merge(delete_old=True)
335
336      finalize()
337
338      print 'Finished'
339
340      # =====      END OF RUN FILE      =====

```


ANEXO 2 - Exemplo de rotina para extração de series de dados.

```

1  """
2  This script will export a Times series of Time: Value, for nominated paramters
3  The script needs to nominate a 'swv' file and a file containing 1 or more gauge
4  locations in the following format:
5
6  This script will then produce a csv file called name.csv
7
8  The output can then be used by a second script to plot the Time series
9  or the name.csv file can be opened by another application such as excel etc.
10
11 """
12
13 __title__ = "InvestPy"
14 __author__ = "Regla Duthi Somoza, Eduardo S. Pereira"
15 __email__ = "duthit@gmail.com, pereira.somoza@gmail.com"
16 __date__ = "19/12/2014"
17 __versio__ = "0.1"
18
19 from easygui import *
20 from os import sep
21 from anuga.abstract_2d_finite_volumes.util import swv2csv_gauges
22
23 #=====
24 def Export_SWV_2timeseries(SWV2timeseries_file,gauge_filename,SELECT_LIST):
25
26     name = SWV2timeseries_file[0:-4]
27     for i, line in enumerate(SELECT_LIST):
28         line = line.split()[0] # reply = the first word of the choice
29         #print line
30         #raw_input('HOLD... ')
31         if line == '1': # Stage
32             outname = name + '_stage'
33             quantityname = 'stage'
34         elif line == '2': # Absolute Momentum
35             outname = name + '_momentum'
36             quantityname = '(xmomentum**2 + ymomentum**2)**0.5' #Absolute momentum (VxD)
37         elif line == '3': # Depth
38             outname = name + '_depth'
39             quantityname = 'depth' #Depth
40         elif line == '4': # Speed
41             outname = name + '_speed'
42             quantityname = '(xmomentum**2 + ymomentum**2)**0.5/(stage-elevation+1e-5)' #Speed
43         elif line == '5': # Elevation
44             outname = name + '_elevation'
45             quantityname = 'elevation' #Elevation
46         elif line == '6': # Froude
47             outname = name + '_froude'
48             quantityname = '(xmomentum**2 + ymomentum**2)**0.5/(stage-elevation+1.e-30)/(9.81*(stage-elevation+1.e-4)**0.5'
49 #Froude Number
50         elif line == '7': # Specific Energy
51             outname = name + '_Spec_E'
52             quantityname = '(stage-elevation)+((xmomentum**2 + ymomentum**2)**0.5/(stage-elevation+1e-5))**2/19.62'
53         elif line == '8': # Total Energy
54             outname = name + '_TotE'
55             quantityname = 'elevation+((xmomentum**2 + ymomentum**2)**0.5/(stage-elevation+1e-5))**2/19.62'
56         elif line == '9': # New Hazard  $D+V^2xD$ 
57             outname = name + '_NVxD'
58             quantityname = '(stage-elevation)+((xmomentum**2 + ymomentum**2)**0.5/(stage-elevation+1.0e-30))**2*(stage-elevation)'
59 #D+V^2xD
60
61     swv2csv_gauges(SWV2timeseries_file, gauge_filename,
62                   quantities = ['stage', 'depth', 'speed', 'elevation'],
63                   verbose=True, use_cache = False)
64 #=====
65
66
67 def Plot_SWV_2timeseries(gauge_filename):
68     """
69     After creating a Timeseries CSV file with swv2csv_gauges routine,
70     you can plot the time series via excel, or via this routine
71
72     Note, this script will only work if pylab is installed on the platform
73

```

```

74     """
75     print 'START getting time series'
76     from os import sep
77     #import project
78     from anuga.abstract_2d_finite_volumes.util import csv2timeseries_graphs
79     gauge_filename='gauges_Eworol.csv'
80
81     print 'Gauge data written for : '+gauge_filename
82     try:
83         import pylab
84         csv2timeseries_graphs(directories_dic={'.':['.',0, 0]},
85                               output_dir='.',
86                               base_name='gauge_',
87                               plot_numbers='',
88                               quantities=['stage','speed','depth'],
89                               extra_plot_name='',
90                               assess_all_csv_files=True,
91                               create_latex=False,
92                               verbose=True)
93     except ImportError:
94         #ANUGA does not rely on pylab to work
95         print 'must have pylab installed to generate plots'
96     raw_input('All Done!!!')
97
98
99
100
101 # -----
102 # main line
103
104 print 'Present File Open Dialog...'
105
106 SWW2csv_file =fileopenbox(msg="Select SWW File\n\nPick File to export timeseries to csv."
107 # HERE IS THE FILE OPEN BOX FOR GUI
108 ,title="Select SWW file to Extract Results to Timeseries"
109 ,filetypes = ["*.sww" ]
110 ,default="c:\BALANCE_RnD\2010\*.sww" )
111
112 Gauge_file =fileopenbox(msg="Select Gauge File\n\nPick File with Location Data."
113 # HERE IS THE FILE OPEN BOX FOR GUI
114 ,title="Select Gauge location file to Extract Results to Timeseries"
115 ,filetypes = ["*.csv" ]
116 ,default="c:\BALANCE_RnD\2010\*.csv" )
117
118 print 'Got Gauge File...'
119 print Gauge_file
120 Gauge_file = str(Gauge_file)
121 print Gauge_file
122 # -----
123 Present the User with the LIST of AVAILABLE Sub Areas to select a SUB LIST or SELECT ALL Sub Areas to Process
124 listChoices = ["1 Stage (RL)",
125               "2 Absolute Momentum",
126               "3 Flow Depth",
127               "4 Speed Absolute Velocity (m/s)",
128               "5 Topography (Elevation)",
129               "6 Froude Number",
130               "7 Specific Energy",
131               "8 Total Energy",
132               "9 New Hazard RVD",
133               "0 EXIT"]
134
135 message = "Select the Variable to Export from to time series File."
136 reply = multichoicebox(message,"SELECT EXPORT Variable(s)...", listChoices)
137
138 if reply == None: pass
139 else:
140     SELECT_LIST=reply # Updated List from User Selection for Sub Areas
141     if reply == '0 EXIT': # exit
142         pass
143     else:
144         Export_SWW_2timeseries(SWW2csv_file,Gauge_file,SELECT_LIST)
145
146 Plot_SWW_2timeseries(gauge_filename)
147
148 raw_input('ALL DONE !!!!!!!!!!!!!!!')

```

ANEXO 3 - Exemplo de rotina para construção do Boxplot e outras estatísticas.

```
1  # -*- coding: utf-8 -*-
2
3  __title__ = "InvestPy"
4  __author__ = "Regla Duthi Somoza, Eduardo S. Pereira"
5  __email__ = "duthit@gmail.com, pereira.somoza@gmail.com"
6  __date__ = "19/12/2014"
7  __versio__ = "0.1"
8
9  import matplotlib.pyplot as plt
10 from numpy import array
11 import csv
12
13
14 def arrayDado(arq):
15     output = []
16     with open(arq) as dado:
17         tabela = csv.reader(dado, delimiter=',')
18         for row in tabela:
19             output.append([float(ri) for ri in row[0:-1]])
20
21     output = array(output)
22     return output
23
24
25 def boxGroup(data, title):
26     fig, ax1 = plt.subplots(figsize=(10, 6))
27     fig.canvas.set_window_title(title)
28     #plt.subplots_adjust(left=0.075, right=0.95, top=0.9, bottom=0.25)
29     bp = plt.boxplot(data[0],
30                     notch=True,
31                     patch_artist=True
32                     )
33
34     i = 0
35     for patch in bp['boxes']:
36         if(i % 2 == 0):
37             patch.set(facecolor='cyan', color='lightgrey', alpha=0.3)
38
39         i += 1
40     plt.setp(bp['boxes'], color='black')
41     plt.setp(bp['whiskers'], color='black')
42     plt.setp(bp['fliers'], color='red', marker='+')
43     # Add a horizontal grid to the plot, but make it very light in color
44     # so we can use it for reading data values but not be distracting
45     ax1.yaxis.grid(True, linestyle='-', which='major', color='lightgrey',
46                  alpha=0.5)
47
48     # Hide these grid behind plot objects
49     ax1.set_axisbelow(True)
50     ax1.set_title(title)
51     #ax1.set_xlabel('Sample Points')
52     ax1.set_ylabel(r'Velocidade $(m.s^{-1})$')
53
54     xtickNames = plt.setp(ax1, xticklabels=data[1])
55     plt.setp(xtickNames, rotation=45, fontsize=8)
56
57     #ax1.set_axisbelow(True)
58     fig.savefig("./figuras/box/" + title + '.png', bbox_inches='tight')
59
60     #plt.show()
61
62 def cabecalho(ano):
63
64     cab = ['CL1-' + ano,
65           'CL2-' + ano,
66           'CL3-' + ano,
67           'CL4-' + ano,
68           'CL5-' + ano,
69           'CL6-' + ano,
70           'CL7-' + ano,
71           'CL8-' + ano,
72           'I1-' + ano,
73           'I10-' + ano,
```

```

74         'I11-' + ano,
75         'I12-' + ano,
76         'I13-' + ano,
77         'I14-' + ano,
78         'I2-' + ano,
79         'I3-' + ano,
80         'I4-' + ano,
81         'I5-' + ano,
82         'I6-' + ano,
83         'I7-' + ano,
84         'I8-' + ano,
85         'I9-' + ano,
86         '01-' + ano,
87         '02-' + ano,
88         '03-' + ano,
89         '04-' + ano,
90     ]
91     return cab
92
93
94 def dataGroups(dMSS, dTM):
95
96     cabMSS = cabecalho('LC77')
97     cabTM = cabecalho('LC08')
98     cl = []
99     clCB = []
100    inp = []
101    inpCB = []
102    i2 = []
103    i2CB = []
104    i3 = []
105    i3CB = []
106    occ = []
107    occCB = []
108
109    for i in range(0, 8):
110        cl.append(dMSS[10:, i])
111        cl.append(dTM[10:, i])
112        clCB.append(cabMSS[i])
113        clCB.append(cabTM[i])
114
115    #for i in range(20, 24):
116        #cl.append(dMSS[10:, i])
117        #cl.append(dTM[10:, i])
118        ##clCB.append(cabMSS[i])
119        ##clCB.append(cabTM[i])
120
121    inp.append(dMSS[10:, 14])
122    inp.append(dTM[10:, 14])
123    inpCB.append(cabMSS[14])
124    inpCB.append(cabTM[14])
125
126    #I3 15
127
128    i2.append(dMSS[10:, 8])
129    i2.append(dTM[10:, 8])
130    i2CB.append(cabMSS[8])
131    i2CB.append(cabTM[8])
132
133    inp.append(dMSS[10:, 15])
134    inp.append(dTM[10:, 15])
135    inpCB.append(cabMSS[15])
136    inpCB.append(cabTM[15])
137
138    for i in range(9, 14):
139        inp.append(dMSS[10:, i])
140        inp.append(dTM[10:, i])
141        inpCB.append(cabMSS[i])
142        inpCB.append(cabTM[i])
143
144    for i in range(16, 22):
145        i2.append(dMSS[10:, i])
146        i2.append(dTM[10:, i])
147        i2CB.append(cabMSS[i])
148        i2CB.append(cabTM[i])
149
150    for i in range(22, 26):

```



```

151     occ.append(dMSS[10:, i])
152     occ.append(dTM[10:, i])
153     occCB.append(cabMSS[i])
154     occCB.append(cabTM[i])
155     return [[c1, c1CB], [inp, inpCB], [i2, i2CB], [occ, occCB]]
156
157
158 dadosInput = [ "../dados/stageMSS.csv",
159               "../dados/stageTM.csv",
160               "../dados/velocMSS.csv",
161               "../dados/velocTM.csv",
162               ]
163
164 stageMSS = arrayDado(dadosInput[0])
165 stageTM = arrayDado(dadosInput[1])
166 velocityMSS = arrayDado(dadosInput[2])
167 velocityTM = arrayDado(dadosInput[3])
168
169 groupsVelo = dataGroups(velocityMSS, velocityTM)
170 names = ["Lago Central", "Canal de Entrada Margem", "Canal de Entrada Interior",
171         "Canal de Saida"]
172 namesPTBR = ["Central Lake", "Input Chanel troca", "Input Chanel ",
173             "Output Chanel"]
174 i = 0
175 for g in groupsVelo:
176     boxGroup(g, names[i])
177     i += 1

```

```

1  #!/usr/bin/env python
2  # -*- coding: utf-8 -*-
3
4  __title__ = "InvestPy"
5  __author__ = "Regla Duthi Somoza, Eduardo S. Pereira"
6  __email__ = "duthit@gmail.com, pereira.somoza@gmail.com"
7  __date__ = "19/12/2014"
8  __versio__ = "0.1"
9
10 import matplotlib.pyplot as plt
11 import matplotlib as mpl
12 from numpy import array, where, linspace
13 import csv
14 import os
15
16 days = ['01/jan', '02/jan', '03/jan', '04/jan', '05/jan', '06/jan', '07/jan',
17        '08/jan', '09/jan', '10/jan', '11/jan', '12/jan', '13/jan', '14/jan',
18        '15/jan', '16/jan', '17/jan', '18/jan', '19/jan', '20/jan', '21/jan',
19        '22/jan', '23/jan', '24/jan', '25/jan', '26/jan', '27/jan', '28/jan',
20        '29/jan', '30/jan', '31/jan', '01/fev', '02/fev', '03/fev', '04/fev',
21        '05/fev', '06/fev', '07/fev', '08/fev', '09/fev', '10/fev', '11/fev',
22        '12/fev', '13/fev', '14/fev', '15/fev', '16/fev', '17/fev', '18/fev',
23        '19/fev', '20/fev', '21/fev', '22/fev', '23/fev', '24/fev', '25/fev',
24        '26/fev', '27/fev', '28/fev', '01/mar', '02/mar', '03/mar', '04/mar',
25        '05/mar', '06/mar', '07/mar', '08/mar', '09/mar', '10/mar', '11/mar',
26        '12/mar', '13/mar', '14/mar', '15/mar', '16/mar', '17/mar', '18/mar',
27        '19/mar', '20/mar', '21/mar', '22/mar', '23/mar', '24/mar', '25/mar',
28        '26/mar', '27/mar', '28/mar', '29/mar', '30/mar', '31/mar', '01/abr',
29        '02/abr', '03/abr', '04/abr', '05/abr', '06/abr', '07/abr', '08/abr',
30        '09/abr', '10/abr', '11/abr', '12/abr', '13/abr', '14/abr', '15/abr',
31        '16/abr', '17/abr', '18/abr', '19/abr', '20/abr', '21/abr', '22/abr',
32        '23/abr', '24/abr', '25/abr', '26/abr', '27/abr', '28/abr', '29/abr',
33        '30/abr', '01/mai', '02/mai', '03/mai', '04/mai', '05/mai', '06/mai',
34        '07/mai', '08/mai', '09/mai', '10/mai', '11/mai', '12/mai', '13/mai',
35        '14/mai', '15/mai', '16/mai', '17/mai', '18/mai', '19/mai', '20/mai',
36        '21/mai', '22/mai', '23/mai', '24/mai', '25/mai', '26/mai', '27/mai',
37        '28/mai', '29/mai', '30/mai', '31/mai', '01/jun', '02/jun', '03/jun',
38        '04/jun', '05/jun', '06/jun', '07/jun', '08/jun', '09/jun', '10/jun',
39        '11/jun', '12/jun', '13/jun', '14/jun', '15/jun', '16/jun', '17/jun',
40        '18/jun', '19/jun', '20/jun', '21/jun', '22/jun', '23/jun', '24/jun',
41        '25/jun', '26/jun', '27/jun', '28/jun', '29/jun', '30/jun', '01/jul',
42        '02/jul', '03/jul', '04/jul', '05/jul', '06/jul', '07/jul', '08/jul',
43        '09/jul', '10/jul', '11/jul', '12/jul', '13/jul', '14/jul', '15/jul',
44        '16/jul', '17/jul', '18/jul', '19/jul', '20/jul', '21/jul', '22/jul',
45        '23/jul', '24/jul', '25/jul', '26/jul', '27/jul', '28/jul', '29/jul',
46        '30/jul', '31/jul', '01/ago', '02/ago', '03/ago', '04/ago', '05/ago',
47        '06/ago', '07/ago', '08/ago', '09/ago', '10/ago', '11/ago', '12/ago',
48        '13/ago', '14/ago', '15/ago', '16/ago', '17/ago', '18/ago', '19/ago',
49        '20/ago', '21/ago', '22/ago', '23/ago', '24/ago', '25/ago', '26/ago',

```

```

50     '27/ago', '28/ago', '29/ago', '30/ago', '31/ago', '01/set', '02/set',
51     '03/set', '04/set', '05/set', '06/set', '07/set', '08/set', '09/set',
52     '10/set', '11/set', '12/set', '13/set', '14/set', '15/set', '16/set',
53     '17/set', '18/set', '19/set', '20/set', '21/set', '22/set', '23/set',
54     '24/set', '25/set', '26/set', '27/set', '28/set', '29/set', '30/set',
55     '01/out', '02/out', '03/out', '04/out', '05/out', '06/out', '07/out',
56     '08/out', '09/out', '10/out', '11/out', '12/out', '13/out', '14/out',
57     '15/out', '16/out', '17/out', '18/out', '19/out', '20/out', '21/out',
58     '22/out', '23/out', '24/out', '25/out', '26/out', '27/out', '28/out',
59     '29/out', '30/out', '31/out', '01/nov', '02/nov', '03/nov', '04/nov',
60     '05/nov', '06/nov', '07/nov', '08/nov', '09/nov', '10/nov', '11/nov',
61     '12/nov', '13/nov', '14/nov', '15/nov', '16/nov', '17/nov', '18/nov',
62     '19/nov', '20/nov', '21/nov', '22/nov', '23/nov', '24/nov', '25/nov',
63     '26/nov', '27/nov', '28/nov', '29/nov', '30/nov', '01/dez', '02/dez',
64     '03/dez', '04/dez', '05/dez', '06/dez', '07/dez', '08/dez', '09/dez',
65     '10/dez', '11/dez', '12/dez', '13/dez', '14/dez', '15/dez', '16/dez',
66     '17/dez', '18/dez', '19/dez', '20/dez', '21/dez', '22/dez', '23/dez',
67     '24/dez', '25/dez', '26/dez', '27/dez', '28/dez', '29/dez', '30/dez',
68     '31/dez']
69
70
71 def basicDocTex(table, docName='mytable.tex'):
72     basicLatex = """
73     \\documentclass{article}
74     \\usepackage{pdflscape}
75     \\begin{document}
76         \\begin{landscape}
77             %s
78         \\end{landscape}
79     \\end{document}
80     """ % table
81
82     print(basicLatex)
83
84     with open(docName, 'w') as docTex:
85         docTex.write(basicLatex)
86     os.system("pdflatex %s" % docName)
87
88
89 def arrayDado(arq):
90     output = []
91     with open(arq) as dado:
92         tabela = csv.reader(dado, delimiter=',')
93         for row in tabela:
94             output.append([float(ri) for ri in row[0:-1]])
95
96     output = array(output)
97     return output
98
99
100 def figStyle():
101     #Definindo as características gerais dos graficos a serem gerados.
102     #Para mais detalhes ver:
103     # http://matplotlib.sourceforge.net/users/customizing.html
104     #mpl.rcParams['font.size'] = 40
105     #mpl.rcParams['axes.labelsize'] = 85
106     #mpl.rcParams['axes.linewidth'] = 2
107
108     #Largura das marcas dos eixos x e y
109     #mpl.rcParams["lines.markeredgewidth"] = 2.
110     #mpl.rcParams['xtick.major.size'] = 30
111     #mpl.rcParams['xtick.minor.size'] = 25
112     #mpl.rcParams['xtick.labelsize'] = 25
113     #mpl.rcParams['ytick.major.size'] = 30
114     #mpl.rcParams['ytick.minor.size'] = 20
115     mpl.rcParams['figure.figsize'] = (11, 11 / 1.61803398875)
116     #mpl.rcParams['legend.fontsize'] = 50
117     #mpl.rcParams['xtick.labelsize'] = 45
118     #mpl.rcParams['ytick.labelsize'] = 50
119     #mpl.rcParams['lines.markersize'] = 10
120     #mpl.rcParams['lines.linewidth'] = 1
121
122
123 def plotDados(stageMSS, stageTM, velocityMSS, velocityTM, cabecalho):
124     figStyle()
125     for i in range(stageMSS.shape[1]):
126         plt.clf()

```

```

127     fig = plt.figure()
128     ax1 = fig.add_subplot(111)
129     ax2 = ax1.twinx()
130     ax2.set_ylabel("W$(m)$")
131     ax1.set_ylabel("Velocidade ($m.s^{-1}$)")
132     sMss = stageMSS[10:, i]
133         #/ stageMSS[10:, i].mean()
134     sTm = stageTM[10:, i]
135         #/ stageTM[10:, i].mean()
136     vMss = velocityMSS[10:, i]
137     vTm = velocityTM[10:, i]
138     outlier = list(range(47, 51))
139     sMss = array([sMss[j] for j in range(sMss.size)
140                 if (j in outlier) is False])
141     sTm = array([sTm[j] for j in range(sTm.size)
142                 if (j in outlier) is False])
143     vMss = array([vMss[j] for j in range(vMss.size)
144                 if (j in outlier) is False])
145     vTm = array([vTm[j] for j in range(vTm.size)
146                 if (j in outlier) is False])
147
148     x = linspace(10, 365, sMss.size)
149
150     ax2.plot(x, sMss, '--', c='blue', label="Nivel LC1977")
151     ax2.plot(x, sTm, '--', c='red', label="Nivel LC2008")
152     ax1.plot(x, vMss, c='blue', label="Velocidade LC1977")
153     ax1.plot(x, vTm, c='red', label="Velocidade LC2008")
154     ax1.set_title(cabecalho[i])
155     #ax1.set_xlim([0, 355])
156     #ax1.set_ylim([0.8, 1.15])
157     #ax2.set_xlim([0, 355])
158     a = ax1.get_xticks().tolist()
159     labels = [days[int(ai)] for ai in a[:-1]]
160     #ax1.set_yscale('log')
161     #ax2.set_yscale('log')
162     #ax2.set_ylim([0, 2.1])
163     ax1.set_xticklabels(labels)
164     lines, labels = ax1.get_legend_handles_labels()
165     lines2, labels2 = ax2.get_legend_handles_labels()
166
167     # Shrink current axis's height by 10% on the bottom
168     #box = ax1.get_position()
169     #ax2.set_position([box.x0, box.y0 + box.height * 0.1,
170                      #box.width, box.height * 0.9])
171     ax1.legend(lines
172              + lines2,
173              labels
174              + labels2,
175              loc='upper center', bbox_to_anchor=(0.5, -0.03),
176              fancybox=True, shadow=True, ncol=4)
177     plt.savefig("../figuras/perm/" + cabecalho[i] + ".png")
178
179
180 def plotBoxPlotDados(velocityMSS, velocityTM, cabecalho):
181     for i in range(stageMSS.shape[1]):
182         plt.clf()
183         plt.boxplot(velocityMSS[10:, i])
184         plt.boxplot(velocityTM[10:, i])
185
186         plt.savefig("../figuras/" + cabecalho[i] + ".png")
187
188
189 def scins(a):
190     a = '%3.4e' % a
191     b = a.split('e')
192     return '%s \\times 10^{%s}' % tuple(b)
193
194
195 def latexTable(table, cabecalho=None, names=None):
196     """
197     Generate a simple latex table from a numpy array
198     """
199
200     shape = table.shape
201
202     hline = '\\hline\n'
203     #endline = '\\|\\|\\|'

```

```

204     latextable = '''\begin{table}
205 \begin{center}
206 \leavevmode
207 \begin{tabular}'''
208     end = '''\end{tabular}\n\end{center}\n\end{table}\n'
209
210     if(len(shape) == 1):
211         line = hline
212         if(shape[0] == 1):
213             latextable += '{|c|}\n' + hline
214             line = '%s ' % table[0]
215             line += hline + '\n'
216         else:
217             posit = '{'
218             for i in range(0, shape[0] - 1):
219                 posit += '|c'
220                 line += '%s & ' % table[i]
221             posit += '|c|}\n'
222             line += '%s \\\ \ \ \ \n' % table[shape[0] - 1]
223             line += hline
224             latextable = latextable + posit + line + end
225             return latextable
226
227     elif(len(shape) > 1):
228         line = hline
229         posit = '{'
230         for j in range(shape[0]):
231             if(names is not None):
232                 line += '%s & ' % names[j]
233             for i in range(shape[1] - 1):
234                 if(j == 0):
235                     if(names is not None and i == 0):
236                         posit += '|l'
237                         posit += '|c'
238                         line += '%s & ' % table[j, i]
239                     line += '%s \\\ \ \ \ \n' % table[j, shape[1] - 1]
240                     line += hline
241                 if(j == 0):
242                     posit += '|c|}\n'
243             if(cabecalho is not None):
244                 latextable = latextable + posit + cabecalho + line + end
245             else:
246                 latextable = latextable + posit + line + end
247             return latextable
248
249     else:
250         return None
251
252
253 def maxMinTable(stageMSS, stageTM, velocityMSS, velocityTM, cabecalho,
254               start=10):
255
256     table = []
257     table2 = []
258     table3 = []
259     nv = 2
260     cabeTex = '\\\hline\n'
261     cabeTex2 = '\\\hline\n'
262     cabeTex3 = '\\\hline\n'
263     nmax = stageMSS.shape[1]
264
265     cabeTex += "Point & "
266     cabeTex += "Stage MSS max & Stage TM max & "
267     cabeTex += " Stage MSS min & Stage TM min & "
268     cabeTex += "Stage MSS mean & Stage TM mean \\\ \ \ \ \n "
269     cabeTex2 += "Point & Velocity MSS max & Velocity TM max & "
270     cabeTex2 += " Velocity MSS min & Velocity TM min & "
271     cabeTex2 += "Velocity MSS mean & Velocity TM mean \\\ \ \ \ \n"
272     cabeTex += '\\\hline\n'
273     cabeTex2 += '\\\hline\n'
274     cabeTex3 += "Point & Day of Max Stage MSS & Day of Max Stage TM \\\ \ \ \ \n"
275     cabeTex3 += '\\\hline\n'
276
277     for i in range(nmax):
278         smaxMSS = round(stageMSS[start:, i].max(), nv)
279         sminMSS = round(stageMSS[start:, i].min(), nv)
280         smeanMSS = round(stageMSS[start:, i].mean(), nv)

```

```

281     smaxDayMSS = where(stageMSS[start:, i] == stageMSS[start:, i].max())[0]
282     smaxDayMSS = smaxDayMSS[0]
283     smaxTM = round(stageTM[start:, i].max(), nv)
284     sminTM = round(stageTM[start:, i].min(), nv)
285     smeanTM = round(stageTM[start:, i].mean(), nv)
286     smaxDayTM = where(stageTM[start:, i] == stageTM[start:, i].max())[0][0]
287     vmaxMSS = round(velocityMSS[start:, i].max(), nv)
288     vminMSS = round(velocityMSS[start:, i].min(), nv)
289     vmeanMSS = round(velocityMSS[start:, i].mean(), nv)
290     vmaxTM = round(velocityTM[start:, i].max(), nv)
291     vminTM = round(velocityTM[start:, i].min(), nv)
292     vmeanTM = round(velocityTM[start:, i].mean(), nv)
293     table.append([smaxMSS, smaxTM,
294                  sminMSS, sminTM,
295                  smeanMSS, smeanTM
296                  ])
297     table2.append([vmaxMSS, vmaxTM,
298                  vminMSS, vminTM,
299                  vmeanMSS, vmeanTM
300                  ])
301     table3.append([smaxDayMSS, smaxDayTM])
302
303     table = array(table)
304     ltable = latexTable(table, cabeTex, cabecalho)
305     table2 = array(table2)
306     ltable2 = latexTable(table2, cabeTex2, cabecalho)
307
308     table3 = array(table3)
309     ltable3 = latexTable(table3, cabeTex3, cabecalho)
310
311     return ltable, ltable2, ltable3
312
313 if(__name__ == "__main__"):
314
315     cabecalho = ['CL1',
316                'CL2',
317                'CL3',
318                'CL4',
319                'CL5',
320                'CL6',
321                'CL7',
322                'CL8',
323                'I1',
324                'I10',
325                'I11',
326                'I12',
327                'I13',
328                'I14',
329                'I2',
330                'I3',
331                'I4',
332                'I5',
333                'I6',
334                'I7',
335                'I8',
336                'I9',
337                'O1',
338                'O2',
339                'O3',
340                'O4',
341                ]
342
343     dadosInput = ["/dados/stageMSS.csv",
344                  "/dados/stageTM.csv",
345                  "/dados/velocMSS.csv",
346                  "/dados/velocTM.csv",
347                  ]
348     stageMSS = arrayDado(dadosInput[0])
349     stageTM = arrayDado(dadosInput[1])
350     velocityMSS = arrayDado(dadosInput[2])
351     velocityTM = arrayDado(dadosInput[3])
352     #plotBoxPlotDados(velocityMSS, velocityTM, cabecalho)
353     ltable = maxMinTable(stageMSS, stageTM, velocityMSS, velocityTM, cabecalho)
354     basicDocTex(ltable[0], docName='stage.tex')
355     basicDocTex(ltable[1], docName='velocity.tex')
356     basicDocTex(ltable[2], docName='DayOfMax.tex')
357     plotDados(stageMSS, stageTM, velocityMSS, velocityTM, cabecalho)

```


PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriadados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriadados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.