



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.26.19.52-TDI

MODELOS EMPÍRICOS PARA ESTIMATIVA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO EM RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS BRANCAS A PARTIR DE IMAGENS LANDSAT 5

Otávio Cristiano Montanher

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Evelyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Cláudio Clemente Faria Barbosa, aprovada em 04 de março de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DKMAES>>

INPE
São José dos Campos
2013

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

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (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)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.26.19.52-TDI

MODELOS EMPÍRICOS PARA ESTIMATIVA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO EM RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS BRANCAS A PARTIR DE IMAGENS LANDSAT 5

Otávio Cristiano Montanher

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Evelyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Cláudio Clemente Faria Barbosa, aprovada em 04 de março de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DKMAES>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Montanher, Otavio Cristiano.

M762m Modelos empíricos para estimativa da concentração de sedimentos em suspensão em rios amazônicos de águas brancas a partir de imagens Landsat 5 / Otávio Cristiano Montanher. – São José dos Campos : INPE, 2013.

xviii + 125 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.26.19.52-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientadores : Drs. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, e Cláudio Clemente Faria Barbosa .

1. Amazônia. 2. transporte fluvial de sedimentos. 3. sensoria-
mento remoto. I.Título.

CDU 528.88(8)

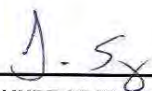
Copyright © 2013 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2013 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Sensoriamento Remoto

Dr. Lênio Soares Galvão



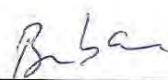
Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



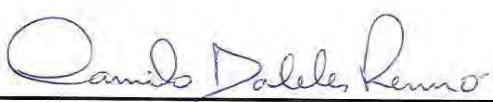
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Cláudio Clemente de Faria Barbosa



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Camilo Daleles Rennó



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Waterloo Pereira Filho



Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

Este trabalho foi aprovado por:

() *maioria simples*

☒ *unanimidade*

Aluno (a): **Otávio Cristiano Montanher**

São José dos Campos, 04 de Março de 2013

AGRADECIMENTOS

Claramente, um trabalho acadêmico não é fruto de um esforço individual apenas, uma produção científica sempre é construída sobre um conhecimento prévio, não importa se é a partir de leis físicas compreendidas no século XIX ou a partir de conhecimentos empíricos de pessoas próximas. Mas comumente este é creditado apenas a uma pessoa, o que me parece injusto. Portanto, os agradecimentos me soam não apenas como um mero reconhecimento, mas uma necessidade. Diante disso, abaixo estão listados os nomes de algumas pessoas que contribuíram diretamente com este trabalho.

À Evlyn e Cláudio pelo profissionalismo durante a orientação, a oportunidade do desenvolvimento deste trabalho, as críticas, dicas e ideias, e essencialmente a paciência com que lidaram com meus defeitos.

Ao Camilo Daleles Rennó, sempre extremamente solícito, pela ajuda, críticas e discussões.

Ao Maurício Carvalho Mathias de Paulo, pela ajuda essencial em relação aos processamentos das imagens digitais.

Ao Flávio Jorge Ponzoni, pelos ensinamentos sobre conversões físicas e correção atmosférica de imagens orbitais, ainda anteriormente à minha entrada no curso.

Aos camaradas Lino Augusto Sander de Carvalho e Édipo Henrique Cremon pelas discussões e sugestões.

Ao Egidio Arai pelo auxílio no tratamento de dados Modis.

Aos professores de graduação: Edvard Elias de Souza Filho, Nelson Vicente Lovatto Gasparetto, Manuel Luiz dos Santos e Fernando Luiz de Paula Santil.

Não mais na área acadêmica, gostaria ainda de fazer dois agradecimentos especiais, um em relação à CAPES, pela concessão de bolsa, que foi essencial para minha manutenção pessoal durante a execução do trabalho. Espero sinceramente que a formação construída nesses dois anos e a qualidade deste documento tenham sido coerentes com os montantes recebidos, e que eu possa corresponder à sociedade, já em curto prazo, seus investimentos.

O outro é para minha mãe, Dolores Ana Marcus, por tantos motivos, que se torna desnecessário descrever alguns poucos.

RESUMO

Este trabalho apresenta o desenvolvimento de modelos para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) em rios amazônicos a partir de sensoriamento remoto. Em vista de importantes lacunas nas séries temporais de dados de CSS nos rios da bacia amazônica, a estimativa por meio de séries históricas de dados orbitais gratuitos mostrou-se uma opção de trabalho que poderia trazer ganhos ao conhecimento do funcionamento desses sistemas fluviais, especialmente os que transportam grandes quantidades de sedimentos suspensos, conhecidos como rios de águas brancas. Apoiando-se nesta justificativa, o principal objetivo deste trabalho foi gerar modelos capazes de estimar a CSS dos rios de águas brancas a partir de séries temporais de imagens orbitais. Adotou-se uma abordagem empírica, com uso da análise de regressão, como estratégia de modelagem e um conjunto de imagens do sensor TM, satélite Landsat 5. Os dados disponíveis para geração dos modelos são: uma série de 504 medidas *in situ* de CSS quase concomitantes com a aquisição de imagens TM, das quais são derivadas séries de estimativas de reflectância em diferentes níveis de correção em cinco bandas espectrais e razões entre bandas. Além destas variáveis contínuas, também foram utilizadas informações de caráter categórico. Foram feitos vários testes com modelos lineares univariados e multivariados com todo o conjunto de dados, os quais não forneceram boas estimativas. Então o conjunto de dados foi particionado em grupos, adotando-se como critério as principais características físicas das áreas de drenagem à montante das estações de coleta *in situ*, resultando em cinco modelos independentes. Todos estes modelos são estatisticamente significativos (valor- $p < 0,001$), possuem valores de R^2 entre 0,78 e 0,91 e demonstram bons resultados de validação cruzada. Destes, apenas o modelo correspondente ao Rio Amazonas foi aplicado, em 119 imagens sem dados *in situ*. A série temporal preenchida com dados estimados mostrou o comportamento sazonal típico de transporte de sedimentos suspensos do Rio Amazonas, o que corrobora a qualidade deste modelo. Os resultados obtidos neste estudo sugerem que as críticas feitas mundialmente aos modelos empíricos não podem ser generalizadas, pois ficou demonstrado que os modelos podem ser aplicados em outras imagens sem dados *in situ*. Uma grande quantidade de dados de CSS pode ser estimada com uso destes modelos em áreas remotas da Amazônia, o que pode permitir uma nova gama de investigações sobre condicionantes ambientais da produção de sedimentos destas áreas.

EMPIRICAL MODELS FOR SUSPENDED SEDIMENT CONCENTRATION ESTIMATIVE IN WHITE WATER AMAZON RIVERS FROM LANDSAT 5 IMAGES

ABSTRACT

This research presents the development of models for suspended sediment concentration (SSC) estimates in Amazon rivers using remote sensing. In view of important temporal gaps in SSC databases of Amazon Basin rivers, estimates by means of historical series of free orbital data is an alternative for improving the knowledge of Amazon Basin fluvial system functioning, especially the so called White Water rivers, carriers of large amounts of inorganic sediments. Building on that, the main objective of this research is to implement models for estimating the SSC of White Water rivers using temporal series of satellite images. An empirical approach using regression analysis was adopted as modeling strategy and a set of images from TM sensor, Landsat 5 satellite. The available data for model generation are: a set of 504 SSC *in situ* measurements acquired near-concurrently with TM image, from which a series of estimated reflectance at different correction levels in five spectral bands and band ratios were derived. In addition to those continuous variables, the models also include categorical information. Several tests were performed applying univariate and multivariate linear models using the whole dataset. The dataset was also partitioned in groups, adopting as criteria the main physical characteristics upstream to *in situ* gauging stations, resulting in five independent models. The results for using the entire data set did not provide sound model. The models resulting from the database regionalization were statistically significant (p value <0,001), with R² values ranging from 0,78 to 0,91 and present good cross validation. The model for the Amazon River was applied, in 119 images without *in situ* data as a proof of concept. The temporal series filled with estimated data showed the typical seasonal behavior of suspended sediment transport of the Amazon River, corroborating the quality of that model. The results suggest that the criticism to empirical models cannot be generalized because it was demonstrated that the models can be applied in other images without *in situ* data. A great amount of SSC data could be estimated using these models in remote regions of the Amazon, what might allow new investigations about environmental factors of sediment production of these areas.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Ilustração de diferentes fontes de sedimento aos canais fluviais.....	8
3.2 Unidades geológicas gerais da região amazônica.....	12
3.3 Localização da área de subducção da placa de Nazca e o arco de Fitzcarraldo.	13
3.4 Tipo de água dos principais rios amazônicos.	15
3.5 Exemplos de espectros obtidos por meio de imagens tm dos três principais tipos de água dos rios amazônicos. Os exemplos de águas brancas variam em função de diferentes níveis de CSS.....	19
4.1 Fluxograma metodológico.	23
4.2 Diferenciação entre rios de água branca com origem nos Andes, rios de água branca com origem no sudoeste amazônico (Arco de Fitzcarraldo) e rios de outros tipos de águas (águas pretas e claras). A cadeia Andina localiza-se nas áreas brancas, nos limites oeste e sudoeste da bacia amazônica.	25
4.3 Localização das estações de coleta de CSS.....	27
4.4 Histograma de frequência da CSS para todo o intervalo de concentrações (A) e até 600 mg/l (B).	28
4.5 Histograma de frequência dos anos (A) e dos meses (B) das imagens TM utilizadas.....	26
4.6 Histograma de frequência das coletas <i>in situ</i> em cada rio (A) e em cada estação (B).	29
4.7 Histograma de frequência da diferença de tempo entre o imageamento e a respectiva coleta em campo dos dados utilizados.	30
4.8 Localização da órbita/ponto das imagens utilizadas.	31
4.9 Exemplo de recorte de uma imagem Landsat 5 TM, composição colorida natural. O local da seção transversal da estação de Óbidos, Rio Amazonas, é indicado pela seta vermelha. A área selecionada para amostragem dos pixels está representada pelo quadrado preto.	32
4.10 Representação das grandezas envolvidas. Este esquema desconsidera efeitos de fundo e interações complexas de espalhamento múltiplo entre os componentes..	34

4.11	τ_{500} mensal média para Ji-Paraná e Alta Floresta.	39
4.12	Interferência da interface ar/água na trajetória da REM.....	41
4.13	Os sinais radiantes de 1 a 4 possuem $\theta_{in} > 0^\circ$, com isso, são refletidos com $\theta_p > 0^\circ$, de forma que não são detectadas por um sensor ao zênite. Já o sinal refletido da radiação difusa com $\theta_{in} = 0^\circ$ (5), é detectado.	46
4.14	Método de amostragem de pixels.	47
4.15	Relação entre a $\rho_{sup(\lambda)}$ das bandas do infravermelho de ondas curtas do sensor TM para todas as imagens utilizadas neste trabalho.....	50
4.16	Histograma de frequência do ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens.....	53
4.17	Produção mensal média de sedimentos em suspensão para os rios Solimões, Madeira e Amazonas.	55
5.1	Série temporal da CSS em Óbidos (Rio Amazonas) e as razões entre bandas da unidade $\rho_{apa(\lambda)}$	60
5.2	Série temporal da CSS em Óbidos (Rio Amazonas) e as razões entre bandas da unidade $\rho_{sup(\lambda)}$	61
5.3	Dispersão entre valores reais e estimados a partir do melhor modelo com uso de apenas uma variável.....	62
5.4	Dispersão entre CSS real e estimada pelo modelo de regressão múltipla com uso da $\rho_{apa(\lambda)}$	64
5.5	Dispersão entre as estimativas de CSS a partir da regressão linear múltipla, com uso dos quatro níveis de correção. Em cada quadro estão apresentados os valores de R^2	64
5.6	Dispersão entre CSS real e estimada pelo modelo de regressão múltipla com uso de variáveis categóricas.....	66
5.7	Dispersão entre CSS real e estimada pelo modelo de árvore M5P.	67
6.1	Critérios adotados para diferenciação das estações de coleta <i>in situ</i>	70

6.2	Precipitação anual média para a bacia amazônica. As áreas de drenagem das estações citadas no texto estão demarcadas. Os pentágonos indicam as estações do Rio Madeira, que formam um grupo distinto.	72
6.3	Bacias hidrográficas das estações de cada conjunto. 1 – Rio Amazonas; 2 – Rio Beni; 3 – Rio Madeira; 4 – Arco de Fitzcarraldo; 5 – Andes - Baixa produção. ..	74
6.4	Dados reais e estimados para os modelos particionados: Rio Madeira (A e B), Rio Amazonas (C e D), Arco de Fitzcarraldo (E e F), Andes – baixa produção (G e H) e Rio Beni (I e J).....	75
6.5	Dispersão entre os resíduos e o laspo temporal das coletas <i>in situ</i> e orbitais: Andes – baixa produção (A), Arco de Fitzcarraldo (B), Rio Beni (C), Rio Madeira (D) e Rio Amazonas (E).	77
6.6	Dispersão entre os resíduos e o ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens: Andes – baixa produção (A), Arco de Fitzcarraldo (B), Rio Beni (C), Rio Madeira (D) e Rio Amazonas (E).....	78
6.7	Dispersão entre os resíduos e o dia juliano: Andes – baixa produção (A), Arco de Fitzcarraldo (B), Rio Beni (C), Rio Amazonas (D) e Rio Madeira (E).....	79
6.8	Dispersão entre os resíduos e a CSS para as regiões do modelo “Arco de Fitzcarraldo”.	80
6.9	Dispersão entre os resíduos e a CSS para os rios abrangidos pelo modelo “Andes – baixa produção” (A) e apenas para as estações do Rio Solimões (B).	81
6.10	Dispersão entre os resíduos e a CSS para as estações do modelo “Rio Madeira”. ..	81
6.11	Resultados das simulações de interferências aleatórias entre $\pm 0,5$ ND nos modelos.....	82
6.12	Série temporal de CSS coletada em campo no Rio Amazonas para dois períodos em que há falta de dados.....	85
6.13	Série temporal de CSS a partir de dados coletados em campo e estimados a partir de imagens TM. Os pontos pretos são dados de campo e os brancos são estimados. A linha contínua indica os intervalos entre dados <i>in situ</i> e a linha descontínua indica intervalos entre dados estimados.	86
7.1	Dispersão entre CSS e ΔT , observe a tendência geral de que para maiores valores de CSS foram selecionados apenas dados com baixo ΔT	89

7.2	Reflectância espectral para água com diversos níveis de CSS para dois tipos de solos, conjuntamente com os filtros de resposta espectral relativa das bandas TM. Os níveis de CSS estão representados em patamares de 50 mg/l, entre 0 e 1000 mg/l.....	92
7.3	Dispersão entre CSS e a banda MSS 4. Observe que alguns grupos de pontos estão agrupados.....	95
7.4	Áreas de aplicação dos modelos empíricos. As linhas grossas indicam os trechos dos rios onde indica-se a aplicação dos modelos, pois tais áreas abrangem as estações <i>in situ</i> utilizadas. As linhas mais finas são trechos dos rios em que possivelmente tais modelos podem ser aplicados, mas não possuem dados <i>in situ</i>	98
A.1	Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{sup(\lambda)}$	112
A.2	Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{sup(\lambda)}$	113
A.3	Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{ag_1(\lambda)}$	114
A.4	Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{ag_2(\lambda)}$	115
B.1	Dispersão entre dados reais e estimados para os níveis de correção $\rho_{sup(\lambda)}$ (A), $\rho_{ag_1(\lambda)}$ (B) e $\rho_{ag_2(\lambda)}$ (C).	118
E.1	Validação cruzada LOOCV: dados reais e estimados para os modelos regionalizados: Rio Madeira (A e B), Rio Amazonas (C e D), Arco de Fitzcarraldo (E e F), Andes – baixa produção (G e H) e Rio Beni (I e J).....	124

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág</u>
3.1 Modelos empíricos baseados em dados da série de satélites Landsat	20
4.1 Identificação das estações de coleta utilizadas da ANA.....	26
4.2 Identificação das estações de coleta utilizadas do programa HYBAM.....	27
4.3 Parâmetros necessários para a correção atmosférica por meio do código 6S	37
4.4 Índice de refração real médio para a água, na faixa espectral das bandas TM e respectivos valores de $(n_2 / n_1)^2$	43
4.5 Fatores de correção para reflexão especular das bandas TM a partir da banda 7...	46
4.6 Níveis de correção e bandas submetidas à amostragem	48
4.7 Variáveis avaliadas e premissas adotadas na análise de resíduos (ξ)	53
5.1 Estatísticas referentes aos modelos de regressão linear múltipla descritos na Tabela B.1. (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$. N = 504.	63
5.2 Teste t pareado entre os resíduos dos modelos multivariados. $t_{crit} = 1,645$	65
5.3 Estatísticas referentes ao modelo de regressão linear múltipla com uso de variáveis categóricas descrito na Tabela C.1 (baseado em $\rho_{apa(\lambda)}$). (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$...	65
5.4 Estatísticas referentes ao modelo de regressão baseada em modelo de árvore M5P descrito nas Tabelas D.1 e D.2. (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$	66
6.1 Agrupamento das estações para regionalização dos modelos	71
6.2 Métricas descritivas dos dados de CSS dos modelos regionais	74
6.3 Resultados estatísticos dos modelos particionais (com uso de $\rho_{apa(\lambda)}$). (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$. k é o número de variáveis preditoras.....	74
A.1 Estatísticas para cada variável preditora. Os testes não significantes ao nível $p < 0,05$ são destacados em itálico. (*) valor $p < 0,000001$. N = 504.	111
A.2 Modelo a partir de apenas uma variável preditora.....	111
A.3 Resumo do melhor modelo utilizando apenas uma variável preditora.....	111
B.1 Descrição dos modelos multivariados para cada nível de correção.....	117
C.1 Regressão linear múltipla com variáveis categóricas: Modelo.....	119
D.1 Modelo de árvore M5P: LM1	121

D.2	Modelo de árvore M5P: LM2	122
E.1	Andes – baixa produção, $\sqrt{CSS}$	123
E.2	Rio Madeira, $\sqrt{CSS}$	123
E.3	Rio Beni, $\ln CSS$	123
E.4	Arco de Fitzcarraldo, $\sqrt{CSS}$	123
E.5	Rio Amazonas, $\sqrt{CSS}$	124

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVO.....	5
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
3.1 Sistema fluvial	7
3.1.1 Sensoriamento remoto no estudo de sistemas fluviais	10
3.2 Bacia hidrográfica amazônica.....	11
3.2.1 Aspectos geológicos gerais.....	11
3.2.2 Tipos de água.....	13
3.2.3 Estudos prévios sobre sedimentos em suspensão	15
3.3 Propriedades ópticas inerentes (POI)	17
3.4 Modelos empíricos de estimativa de CSS a partir de sensoriamento remoto.....	19
3.4.1 Modelos empíricos e Análise de regressão.....	21
4 MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1 Área de estudo	24
4.2 Seleção de dados.....	24
4.2.1 Dados de campo de CSS.....	24
4.2.2 Seleção das imagens.....	29
4.3 Métodos.....	32
4.3.1 Amostragem das imagens.....	32
4.3.2 Conversões dos números digitais.....	33
4.3.2.1 Conversão do ND para reflectância aparente ($\rho_{apa(\lambda)}$).....	35
4.3.2.2 Conversão da $\rho_{apa(\lambda)}$ para $\rho_{sup(\lambda)}$	36
4.3.2.2.1 Modelo de aerossol.....	38
4.3.2.3 Conversão da $\rho_{sup(\lambda)}$ para $\rho_{ag(\lambda)}$	39
4.3.3 Modelagem	47
4.3.3.1 Extração dos valores de reflectância	47
4.3.3.2 Construção dos modelos.....	51
4.3.3.3 Análise de resíduos.....	52
4.3.3.4 Análise de sensibilidade	55
4.3.3.5 Aplicação	56
5 MODELAGEM GLOBAL.....	59
6 MODELAGEM REGIONAL	69
6.1 Regionalização das estações de coleta	69
6.2 Resultados a partir dos modelos regionalizados.....	73
6.3 Análise de resíduos	76
6.4 Análise de sensibilidade	82
6.5 Aplicação no Rio Amazonas	84

7 DISCUSSÕES.....	87
7.1 Uso da banda 5 em estudos de água.....	87
7.2 Análise de Resíduos.....	88
7.3 Análise de sensibilidade.....	90
7.4 Robustez dos modelos.....	94
7.5 Aplicação no Rio Amazonas.....	96
7.6 Áreas de aplicação.....	97
7.6.1 Rio Amazonas.....	97
7.6.2 Rio Beni.....	98
7.6.3 Arco de Fitzcarraldo.....	99
7.6.4 Andes – baixa produção.....	99
8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
APÊNDICE A – ANÁLISE UNIVARIADA	111
APÊNDICE B – ANÁLISE MULTIVARIADA SEM USO DE VARIÁVEIS CATEGÓRICAS.....	117
APÊNDICE C – ANÁLISE MULTIVARIADA COM USO DE VARIÁVEIS CATEGÓRICAS.....	119
APÊNDICE D – ANÁLISE MULTIVARIADA COM USO DE VARIÁVEIS CATEGÓRICAS EM CONJUNTO COM ÁRVORE DE DECISÃO	121
APÊNDICE E – MODELOS A PARTIR DOS DADOS PARTICIONADOS.....	123

1 INTRODUÇÃO

A concentração de sedimentos em suspensão (CSS) na água é uma variável importante para o funcionamento de ecossistemas aquáticos. O nível de concentração, tipo e distribuição de sedimentos suspensos influenciam diretamente os componentes biológicos, físicos e químicos de tais ambientes. A penetração de luz na coluna d'água é função, dentre outros, da CSS, então a produtividade primária ligada aos organismos fotossintetizantes é dependente das condições locais dessa variável (TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 2008). Como há uma forte dependência entre a biota e a produtividade primária em ambientes hídricos, nota-se que a CSS é uma variável importante para a cadeia trófica (ESTEVES, 1998; TUNDISI; MATSUMURA-TUNDISI, 2008). O ambiente geomorfológico também possui algumas relações de dependência com a CSS em corpos hídricos. Especificamente em sistemas fluviais, as taxas de erosão, transporte e deposição de sedimentos são variáveis extremamente importantes no desenvolvimento de redes de drenagem (CHARLTON, 2008; PHILLIPS, 2010) e de planícies de inundação (NANSON; CROKE, 1992). Portanto, mudanças na CSS, induzidas pelo homem ou não, podem provocar uma série de impactos no funcionamento dos elementos biológicos e físico-químicos dos ecossistemas, bem como sobre as próprias atividades humanas que dependem desses recursos.

Para uma avaliação adequada das variações da CSS em corpos hídricos é necessária uma estratégia de coleta de dados que contemple suas variações espaciais e temporais, para que medidas de gerenciamento corretas possam ser realizadas, tanto no meio acadêmico quanto na gestão pública. O monitoramento da carga em suspensão em rios é realizado por meio da coleta de amostras de água em campo, em seções previamente determinadas e posterior análise em laboratório. Contudo, esse tipo de informação tem caráter pontual e não permite avaliar grandes extensões de corpos aquáticos. Assim, a verificação das variações do transporte de sedimentos em suspensão ao longo dos rios é feita por meio da comparação entre os dados obtidos nas seções. No entanto, os locais escolhidos para implantação destas seções são muitas vezes em cidades ou outras instalações próximas aos rios, pela facilidade de acesso. Esta forma de aquisição de

dados, entretanto, nem sempre é adequada para o estudo das variações espaciais da carga em suspensão.

Estas limitações da amostragem são ainda mais graves nos rios da Bacia Amazônica, em que esta é caracterizada por baixa frequência espacial e temporal. Os dados de domínio público fornecidos pela ANA (Agência Nacional de Águas, disponíveis em: www.ana.gov.br/portalsnirh) exemplificam isto: são 97 estações amostrais em toda a bacia amazônica com, em média, 2,72 amostragens por ano para cada estação. A frequência e data das missões de coletas não levam em conta, muitas vezes, o comportamento das hidrógrafas, havendo também muitas lacunas temporais, de forma que as variações sazonais na CSS não podem ser adequadamente avaliadas. Tais características dos dados *in situ* limitam o estudo do transporte da carga sedimentar nos rios amazônicos.

Uma alternativa para avaliação da CSS é a estimativa por meio de sensoriamento remoto (SR). Nesse caso, é possível estudar a distribuição da carga em suspensão em extensas áreas e ainda estudar sua variação temporal (DEKKER; BUKATA, 1999; RITCHIE; SHIEBE, 2000). O estudo de águas opticamente complexas a partir de SR têm avançado principalmente na última década (ODERMATT et al. 2012), mas ainda não há, por exemplo, uma base operacional de produtos de SR com estimativas de concentração de constituintes, como há para as águas oceânicas (como os produtos de cor do oceano). Ou seja, ainda há muitos tópicos de pesquisa em aberto para as águas opticamente complexas, tanto na compreensão da interação da radiação eletromagnética (REM) com os diferentes constituintes, quanto na geração de modelos de estimativa de suas concentrações.

Os dados da série Landsat, em especial os derivados pelo sensor TM, Landsat 5 (TM5), são gratuitos e possuem uma ampla cobertura temporal (série Landsat: 1972 – atual; TM5: 1984 - 2011). Apesar de não serem sensores desenvolvidos especificamente para estudos em água, seus dados têm sido utilizados em muitos trabalhos nesse âmbito (ARANUVACHAPUN; WALLING, 1988; RITCHIE et al. 1987; MERTES et al. 1993; MERTES, 1994; LIU et al. 2003; WANG et al. 2009), bem como dados de outros sensores semelhantes, tais como o HRV (série de satélites SPOT), apoiando-se

nas características de acessibilidade, cobertura temporal e resolução espacial (DEKKER et al. 2002).

Um aspecto a ser considerado no desenvolvimento de modelos de estimativa de constituintes aquáticos é que o componente a ser estimado tenha sinal compatível com as limitações inerentes às resoluções radiométrica e espectral do sensor utilizado. Apesar de ser um sensor de baixa resolução radiométrica, o sensor TM é adequado para o estudo de muitos rios amazônicos de águas brancas, os quais possuem altas concentrações de sedimentos em suspensão, dominadas por partículas inorgânicas que possuem tipicamente um alto sinal de retorno. De fato, os trabalhos recentes mostram que a estimativa da CSS possui melhores resultados do que em relação à estimativa da concentração de clorofila e materiais orgânicos dissolvidos, para uma ampla variedade de sensores (ODERMATT et al. 2012).

As resoluções espacial e temporal estão ligadas às estratégias de amostragem e interpretação dos dados. A resolução espacial do TM permite adquirir dados em muitos rios, praticamente em todas as principais drenagens da região amazônica. Já sua resolução temporal muitas vezes não é adequada, dada a frequente cobertura de nuvens, principalmente nas áreas que não são de águas abertas como nos grandes lagos da planície de inundação do Rio Amazonas. No entanto, muitas séries históricas de estações de campo e grandes áreas que não possuem estações de amostragem poderiam ter um ganho de dados expressivo a partir de estimativas com uso do sensor TM.

Visto que as bacias hidrográficas dos rios da Amazônia estão sendo influenciadas por mudanças de uso e cobertura do solo (CARDILLE; FOLEY, 2003; MORTON, et al. 2005) e também conforme dados do projeto PRODES – (<http://www.obt.inpe.br/prodes>), bem como pela implantação de reservatórios hidrelétricos, a geração de modelos para estimativa da CSS é interessante, dada a dificuldade do monitoramento sistemático por meio de coletas em campo nesta região. Estas estimativas podem fornecer informações sobre as variações da CSS, e suas forçantes, como as mudanças no uso e cobertura do solo, fazendo com que estas interações possam ser melhor compreendidas e avaliadas, dando suporte a políticas públicas para sua mitigação.

Em face do anteriormente discutido, esse trabalho visa responder às seguintes questões: é possível desenvolver um modelo robusto para estimativa da CSS em rios amazônicos opticamente controlados por sedimentos suspensos a partir da integração entre dados do sensor TM e dados sedimentológicos adquiridos em campo? Uma vez gerados, os modelos podem ser utilizados para estimativa da CSS em imagens TM que não possuam dados de referência em campo?

2 OBJETIVO

O objetivo geral dessa pesquisa é gerar um modelo empírico que permita estimar a CSS em rios amazônicos opticamente controlados por sedimentos suspensos (tipicamente os rios de águas brancas). Este trabalho baseia-se na hipótese de que é possível gerar tal modelo a partir da análise conjunta de dados *in situ* e dados radiométricos do sensor TM, mesmo com todas as limitações envolvidas, como por exemplo, o fato deste sensor não ter sido desenvolvido para estudos de qualidade d'água. Para tal, aceita-se o pressuposto de que os valores de reflectância derivados a partir das imagens orbitais TM variam em função dos níveis de CSS. Para alcançar o objetivo geral desta pesquisa, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- 1) avaliar se um modelo único é adequado para toda a área de estudo ou se é necessário gerar modelos regionais;
- 2) avaliar a influência dos diferentes níveis de correção dos dados orbitais na precisão dos modelos;
- 3) analisar se os erros de estimativas dos modelos estão vinculados a fontes de erro, tais como: i) modo discreto de captação da radiância pelo sensor TM; ii) período do ano; iii) ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens; iv) lapso temporal entre as medidas *in situ* e orbitais; e v) local de amostragem;
- 4) avaliar o significado físico das variáveis utilizadas nos modelos;
- 5) aplicar o modelo para recuperação de dados em alguma estação que possua uma série com grande quantidade de dados *in situ* e também lapsos temporais, para avaliação da série estimada perante a série real.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A geração dos modelos proposta neste trabalho demanda de conhecimentos prévios que abrangem basicamente dois grupos: objetos de estudo e as técnicas utilizadas. Os conceitos relacionados aos objetos de estudo abrangem: i) funcionamento dos sistemas fluviais, essencialmente em relação aos processos que atuam no transporte de sedimentos em suspensão, ii) principais características geológicas da bacia hidrográfica amazônica, e iii) principais tipos de água dos rios amazônicos e suas propriedades ópticas. Em relação às técnicas, foram revisados: i) o uso de sensoriamento remoto no estudo de ambientes fluviais, ii) estudos prévios sobre modelos empíricos para estimativa da CSS via SR e o uso da análise de regressão para este fim.

3.1 Sistema fluvial

O sistema fluvial é formado por objetos, como as vertentes, rede de drenagem e planícies de inundação e processos que movem água e sedimentos entre eles (CHARLTON, 2008). O sistema fluvial é composto por subsistemas, em que o sistema morfológico corresponde às formas fluviais e o sistema de processos, ou sistema de fluxos, corresponde aos processos que ligam os componentes morfológicos. Os dois sistemas atuam como um sistema de processo-resposta, em que os processos moldam formas, que por sua vez têm influência sobre os processos (CHARLTON, 2008).

Uma abordagem clássica de segmentação de sistemas fluviais baseia-se na distinção em três zonas no tocante aos principais processos atuantes sobre os sedimentos: i) produção; ii) transferência e iii) deposição (SCHUMM, 1977; CHARLTON, 2008). As variáveis que controlam a intensidade e distribuição destes três processos podem ser diferenciadas em duas classes, internas e externas à bacia de drenagem. As variáveis internas ocorrem dentro do sistema, como densidade de drenagem, declividade das vertentes e padrão de canais. Tais variáveis são influenciadas por elementos externos à bacia hidrográfica, como o clima (principalmente ligado às taxas de precipitação), tectônica, nível de base e atividade humana. A mudança em qualquer uma destas variáveis externas pode gerar uma série de ajustes no sistema fluvial, os quais podem possuir características de retroalimentação positiva ou negativa, ou mesmo efeitos

complexos de ajuste entre variáveis (WOLMAN, 1967; GRAF, 1977; SCHUMM, 1977; CHARLTON, 2008).

A erosão e o transporte de sedimentos pelos rios são controlados pelas interações entre os componentes morfológicos e os processos (externos e internos) que compõem o sistema fluvial. São várias as formas de entrada de sedimentos aos canais (Figura 3.1).

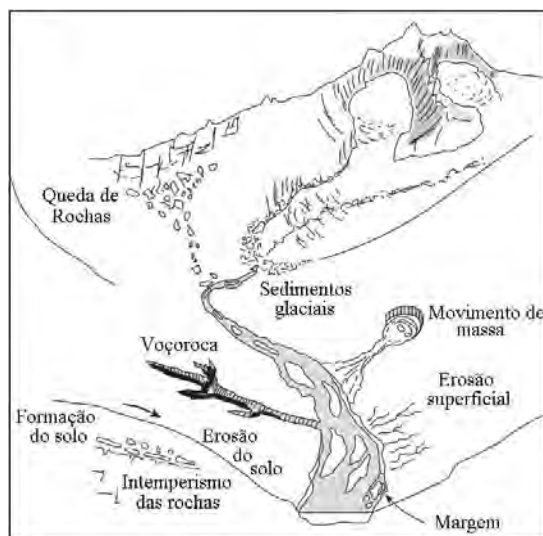


Figura 3.1 – Ilustração de diferentes fontes de sedimento aos canais fluviais.
Fonte: Modificado de Charlton (2008).

Há algumas diferenciações entre os processos descritos na Figura 3.1. Quedas de rochas, movimentos de massa e voçorocas são fontes de sedimentos com grande capacidade de suprimento. No entanto, os processos são extremamente pontuais no tempo e no espaço, fornecendo material às drenagens em episódios de fortes tempestades, por exemplo. Estas fontes de sedimentos são comuns em cadeias montanhosas, em que a declividade possui um papel importante, fornecendo a energia potencial para o início do movimento das partículas. Em ambientes orogênicos, como nos Andes, estes processos também se relacionam com processos tectônicos, em que movimentos da crosta podem dar início a movimentos de massa e queda de rochas.

As voçorocas podem ocorrer naturalmente, devido a desequilíbrios entre as forças erosivas e de resistência do substrato, as quais, por sua vez, podem ser causadas por mudanças climáticas ou eventos tectônicos de mudanças de níveis de base, por

exemplo. As voçorocas também são formas comuns em ambientes antrópicos, agrícolas e urbanos, em que a mudança dos níveis de infiltração da água no solo, causada pelas mudanças de uso e cobertura do solo, levam ao aumento do escoamento superficial, que por sua vez propicia a erosão do solo.

A erosão superficial e a erosão marginal são processos que podem ser extremamente pontuais ou difusos, em função das condições ambientais locais. A erosão superficial transporta as partículas mais superficiais do solo, sendo extremamente prejudicial à sua fertilidade, enquanto que a erosão marginal ocorre nos canais fluviais, em momentos em que a força das águas é superior à força de resistência do substrato marginal ou do próprio leito, levando ao início do movimento de partículas.

A rede de drenagem tem sido interpretada tradicionalmente apenas como um sistema transportador de sedimentos e gerador de mudanças na paisagem, possuindo um forte papel no transporte de sedimentos dos continentes para os oceanos (LEOPOLD et al. 1964). No entanto, Phillips (2010) atenta ao fato de que rios são essencialmente elementos hidrológicos, em que seu princípio básico é a drenagem do excesso de umidade dos continentes para os oceanos. Portanto, a erosão e o transporte de sedimentos são subprodutos da disponibilidade de energia e material sedimentar nas áreas de drenagem, não sendo sempre possível estabelecer relações de causa-efeito entre suprimento sedimentar e capacidade de transporte das drenagens (PHILLIPS, 2010).

A erosão e o transporte de sedimentos são, portanto, função tanto da disponibilidade de energia no sistema quanto da fonte sedimentar. A quantidade de energia varia conjuntamente com as características do regime de precipitação (quantidade e intensidade), bem como a altura na qual a água se encontra em relação a um determinado nível de base (energia potencial). A disponibilidade sedimentar depende das características geológicas e pedológicas do substrato, em que rochas menos sensíveis aos processos intempéricos e as partículas de solo mais coesas são mais difíceis de serem erodidas. Além das características do substrato, outro fator primordial à disponibilidade sedimentar é a cobertura do solo, que em escalas continentais pode ser entendida como a cobertura vegetal. Quanto maior é o grau de cobertura vegetal de

uma área, menor é a exposição às ações erosivas das chuvas. Embora este conceito seja bem fundamentado em geomorfologia fluvial, os terrenos terciários do sudoeste amazônico não seguem esta premissa, pois são áreas de cobertura florestal extremamente densa que possuem uma alta produção de sedimentos (LATRUBESSE et al. 2005).

A ação humana também possui um papel importante na produção de sedimentos em sistemas fluviais. Segundo Graf (1977), os sistemas fluviais são especialmente susceptíveis aos distúrbios provocados pelo homem devido à sua ocorrência quase ubíqua e sensibilidade às mudanças de uso do solo. Anteriormente à ocupação humana, um canal fluvial está muitas vezes em um estado próximo ao equilíbrio em relação às condições de geologia e clima, o qual pode ser profundamente alterado devido às mudanças na cobertura do solo.

3.1.1 Sensoriamento remoto no estudo de sistemas fluviais

O sensoriamento remoto tem sido utilizado na pesquisa de sistemas fluviais em diversas escalas temporais e espaciais (GILVEAR; BRYANT, 2003). Em relação ao domínio espacial, observa-se um grande contraste de escalas nos trabalhos de Sippel et al. (1998) e Guy (1974) e Nelson et al. (2006), por exemplo. Técnicas de sensoriamento remoto passivo na região espectral de microondas foram utilizadas por Sippel et al. (1998) para avaliação de extensas áreas alagáveis na Amazônia. Guy (1974) e Nelson et al. (2006) desenvolveram estudos detalhados em pequenas áreas sobre erosão e transporte de sedimentos em canais fluviais urbanos. Em relação ao domínio temporal, o mesmo observa-se na comparação entre os estudos de paleoformas fluviais por meio de modelagens digitais do terreno, como por exemplo, o trabalho de Hayakawa, et al., (2010), e os estudos de dinâmicas atuais que podem variar em escalas diárias, como o transporte de sedimentos em suspensão (MARTINEZ et al. 2009; WANG, 2009). O estudo das propriedades da água, incluindo a CSS, tem sido citado como uma das aplicações do sensoriamento remoto em ambientes fluviais (RITCHIE; SHIEBE, 2000; MERTES, 2002; GILVEAR; BRYANT, 2003).

De fato, a amplitude de aplicações bem sucedidas de análise de ambientes fluviais a

partir de dados do sensoriamento remoto tem aumentado com o lançamento de novos instrumentos com melhores características de calibração radiométrica e com os avanços da capacidade de processamento de dados dos computadores nas últimas décadas (MERTES, 2002).

Marcus e Fonstad (2010) também confirmam o crescente aumento do uso de sensoriamento remoto no estudo de rios e ambientes fluviais, por causa de: i) crescente necessidade de dados que documentem e explorem toda a amplitude de variações espaciais e temporais dos sistemas fluviais; ii) as tecnologias envolvidas possuem baixo custo de aquisição, processamento e análise dos dados em diversas escalas e iii) o crescente envolvimento de pesquisadores de sistemas fluviais com as geotecnologias. Entretanto, Marcus e Fonstad (2010) afirmam que a maior parte das aplicações do sensoriamento remoto de rios e ambientes fluviais não são desenvolvidas por agências e programas governamentais de monitoramento ambiental, mas pela esfera acadêmica, o que mostra a necessidade de estudos que envolvam diretamente a aplicação das técnicas à compreensão do funcionamento dos ambientes fluviais.

3.2 Bacia hidrográfica amazônica

3.2.1 Aspectos geológicos gerais

O substrato geológico da bacia hidrográfica amazônica possui origens diversas, as quais resultam em diferentes morfologias e unidades de paisagem. Quatro principais unidades morfoestruturais podem ser observadas: i) Cadeia Andina; ii) Escudo das Guianas; iii) Escudo Brasileiro, e iv) Planície Fluvial (FILIZOLA; GUYOT, 2011), as quais estão representadas na Figura 3.2.

A Cadeia Andina é formada por processos orogênicos recentes, vinculados às forças geradas pela colisão na borda convergente das placas tectônicas de Nazca e Sul Americana. Embora a Cadeia Andina ocupe apenas 13% da bacia amazônica, ela possui um papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos dos rios amazônicos (McCLAIN; NAIMAN, 2008).

As unidades cratônicas do Escudo das Guianas e o Escudo brasileiro são formadas pelo cráton amazônico, uma das maiores áreas cratônicas do mundo (TASSINARI;

MACAMBIRA, 1999). Este cráton possui subunidades com diferentes características de idade, estruturas, litologias e evidências geofísicas (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; LEITE; SAES, 2000). Os dois escudos são separados pelas bacias sedimentares paleozóicas do Amazonas e do Solimões, que constituem parte da planície fluvial (Figura 3.2).

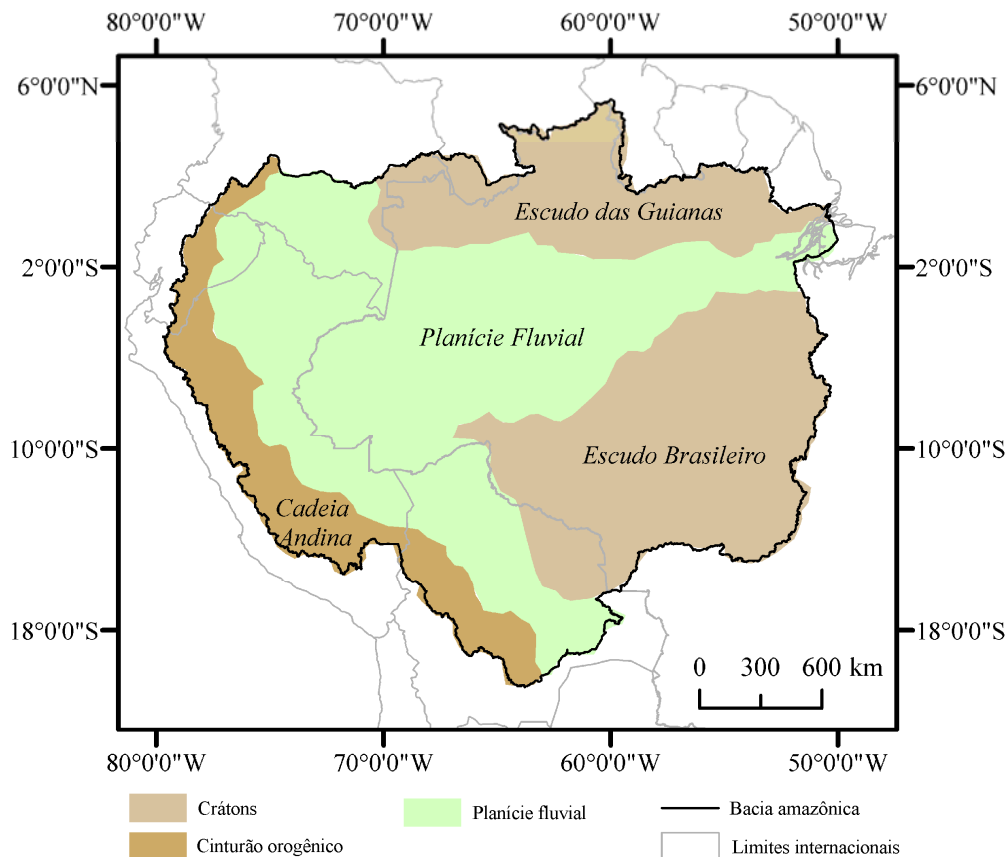


Figura 3.2 – Unidades morfoestruturais da bacia amazônica.

Fonte: Modificado de Filizola e Guyot (2011).

As duas bacias sedimentares possuem grandes extensões, constituindo uma expressiva bacia interior com orientação Leste – Oeste (MILANI; ZALÁN, 1999). A unidade Planície Fluvial distribui-se principalmente ao longo da área das bacias sedimentares, ocorrendo também sobre depósitos quaternários nos escudos cristalinos.

O sudoeste da bacia amazônica, nas cabeceiras de drenagem dos rios Purus e Juruá, é marcado pelo arco de Fitzcarraldo (RÄSÄNEN et al. 1987), que tem sua origem vinculada à subducção da placa de Nazca (Figura 3.3). O arco é uma feição topográfica

Figure 1 is a topographic map of the Nazca Plate and surrounding regions. The map shows the Nazca Plate, Nazca Ridge, Nazca Front (NAFB), Ecuadorian Andean Back (EAB), Subandean Thrust Front (SAFB), and Fitzcarrald Arch. It includes a reconstruction of the Nazca Ridge at 11.2 Ma, a present-day reconstruction of the Nazca Ridge, and a scale bar. The map is bounded by 85°W to 60°W and 5°S to 20°S. A color scale for topography in meters is provided at the bottom.

3.2.2 Tipos de água

13

Muitas das principais drenagens amazônicas se originam na cadeia andina em países como Peru, Colômbia e Bolívia. São drenagens tropicais típicas de cinturões orogênicos montanhosos (LATRUBESSE et al. 2005) que transportam altas cargas de sedimentos finos, como siltes e argilas em suspensão, sendo chamadas de águas brancas (SIOLI, 1984; AB'SÁBER, 2003; JUNK et al. 2011). A origem desse material sedimentar é vinculada às altas taxas de soerguimento do cinturão orogênico andino em conjunto com as altas taxas de precipitação (LATRUBESSE et al. 2005), que propiciam uma forte energia potencial disponível para erosão e transporte de partículas. Ainda que tais drenagens atravessem regiões distintas daquelas que a originaram, as características d'água permanecem sob forte influência dos sedimentos em suspensão provenientes dos Andes (McCLAIN; NAIMAN, 2008). Os rios de águas brancas do sudoeste amazônico, notadamente os rios Purus e Juruá, possuem uma origem geológica distinta dos outros rios de água branca, que drenam os Andes. O transporte de sedimentos desta área é resultante do arco de Fitzcarraldo, uma estrutura muito mais recente do que os Andes (ESPURT et al. 2007).

Outro conjunto de drenagens amazônicas origina-se em terras baixas de áreas cratônicas e de bacias sedimentares do domínio dos cerrados (AB'SÁBER, 2003). Tais drenagens são caracterizadas pela baixa quantidade de sedimentos (LATRUBESSE et al. 2005). Estas são as águas claras (SIOLI, 1984), ou ligeiramente esverdeadas (AB'SÁBER, 2003), provenientes de bacias hidrográficas de relevos suaves, que drenam pequena parte da Bacia Sedimentar Amazônica, o Escudo Brasileiro ao sul do Rio Amazonas, e também, em menor proporção, o Escudo das Guianas ao norte. O menor transporte de carga sedimentar dos rios de águas claras está vinculado com estas características geológicas, já que tais relevos são mais erodidos, e não há tanta energia potencial disponível como na cadeia andina. No entanto, uma característica intrínseca a esta região são as mudanças de uso e cobertura do solo, onde extensas áreas florestais e de cerrado foram retiradas para atividades agropecuárias (CARDILLE; FOLEY, 2003; MORTON, et al. 2005) e também conforme dados do PRODES (www.obt.inpe.br/prodes/index.html). Estas mudanças no uso e cobertura do solo fazem com que haja uma menor proteção física do solo em relação à ação erosiva da chuva, o

que pode levar os rios desta região a transportarem maiores concentrações de sedimentos em suspensão.

A estrutura geológica das bacias hidrográficas dos rios de águas pretas é semelhante à das bacias de água clara. Tais drenagens estão localizadas em grandes porções do Escudo das Guianas e nas bacias sedimentares amazônicas, mas possuem características muito distintas de pedologia, precipitação e cobertura do solo em relação às bacias de água clara. Ab'sáber (2003) faz uma descrição breve sobre a origem geográfica dos compostos formadores das águas pretas, e Barbosa (2005) revisa os processos químicos e biológicos de sua origem.

Junk et al. (2011), tendo como base tais considerações, geraram uma classificação dos principais rios da bacia amazônica segundo os tipos de águas (Figura 3.4). Apesar de ser considerado como um rio de água branca, o Rio Amazonas, possui uma mistura complexa de todos os tipos de água citados anteriormente, bem como de componentes originados em sua vasta planície de inundação (BARBOSA, 2005).

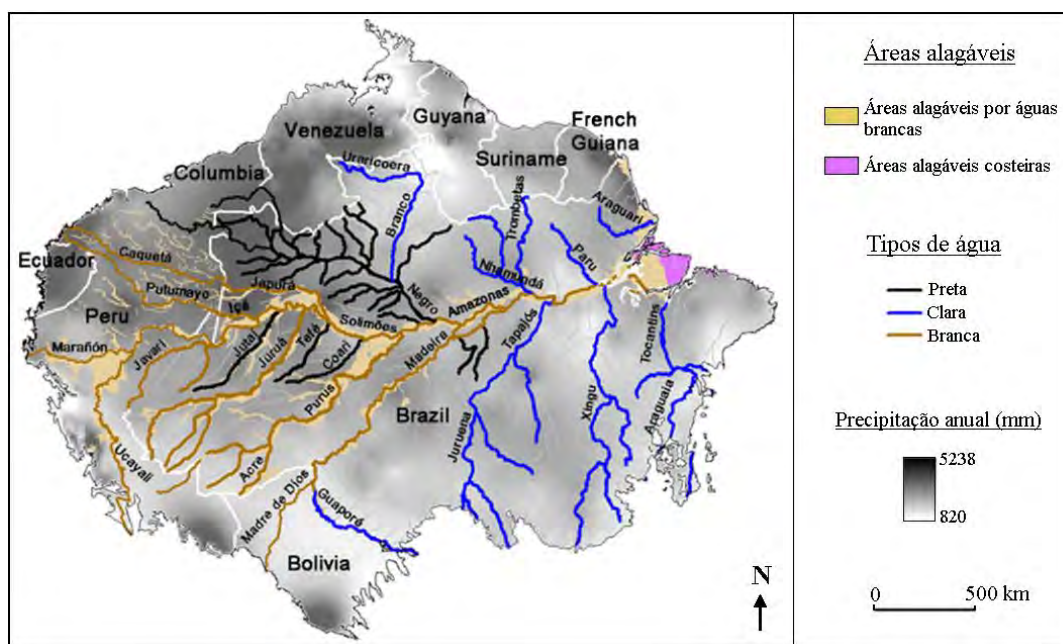


Figura 3.4 – Tipo de água dos principais rios amazônicos.
Fonte: Modificado de Junk et al. (2011).

3.2.3 Estudos prévios sobre sedimentos em suspensão

Os sedimentos em suspensão nos rios amazônicos possuem um importante papel no ciclo biogeoquímico da bacia hidrográfica amazônica, bem como sobre a ecologia associada aos ambientes fluviais (McCLAIN; NAIMAN, 2008; JUNK et al. 2011). A ocorrência das águas brancas, com altos níveis de CSS é um dos principais fatores que discriminam os tipos de áreas alagáveis na Amazônia (JUNK et al. 2011).

A CSS, bem como o transporte total de sedimentos em suspensão em rios amazônicos tem sido um tema de interesse de pesquisas desde a década de 1950 (GIBBS, 1967; MEADE, et al. 1979; MEADE, 1984; 1994). No entanto, a maior parte dos estudos se concentra na porção central da planície de inundação (FILIZOLA; GUYOT, 2011). Além disso, grande parte destes estudos visa a estimativa da descarga sólida anual do Rio Amazonas, pois as estimativas variam entre 500 e 1300 milhões de toneladas por ano (FILIZOLA et al. 2011b).

Estudos do fluxo de sedimentos em suspensão que abrangem todas as principais drenagens amazônicas são mais raros (FILIZOLA; GUYOT, 2011), como o estudo de Filizola e Guyot (2009). Estes estudos foram baseados em coletas *in situ* em campanhas de campo ou a partir da base de dados da ANA (Agência Nacional de Águas) e do programa HYBAM (*Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin*).

O sensoriamento remoto tem sido utilizado para o estudo da CSS no Rio Amazonas e principalmente em suas áreas alagáveis. Com uso de imagens Landsat MSS e TM, Mertes et al. (1993) geraram um modelo para estimativa da CSS em um trecho da Amazônia central, próximo à Manacapuru e Mertes (1994) aplicou esse modelo para estimar as taxas de sedimentação na planície de inundação do mesmo trecho. Martinez et al. (2009) utilizam dados MODIS para estimativa da CSS no Rio Amazonas, para a estação de Óbidos, em um intervalo temporal de aproximadamente oito anos, em que a série estimada demonstrou o padrão sazonal esperado da carga suspensa deste rio. Villar et al. (2012), utilizaram dados MODIS para recuperação de séries temporais de CSS para os rios Marañon e Ucayali, no Peru, os quais forneceram estimativas consistentes

com dados de estações próximas, à jusante e à montante dos locais em que os modelos foram aplicados.

3.3 Propriedades ópticas inerentes (POI)

O estudo dos materiais presentes na água via sensoriamento remoto baseia-se na análise dos componentes opticamente ativos (COAs). Os COAs são componentes microscópicos que ao interagir com a REM produzem uma alteração no campo de luz emergente do corpo d'água (SHALLES, 2006). Tal interação depende das POIs (propriedades ópticas inerentes, dadas por coeficientes de espalhamento e absorção) de cada COA. Os COAs mais frequentemente encontrados nos corpos d'água são: água pura, diversos tipos de pigmentos presentes em fitoplâncton, sedimentos inorgânicos minerais e materiais orgânicos dissolvidos. Os três tipos de água amazônicos citados anteriormente possuem proporções típicas de COAs específicos, de forma que suas POIs podem ser caracterizadas.

Muitos trabalhos prévios focaram no estudo de águas com altas concentrações de sedimentos finos em suspensão, típicas de águas brancas, a partir de dados de laboratório (NOVO et al. 1989a; NOVO et al. 1991; GODIN et al. 1993; LODHI et al. 1997). Com uso de dados orbitais multiespectrais, outros trabalhos focam na estimativa da CSS em grandes rios, como no Amazonas (MERTES et al. 1993; MERTES, 1994; MARTINEZ et al. 2009), Mississipi – Estados Unidos - (RITCHIE et al. 1987; RITCHIE et al. 1990), e no Amarelo - China - (ARANUVACHAPUN; WALLING, 1988; WANG et al. 2009). Tais estudos demonstram que há uma dependência da radiância ascendente do corpo d'água em relação a CSS, de forma que o aumento da CSS provoca o aumento do sinal refletido pelo volume de água. No entanto, conforme encontrado por Curran e Novo (1988) e Ritchie e Shiebe (2000) não há uma concordância entre os autores sobre a faixa espectral mais adequada para a estimativa da CSS. A literatura mostra o uso desde a faixa do verde até a do infravermelho próximo. Isso ocorre porque a relação entre refletância e CSS varia espectralmente, de acordo com as características de composição da água e tamanho e concentração das partículas. Para maiores valores de CSS, o pico de refletância desloca-se para comprimentos de

onda maiores (CURRAN; NOVO, 1988; HAN; RUNDQUIST, 1996; LODHI et al. 1997; RITCHIE; SHIEBE, 2000).

As águas pretas possuem altas concentrações de substâncias húmicas. Tais substâncias possuem elevados coeficientes de absorção em faixas de comprimentos de ondas mais curtos, os quais decaem exponencialmente com o aumento do comprimento de onda (DEKKER, 1993). Isto faz com que o sinal proveniente da água seja extremamente influenciado pela presença de substâncias húmicas nas faixas espectrais do azul e verde. A alta absorção da REM por este componente faz com que o sinal radiante de um corpo d'água seja muito baixo, mesmo que possua altos valores de CSS.

Em situações típicas, as águas claras possuem baixas concentrações de COAs, de forma que em alguns casos seu comportamento espectral assemelha-se com o da água pura, quando não há efeitos de reflexão da REM pelo material do leito. Entretanto, podem ocorrer variações temporais, pois tais corpos d'água estão sujeitos às mudanças sazonais da concentração de fitoplâncton e eventualmente de sedimentos em suspensão.

Apesar de os principais tipos de água possuírem POIs bem definidas por seus COAs, para os casos em que há mistura de componentes, a resposta espectral da água pode assumir uma complexidade maior. Quibell (1991) e Han et al. (1994), por exemplo, apresentam experimentos sobre a resposta espectral da água com mistura entre sedimentos em suspensão e clorofila, que é uma condição comum nas planícies de inundação do baixo Rio Amazonas, segundo Barbosa (2005) e Novo et al. (2006).

Exemplos de espectros obtidos por meio de dados TM dos três tipos de água citados podem ser observados na Figura 3.5. Os espectros das águas brancas foram obtidos no Rio Madeira (RO), possuindo forte influência dos sedimentos em suspensos. O espectro de água clara foi obtido no Rio Teles Pires (MT), no qual nota-se uma leve influência de fitoplâncton e sedimentos. Os espectros das águas pretas são de planícies de inundação amazônicas em diferentes datas, os quais são muito similares, com valores muito baixos de fator de reflectância bidirecional de superfície (FRBs).

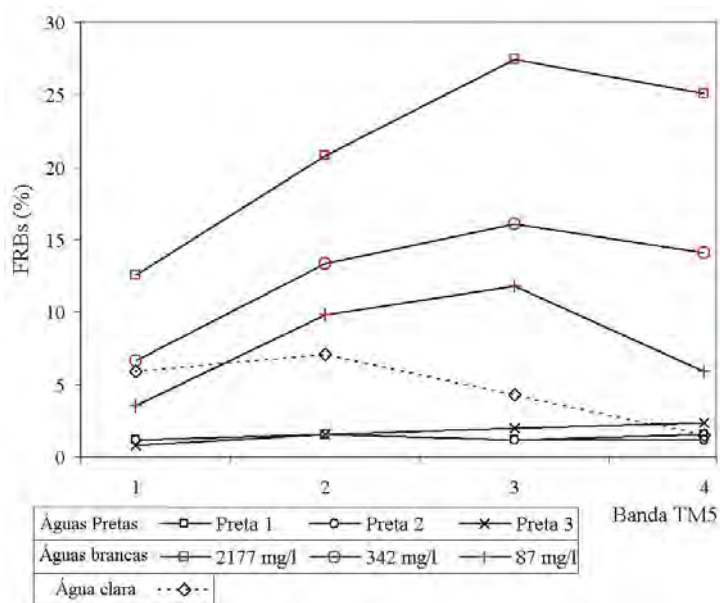


Figura 3.5 – Exemplos de espectros obtidos por meio de imagens TM dos três principais tipos de água dos rios amazônicos. Os exemplos de águas brancas variam em função de diferentes níveis de CSS.

Fonte: Adaptado de Montanher et al. (2013).

3.4 Modelos empíricos de estimativa de CSS a partir de sensoriamento remoto

Há três abordagens metodológicas gerais para o desenvolvimento de modelos que relacionam a concentração de constituintes presentes na água com valores de radiância ou reflectância: abordagem empírica, semi-empírica e analítica (MOREL; GORDON, 1980). A modelagem das características espectrais de corpos aquáticos por meio da abordagem analítica requer a determinação das propriedades ópticas inerentes dos constituintes opticamente ativos na água, tais como: coeficientes de absorção e espalhamento (DEKKER et al. 1995). A abordagem analítica é baseada em modelos de transferência radiativa, sendo fisicamente mais consistente, possuindo a vantagem de considerar com maior precisão as interações da REM com o meio físico, e com isso, produz estimativas dos COAs com maior precisão (DEKKER et al. 2002). Modelos semi-analíticos e analíticos têm sido aplicados ao estudo dos COAs atualmente (GITELSON et al. 2008; YANG et al. 2011). Apesar de sua consistência, esta abordagem ainda não é utilizada amplamente no monitoramento de CSS, a não ser em estudos experimentais, dada à escassez de medidas das propriedades ópticas específicas necessárias a sua parametrização.

Já as outras duas abordagens apoiam-se em relações estatísticas entre as propriedades espectrais e os parâmetros de qualidade da água medidos (RITCHIE; SHIEBE, 2000). A abordagem semi-empírica, no entanto, utiliza informações sobre as características ópticas e espectrais dos constituintes para a escolha das melhores bandas espectrais e para o desenvolvimento dos modelos (RITCHIE; SHIEBE, 2000).

As relações empíricas são expressas por funções que dependem da composição e amplitude de concentração dos componentes da água e da faixa espectral (CURRAN; NOVO, 1988; RITCHIE; SHIEBE, 2000). A Tabela 3.1 apresenta as características de alguns modelos empíricos, estimadores da CSS, gerados com dados de sensores da série de satélites Landsat.

Tabela 3.1 – Modelos empíricos baseados em dados da série de satélites Landsat

Sensor	Informação espectral	(mg/l) *	R ²	Intervalo de CSS (mg/l)	Referência	Área de estudo**
MSS/TM	Bandas 1 a 4	± 20	-	5,6 - 207	MERTES et al. (1993)	1
MSS	Banda 5	-	0,96	~ 0 - 10 ⁵	ARANUVACHAPUN e WALLING (1988)	2
MSS	Bandas 4 a 7	±18,1	0,95	1 - 279	RITCHIE et al. (1987)	3
MSS	Bandas 5 e 7	-	0,81	2,1 – 66,4	KHORRAM, (1985)	4
ETM+	Banda 4	- 46	0,88	22 – 2610	WANG et al. (2009)	2

*Erro médio de estimativa; **1 – Rio Amazonas; 2 – Rio Amarelo (China); 3 – Rio Mississippi (Estados Unidos); 4 - Baía de São Francisco (Estados Unidos).

Os autores citados na Tabela 3.1 afirmam que os modelos empíricos desenvolvidos podem ser utilizados para fins de monitoramento e gerenciamento ambiental, mas que deveriam ser realizados estudos adicionais para validação das equações. Com isso, muitos desses modelos são passíveis de aplicação apenas sobre as imagens para as quais foram gerados, não sendo úteis para quantificação da CSS em outras datas (RITCHIE e SHIEBE, 2000), ou seja, não são adequados para a proposta de monitoramento da CSS. Para tal, os modelos devem ser desenvolvidos com base em

várias imagens em diferentes datas, que abranjam a amplitude e as variações na composição da CSS desejadas.

3.4.1 Modelos empíricos e Análise de regressão

Idealmente, à medida que aumenta a CSS na água, há um aumento do retroespalhamento da REM, e consequentemente um aumento da reflectância do corpo d'água (relação dependente do comprimento de onda). Em experimentos sob condições controladas de laboratório, por exemplo, são encontradas fortes relações entre estas duas variáveis (NOVO et al. 1989b; NOVO et al. 1991; LODHI et al. 1997). Entretanto, quando um conjunto de coletas de campo de CSS, por exemplo, é relacionado a dados de reflectância, há uma dispersão dos dados em relação à curva, ou reta de ajuste, como já foi observado em diversos trabalhos (KHORRAM, 1985; RITCHIE et al. 1987; ARANUVACHAPUN; WALLING, 1988; RITCHIE et al. 1990; MERTES et al. 1993; MERTES, 1994; MARTINEZ et al. 2009; WANG et al. 2009; MONTANHER; SOUZA FILHO, 2011). Tal dispersão ocorre devido a diversos fatores: reflexão especular (REM que é refletida na superfície da água e não interage com os componentes), correção atmosférica inadequada, baixa resolução radiométrica dos sensores e a heterogeneidade de substâncias presentes nos diferentes locais e datas de coleta, pois a presença de outros COAs (como o fitoplâncton e o material orgânico dissolvido) interfere na interação da REM com os sedimentos.

Nos modelos empíricos, a análise de regressão é o método usualmente utilizado para expressar a relação entre a REM refletida e a CSS. Esse método permite que a variável dependente (CSS) possa ser estimada em função de uma ou mais variáveis independentes (KUTNER et al. 2005), sendo o meio formal de expressar os dois elementos essenciais de uma relação estatística: i) uma tendência sistemática da variável dependente Y modificar-se com a variável independente X; ii) uma dispersão dos pontos em torno da curva da relação estatística. Essas duas características estão presentes no modelo de regressão por meio das premissas: i) há uma distribuição de probabilidade de Y para cada nível de X; ii) as médias destas distribuições de probabilidade variam de forma sistemática com X (KUTNER et al. 2005). O modelo de regressão linear simples possui a seguinte estrutura:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X + \xi \quad (3.1)$$

Em que:

Y = variável dependente;

β_0 = intercepto populacional;

β_1 = inclinação populacional;

X = variável independente;

ξ = desvio do Y em relação a seu valor estimado pela reta ajustada (componente aleatório).

O modelo de regressão linear simples apresentado na Equação 3.1 leva em conta apenas uma variável independente. Contudo, há muitos casos em que há mais de uma variável que influencia na resposta da variável dependente. Khorram (1985), por exemplo, utilizou a regressão múltipla para estimar a CSS na Baía de São Francisco, tendo como variáveis independentes a reflectância nas bandas 5 e 7 do sensor MSS, e Whitlock et al. (1982) recomendam fortemente o uso de mais de uma variável independente (mais de uma banda espectral). Para a análise de regressão destes casos, a regressão múltipla pode ser adotada, com a inclusão de muitas variáveis independentes e seus respectivos coeficientes de inclinação populacional.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A Figura 4.1 apresenta a sequência metodológica adotada na execução deste trabalho. As etapas serão discutidas na sequência apresentada.

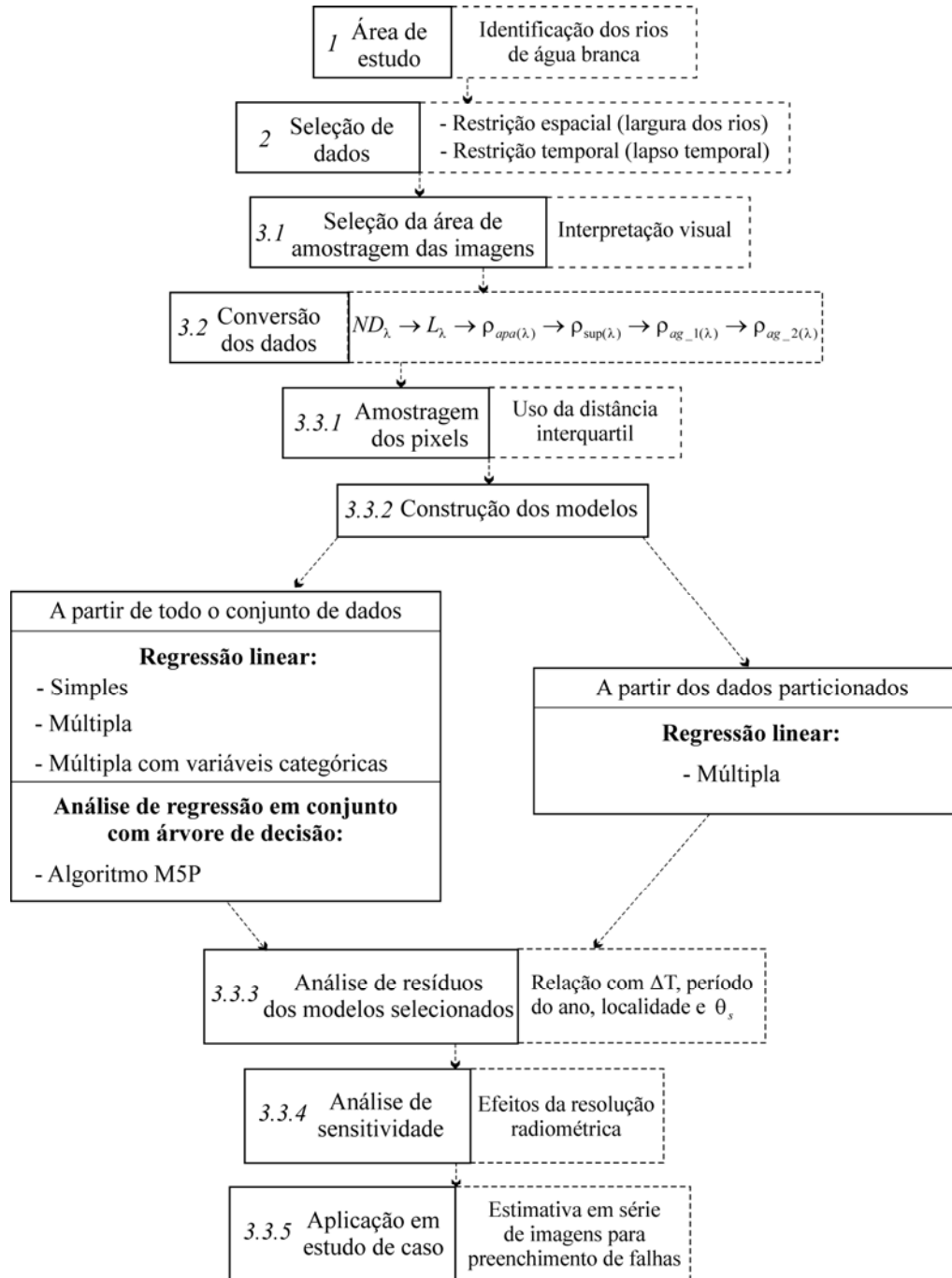


Figura 4.1 – Fluxograma metodológico.

4.1 Área de estudo

Como este trabalho objetiva gerar modelos para estimativa da CSS em rios amazônicos, os rios de interesse são os que contêm águas opticamente controladas por sedimentos em suspensão, essencialmente formados por partículas inorgânicas. Na bacia hidrográfica amazônica os rios de águas brancas são tipicamente influenciados por este constituinte opticamente ativo (SIOLI, 1984; McCLAIN; NAIMAN, 2008; JUNK et al. 2011). Sua ocorrência está intimamente ligada às forças de erosão e transporte de sedimentos (SIOLI, 1984; McCLAIN; NAIMAN, 2008), sendo a cadeia Andina, e os processos orogênicos associados à sua formação, a principal fonte de sedimentos em suspensão. Entre 90 e 95% da produção de sedimentos suspensos da bacia hidrográfica do Rio Amazonas é proveniente dos tributários Andinos (MEADE, 1994; LATRUBESSE et al. 2005), os quais ocupam apenas cerca de 13% da área de drenagem à montante de Óbidos (PA) (McCLAIN; NAIMAN, 2008). No entanto, os terrenos sedimentares terciários do sudoeste da Amazônia também representam uma fonte considerável de sedimentos em suspensão (LATRUBESSE et al. 2005).

Portanto, a área de estudo deste trabalho abrange as estações de coleta localizadas em rios influenciados pela produção de sedimentos dos Andes e dos terrenos terciários do sudoeste amazônico (Figura 4.2). Os rios formados unicamente por tributários de águas pretas e/ou claras não serão tratados.

4.2 Seleção de dados

4.2.1 Dados de campo de CSS

A ANA possui estações de coleta de dados hidrológicos em todo o país, distribuídas pelas principais bacias hidrográficas. Todas as séries históricas estão disponíveis no site: <http://www.ana.gov.br/portalsnirh/>. Neste trabalho foram utilizados apenas dados de CSS (mg/l). Os dados de todas as estações de coleta de sedimentos dos rios amazônicos de águas brancas foram adquiridos, incluindo aqueles provenientes de estações que não estão mais em operação. Também foram adquiridos dados coletados pelo programa ORE HYBAM a partir do site: <http://www.ore-hybam.org/>. Esta base de

dados constitui-se de coletas de alta frequência temporal desde 1995 em diversos rios da bacia hidrográfica amazônica.

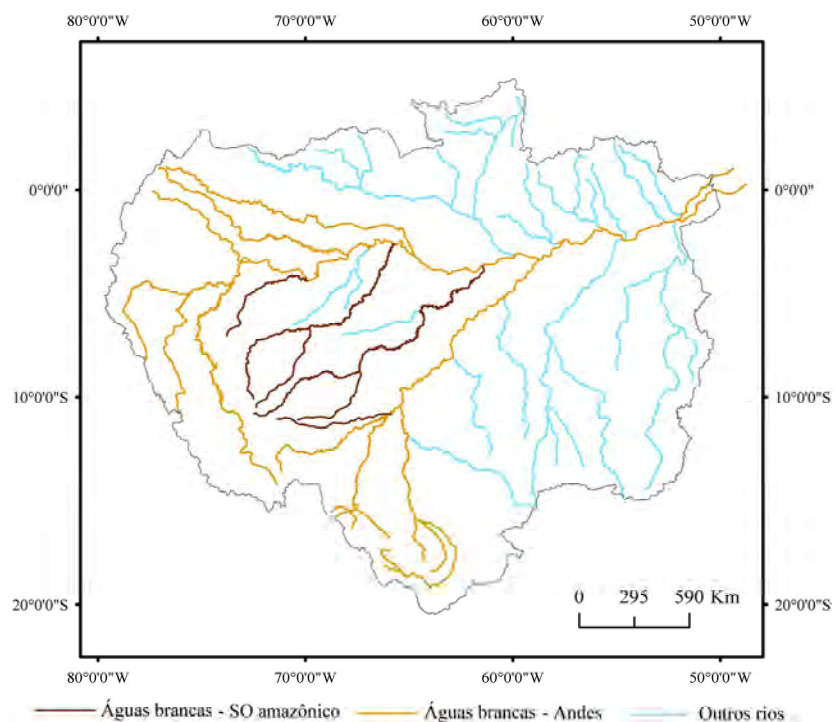


Figura 4.2 - Diferenciação entre rios de água branca com origem nos Andes, rios de água branca com origem no sudoeste amazônico (Arco de Fitzcarraldo) e rios de outros tipos de águas (águas pretas e claras).

Tendo em vista a resolução espacial nominal do TM, de 30 metros, há uma limitação espacial inerente ao uso deste dado. Foi definido então um limiar para seções transversais dos canais, considerando-se como estações viáveis apenas aquelas cuja seção transversal fosse compatível com a resolução espacial do sensor TM. Assim sendo, foram incluídas no estudo apenas estações localizadas em canais fluviais com seções transversais superiores a 100m de largura. Admite-se que, nestas seções, as amostras do sinal refletido pela água não sofrerão contaminação dos pixels dos materiais correspondentes às margens. Esta classificação mostrou que 27 estações da ANA em rios de águas brancas possuem seções maiores do que 100m. No entanto, a avaliação preliminar dos dados destas estações mostrou que seis possuem uma quantidade de dados muito pequena, não tendo qualquer coleta em datas próximas aos

imageamentos TM. Portanto, o número de estações da ANA viáveis para este estudo ficou reduzido a 21 estações (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Identificação das estações de coleta utilizadas da ANA

Identificação	Estação	Código	Rio	Município/Estado
1	Ipiranga Velho	11450000	Içá	Santo Antônio do Içá/AM
2	Vila Bittencourt	12845000	Japurá	Japurá/AM
3	Feijó	12650000	Envira	Feijó/AC
4	Cruzeiro do Sul	12500000	Juruá	Cruzeiro do Sul/AC
5	Eirunepé	12550000	Juruá	Eirunepé/AM
6	Gavião	12840000	Juruá	Carauari/AM
7	Arumã - Jusante	13962000	Purus	Beruri/AM
8	Lábrea	13870000	Purus	Lábrea/AM
9	Seringal Fortaleza	13750000	Purus	Pauni/AM
10	Seringal da Caridade	13410000	Purus	Boca do Acre/AM
11	Abunã	15320002	Madeira	Porto Velho/RO
12	Porto Velho	15400000	Madeira	Porto Velho/RO
13	Humaitá	15630000	Madeira	Humaitá/AM
14	Manicoré	15700000	Madeira	Manicoré/AM
15	Fazenda Vista Alegre	15860000	Madeira	Novo Aripuanã/AM
16	Guarajá-Mirim	15250000	Mamoré	Guarajá-Mirim/RO
17	Teresina	11200000	Solimões	Tabatinga/AM
18	São Paulo de Olivença	11400000	Solimões	São Paulo de Olivença/AM
19	Itapéua	13150000	Solimões	Coari/AM
20	Manacapuru	14100000	Solimões	Manacapuru/AM
21	Óbidos	17050001	Amazonas	Óbidos/PA

As estações de rios de águas brancas da base HYBAM também foram avaliadas pelas características de tamanho da seção transversal e quantidade de dados. Cinco estações foram utilizadas (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Identificação das estações de coleta utilizadas do programa HYBAM

Identificação	Estação	Código	Rio	Município/Estado/País
12	Porto Velho	15400000	Madeira	Porto Velho/RO
15	Fazenda Vista Alegre	15860000	Madeira	Novo Aripuanã/AM
21	Óbidos	17050001	Amazonas	Óbidos/PA
22	Borja	10064000	Marañón	Borja/Perú
23	Rurrenabaque	15275100	Beni	Rurrenabaque/Bolívia

Como três estações de coleta ocorrem em ambas as bases de dados, o número total de estações de coleta utilizadas nesse estudo foi de 23, cuja distribuição espacial pode ser observada na Figura 4.3.

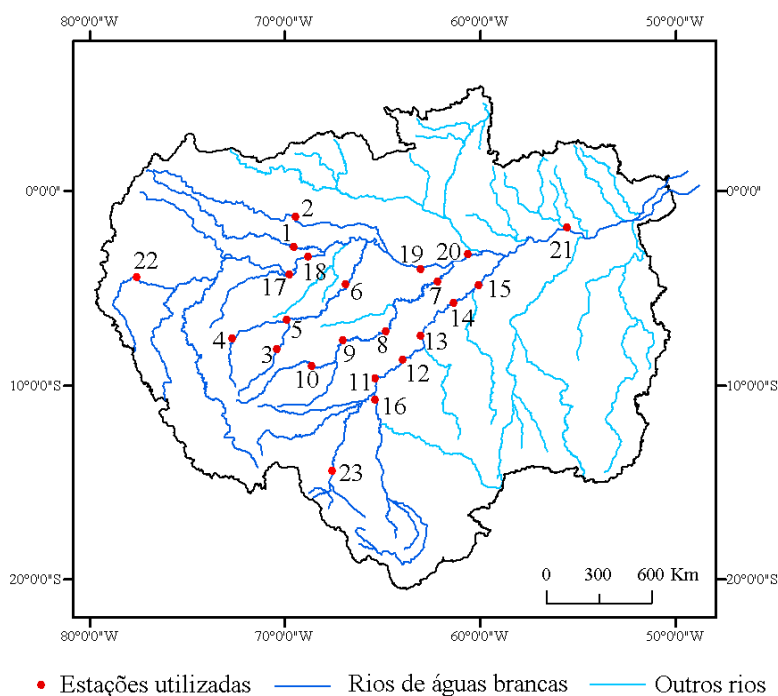


Figura 4.3 – Localização das estações de coleta de CSS.

Todo o conjunto de dados de CSS constitui-se de 507 amostras cujos valores variam entre 0 e 7836 mg/l. Metade das amostras, entretanto, apresentam valores abaixo de 112 mg/l, e 90% delas abaixo de 450 mg/l (Figura 4.4). Em relação à procedência dos dados, 52% são dados da ANA, enquanto que o restante são dados do programa HYBAM. Grande parte das imagens é da década de 2000, embora haja poucas imagens de 2002, ano em que houve falhas na operação do satélite (Figura 4.5). Há poucas imagens da década de 80 devido à escassez de imagens quase simultâneas aos dados de campo para este período. Em relação à distribuição anual, há uma maior quantidade de imagens no período compreendido entre julho e novembro, devido à menor cobertura de nuvens (Figura 4.5).

Os dados de campo envolvem onze diferentes rios, sendo que os rios Madeira, Solimões, Amazonas e Purus possuem o maior volume de dados (Figura 4.6). As estações com maior volume de dados são: Porto Velho e Fazenda Vista Alegre no Rio Madeira, e Óbidos no Rio Amazonas (Figura 4.6).

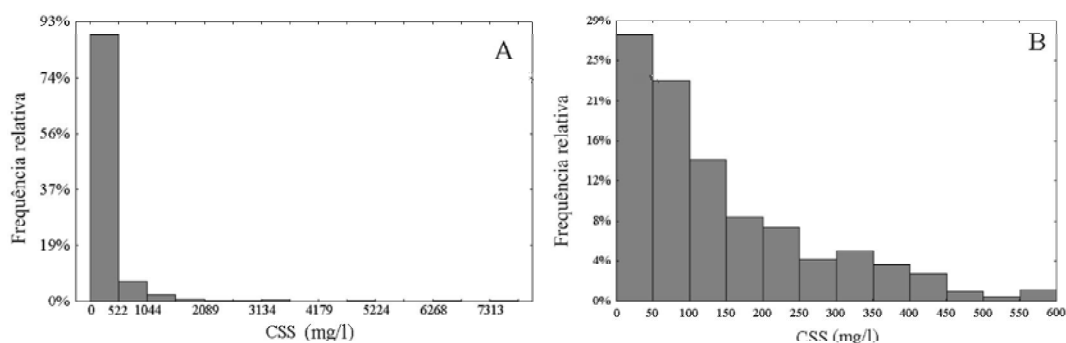


Figura 4.4 - Histograma de frequência da CSS para todo o intervalo de concentrações (A) e até 600 mg/l (B).

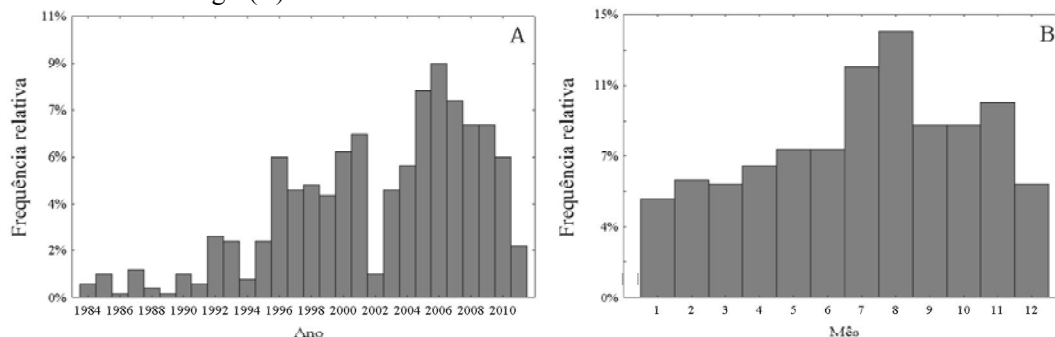


Figura 4.5 - Histograma de frequência dos anos (A) e dos meses (B) das imagens TM utilizadas.

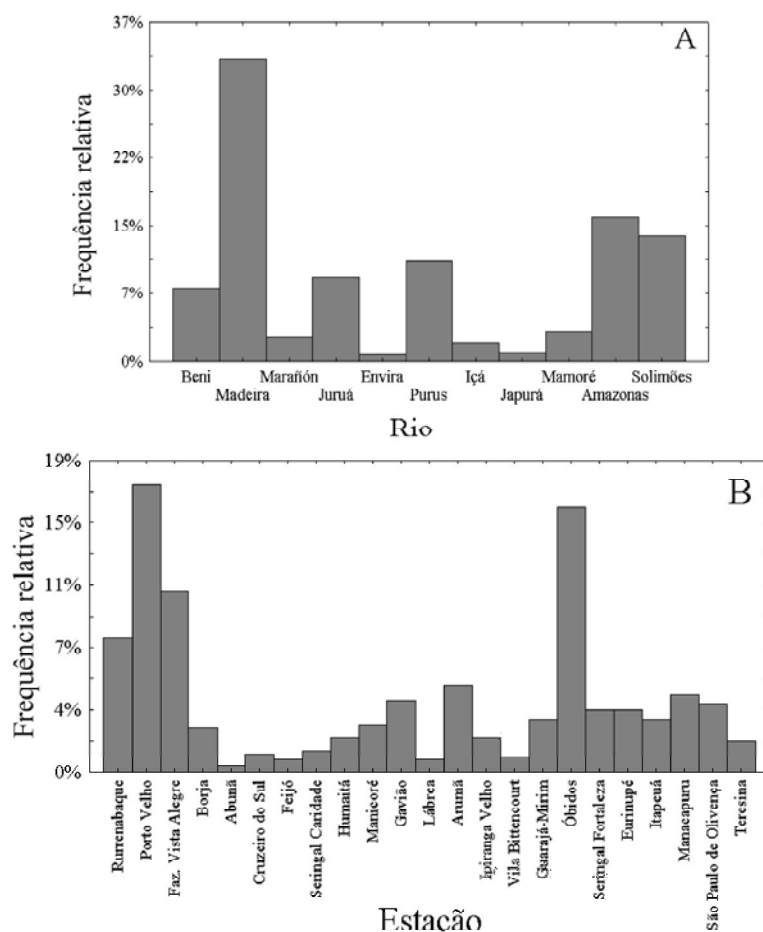


Figura 4.6 - Histograma de frequência das coletas *in situ* em cada rio (A) e em cada estação (B).

4.2.2 Seleção das imagens

Após a definição das estações sedimentométricas a serem utilizadas no estudo, procedeu-se à pesquisa de imagens no banco de dados disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/> para verificar a existência de cenas adquiridas concomitantemente às coletas em campo. Uma avaliação preliminar da frequência de imagens TM em relação à base de dados *in situ* mostrou que grande parte delas não foi adquirida simultaneamente (na mesma data) (MONTANHER et al. 2013).

De modo a tornar viável o uso de dados temporalmente defasados, foi adotado um limiar de diferença máxima de tempo de nove dias entre a data de imageamento e a data de coleta em campo. No entanto, 85% dos dados disponíveis encontram-se defasados

em no máximo quatro dias, sendo que destes, a maioria concentra-se em intervalos ainda menores (Figura 4.7).

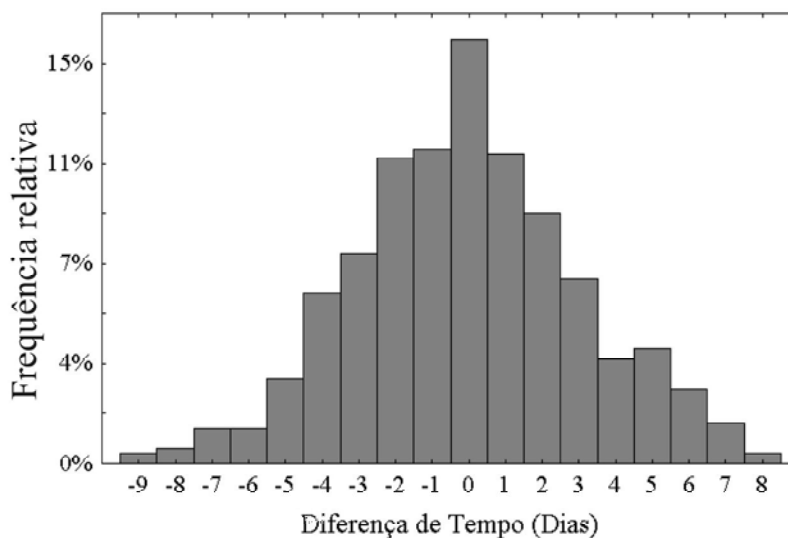


Figura 4.7 - Histograma de frequência da diferença de tempo entre o imageamento e a respectiva coleta em campo dos dados utilizados.

A procura de imagens foi feita por meio dos códigos de órbita/ponto da cena que incluísse a estação de coleta em todas as imagens disponíveis, incluindo aquelas que possuíam falhas radiométricas ou cobertura de nuvens, desde que a área da estação de interesse fosse utilizável. Em algumas situações foram utilizadas imagens não correspondentes ao local da estação de coleta. Para que isto pudesse ser feito, adotou-se a premissa de que a concentração e composição das substâncias suspensas na água são constantes para trechos fluviais em que não há elementos que alterem sua composição. Então, para tais condições a CSS na área imageada é correspondente à CSS na área de coleta em campo. Na prática, os elementos que promovem alterações na CSS entre duas áreas adjacentes são principalmente a descarga fluvial de tributários e interações com planícies de inundação.

A diferença de qualidade de água dos tributários em relação ao canal principal pode ser explicada pelas condições físicas da bacia hidrográfica de cada rio. A bacia hidrográfica dos tributários pode estar sendo submetida a uma dinâmica hidrológica diferente daquela da bacia hidrográfica do canal principal, além das diferenças em termos de substrato geológico e pedológico e de uso e cobertura do solo de cada bacia. As

planícies de inundação também podem fornecer materiais diferentes daqueles encontrados no canal principal, tais como o material orgânico dissolvido. Portanto, tais elementos podem possuir uma descarga hídrica com características muito diferentes em relação ao canal principal. No entanto, deve-se levar em consideração que os rios estudados possuem uma alta vazão, na ordem de milhares a centenas de milhares de metros cúbicos por segundo (MOLONIER et al., 1995), sendo necessário um grande aporte hídrico com diferentes níveis de CSS no trecho intermediário, para que haja diferença perceptível na CSS entre a estação e a seção amostrada. O Rio Solimões pode ser tomado como exemplo disto, com uma vazão anual média de 103.000 m³/s em Manacapuru (MOLONIER et al., 1995), dificilmente qualquer tributário de baixa vazão irá provocar alguma diferença significativa na composição e concentração média dos sedimentos suspensos. Já o Rio Negro, que transporta materiais muito diferentes e com vazão anual média de 28.400 m³/s (MOLONIER et al., 1995), tem a capacidade de alterar esses parâmetros.

Estas considerações foram levadas em conta na análise de todas as estações, e para duas estações foram adquiridas imagens em duas órbitas ponto (Porto Velho - Rio Madeira: 232/66 e 233/66; Seringal Fortaleza – Rio Purus: 1/65 e 2/66). A Figura 4.8 apresenta a localização das órbitas ponto e das estações utilizadas.

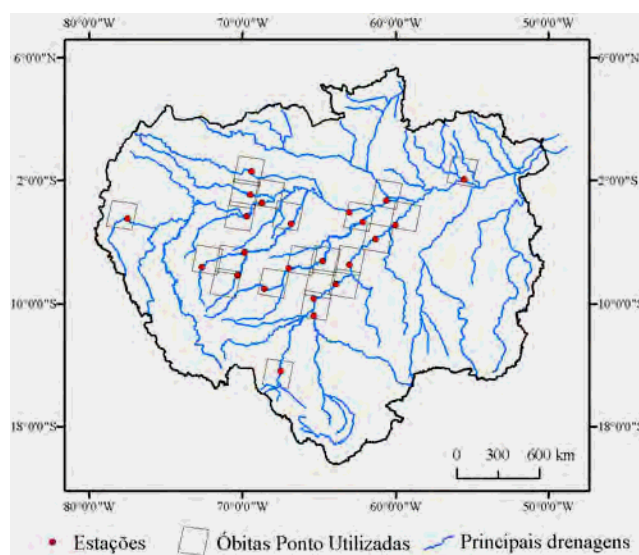


Figura 4.8 - Localização da órbita/ponto das imagens utilizadas.

4.3 Métodos

4.3.1 Amostragem das imagens

Para cada imagem com respectiva coleta em campo foi definida uma área de amostragem de pixels. Há muitos elementos que podem provocar mudanças nos valores de reflectância espectral que não são devidos às mudanças nos componentes d'água. Portanto, esta etapa visa coletar a informação espectral da água em condições que se aproximem ao máximo da REM realmente refletida pelo volume d'água. Nesta etapa metodológica evitou-se a amostragem em locais com as seguintes características: i) águas rasas com efeito de fundo; ii) mistura espectral com margens e bancos de areia; iii) presença de nuvens ou plumas de aerossóis, e iv) ruído proveniente de problemas de imageamento. A amostragem foi evitada também em locais próximos a estes elementos, pois em tais condições o efeito de adjacência também pode gerar ruído à informação espectral de interesse.

A Figura 4.9 apresenta um exemplo de área amostrada em uma imagem TM com coleta *in situ*. Neste caso, evitou-se a amostragem em locais próximos às nuvens e afetados por suas sombras, e também devido aos efeitos de turbulência à jusante da estação de coleta.

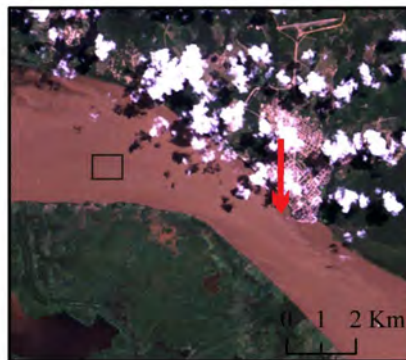


Figura 4.9 - Exemplo de recorte de uma imagem Landsat 5 TM, composição colorida natural. O local da seção transversal da estação de Óbidos, Rio Amazonas, é indicado pela seta vermelha. A área selecionada para amostragem dos pixels está representada pelo quadrado preto.

Os elementos de interpretação visual de imagens (LILLESAND; KIEFER, 1994; JENSEN, 2009) foram empregados para avaliação destas condições.

4.3.2 Conversões dos números digitais

A radiância (L_λ) registrada pelos sensores é convertida em número digital (ND_λ) para permitir a manipulação e armazenamento em ambiente computacional. As imagens são disponibilizadas pelos distribuidores nesta unidade. No entanto, o ND_λ não possui significado físico, sendo apenas uma representação computacional necessária para a codificação da grandeza física, não devendo, portanto, ser diretamente correlacionado com as variáveis biofísicas ou geofísicas de interesse (PONZONI; SHIMABUKURO, 2007).

Para este estudo, a unidade física de interesse é a reflectância de irradiância de subsuperfície, $R(0)-$ (DEKKER, 1993), que é definida pela razão entre a irradiância ascendente de subsuperfície (E_{wu}) pela irradiância descendente de subsuperfície (E_{wd}). Neste trabalho esta unidade será notada como reflectância intrínseca ao volume d'água ($\rho_{ag(\lambda)}$). A $\rho_{ag(\lambda)}$ pode ser estimada para imagens orbitais (em ND_λ) a partir de uma série de conversões:

$$ND_\lambda \rightarrow L_\lambda \rightarrow \rho_{apa(\lambda)} \rightarrow \rho_{sup(\lambda)} \rightarrow \rho_{ag(\lambda)} \quad (4.1)$$

Onde:

$\rho_{apa(\lambda)}$ = reflectância aparente (no topo da atmosfera);

$\rho_{sup(\lambda)}$ = reflectância de superfície.

A $\rho_{sup(\lambda)}$ equivale à reflectância acima da superfície $R(0)+$ (DEKKER, 1993), definida pela razão entre a irradiância ascendente a partir da superfície d'água (E_{au}) pela irradiância incidente nela (E_{ad}).

Anteriormente à penetração do fluxo radiante na água, este interage com a atmosfera e com a superfície d'água. Estas interações geram sinais que não possuem relação com os componentes presentes no volume de água, mas podem ser detectados por sensores orbitais. Então as conversões apresentadas na Equação 4.1 visam minimizar estas influências. A Figura 4.10 apresenta uma representação simplificada das grandezas envolvidas nestas conversões.

4.3.2.1 Conversão do ND para reflectância aparente ($\rho_{apa(\lambda)}$)

A conversão do ND_λ para reflectância aparente, de acordo com Markham e Barker (1986) pode ser realizada, inicialmente a partir da conversão do ND_λ para radiância espectral no sensor L_λ :

$$L_\lambda = \left(\frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{ND_{\max} - ND_{\min}} \right) (ND_\lambda - ND_{\min}) + LMIN_\lambda \quad (4.2)$$

Onde:

$LMAX_\lambda$ = radiância espectral máxima ($W / m^2 sr \mu m$);

$LMIN_\lambda$ = radiância espectral mínima ($W / m^2 sr \mu m$);

$ND_{\max}$ = número digital máximo (ND);

$ND_{\min}$ = número digital mínimo (ND);

ND_λ = número digital a ser convertido (ND).

Os valores de ND_λ mínimo e máximo dependem da resolução radiométrica do sensor, que para o sensor TM são respectivamente 0 e 255. Já os valores de $LMIN_\lambda$ e $LMAX_\lambda$ dependem das especificações do sensor e da data de aquisição da imagem. Tais valores para o TM estão disponíveis em Chander et al. (2009). Como a radiância captada pelo sensor depende da irradiância incidente no alvo, que varia com o local, data, horário e condições atmosféricas de aquisição, esta não é a grandeza mais adequada para a geração de modelos baseados em séries temporais de imagens.

Há, portanto, a necessidade de que as medidas de radiância sejam normalizadas pela distância Terra-Sol do dia de aquisição, pela irradiância incidente (considerando o ângulo de incidência) e pelos efeitos direcionais de reflexão da REM. O parâmetro mais adequado para isso é a reflectância, pois introduz tais normalizações. Considerando uma superfície lambertiana, após a conversão do ND_λ , a L_λ é convertida para $\rho_{apa(\lambda)}$:

$$\rho_{apa(\lambda)} = \frac{\pi \times L_\lambda \times d^2}{ESUN_\lambda \times \cos \theta_s} \quad (4.3)$$

Onde:

d = distância terra-sol (unidades astronômicas);

Os valores de $ESUN_\lambda$ e d estão disponíveis em Chander et al. (2009) e θ_s é fornecido conjuntamente com as imagens. Os valores de radiância captados pelos sensores orbitais não correspondem apenas às características dos alvos terrestres, mas também contém uma componente atmosférica, com sinais aditivos provocados pelo espalhamento atmosférico e com perda de sinal provocada pela absorção gasosa. Com isso, a $\rho_{apa(\lambda)}$ frequentemente também é uma grandeza que não se aplica à geração de modelos baseados em séries temporais de imagens. Estas interferências devem ser minimizadas antes da interpretação dos valores captados pelo sensor por meio da correção atmosférica (PONZONI; SHIMABUKURO, 2007).

As conversões do ND_λ para L_λ , e $\rho_{apa(\lambda)}$ foram realizadas de forma automática com uso do aplicativo X-6Scorr. Este aplicativo foi implementado para tornar mais rápida a entrada de dados e o preenchimento de coeficientes para as conversões das imagens. Essa adaptação foi feita, dada à necessidade de se realizar correções atmosféricas em centenas de imagens da base de dados do Landsat/TM. Os detalhes da funcionalidade do aplicativo podem ser encontrados em Montanher e Paulo (2013).

4.3.2.2 Conversão da $\rho_{apa(\lambda)}$ para $\rho_{sup(\lambda)}$

O código computacional 6S foi aplicado para estimativa da $\rho_{sup(\lambda)}$ em toda a série de imagens TM5. A correção das imagens por meio do código 6S adotada desconsidera a anisotropia do alvo e os efeitos de adjacência. Os parâmetros que precisam ser fornecidos para a aplicação da correção atmosférica encontram-se especificados na Tabela 4.3.

A condição geométrica e a altura do sensor são parâmetros constantes para todas as imagens deste estudo (7 = Landsat TM; -1000 = sensor em nível orbital). Os parâmetros restantes variam para cada imagem. O aplicativo X-6Scorr foi utilizado para conversão da $\rho_{apa(\lambda)}$ para $\rho_{sup(\lambda)}$, de forma que apenas os parâmetros: visibilidade, modelo atmosférico, modelo de aerossol e altitude não são reconhecidos automaticamente pelo

aplicativo a partir do arquivo de metadados XML. A altitude foi definida para a área de amostragem de cada estação, a qual, por tratar-se de uma superfície d'água, pode ser considerada como de altitude constante.

Tabela 4.3 – Parâmetros necessários para a correção atmosférica por meio do código 6S

Parâmetro	Descrição Breve
Condição geométrica	Define os ângulos zenitais e azimutais do sol e de visada, dados para o TM por: Mês, Dia, Hora GMT, Longitude e Latitude da imagem
Modelo atmosférico	Define as propriedades físicas de absorção e espalhamento inerentes aos gases atmosféricos
Modelo de Aerossol	Define as propriedades físicas de absorção e espalhamento inerentes aos aerossóis
Visibilidade	Define a concentração de aerossóis
Altitude	Altitude acima do nível do mar da área imageada
Altura do sensor	Altitude de uma aeronave ou indicação de um sensor orbital
Banda	Define a faixa espectral e função de resposta de uma banda

O perfil atmosférico de distribuição gasosa varia principalmente com a latitude do local. Como todas as imagens utilizadas estão aproximadamente entre 0° e 10°S o modelo de atmosfera tropical foi adotado para todas as imagens.

O parâmetro meteorológico visibilidade, ou profundidade óptica em 550 nanômetros (τ_{550}) define a concentração de aerossóis na atmosfera. Uma abordagem subjetiva foi adotada para definir este parâmetro nas imagens. Foram interpretadas composições coloridas RGB 321 e foram definidas classes generalistas de turbidez atmosférica para cada imagem, as classes variam entre atmosfera muito turbida a muito límpida (valores variam respectivamente entre 20 e 60 quilômetros de visibilidade).

Tanto a visibilidade quanto a concentração de alguns gases para definição do perfil atmosférico podem ser adquiridas a partir de diversas fontes. A série de produtos *Modis atmosphere* (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>), por exemplo, gerada a partir de dados coletados pelos instrumentos MODIS (MOD, a bordo da plataforma Terra, e MYD, a bordo da plataforma Aqua) podem ser utilizadas para correção atmosférica de dados TM (OLIVEIRA et al. 2009; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al. 2010).

Os produtos MOD04 e MYD04 fornecem estimativas da profundidade óptica de aerossóis sobre toda a superfície oceânica e em partes das superfícies continentais com a resolução espacial de 10 x 10 km ao nadir. Já os produtos MOD07 e MYD07 fornecem estimativas da concentração de vários componentes atmosféricos e índices em perfis, com a resolução espacial de 5 x 5 km ao nadir.

Esses dados foram adquiridos para correção atmosférica das imagens entre os anos de 2000 e 2011. No entanto, notou-se que muitas vezes não há estimativas para o local de interesse devido à cobertura de nuvens. A diferença de resolução entre os produtos *Modis atmosphere* e os dados TM não permite o seu uso muitas vezes, ou pela presença de nuvens na área do pixel MODIS, ou pela distribuição complexa das plumas de aerossóis. Portanto, os dados *Modis atmosphere* não foram utilizados.

Outra possível fonte de dados atmosféricos é a rede AERONET, sua base de dados também foi avaliada. Notou-se que não são passíveis de uso para as imagens deste estudo, pois as escalas espaciais e temporais das imagens e dos dados AERONET não são compatíveis.

4.3.2.2.1 Modelo de aerossol

Este parâmetro é fornecido ao código por meio da definição das propriedades físicas que definem suas características ópticas (para cada imagem) ou pela escolha de modelos generalistas prévios. Como não há dados para modelagem *in situ* dos aerossóis para cada imagem deste estudo, foram adotados modelos generalistas. O 6S fornece as seguintes opções: continental, marítimo, urbano, desértico, queima de biomassa, estratosférico.

Tendo em vista as características da área de estudo, foram utilizados os modelos de aerossol continental e de queima de biomassa, definidos para cada imagem com base em dados existentes na bibliografia. Conforme dados apresentados por Paixão et al. (2006), baseando-se na rede AERONET, a profundidade óptica em 500 nanômetros (τ_{500}) em algumas estações na Amazônia (a saber: cidades de Ji-paraná (RO) e Alta Floresta (MT)) variam sazonalmente com certa periodicidade. Segundo os autores, o período de maiores valores de τ_{500} está associado ao aumento de matéria opticamente ativa na atmosfera devido às queimadas (Figura 4.11).

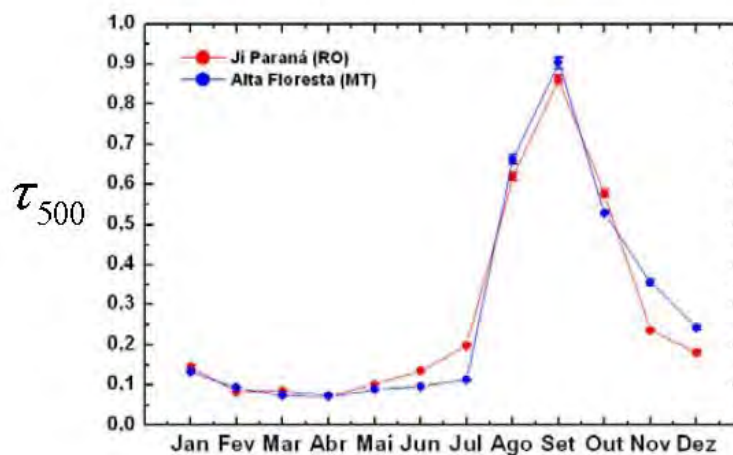


Figura 4.11 - τ_{500} mensal média para Ji-Paraná e Alta Floresta.

Fonte: Adaptado de Paixão et al. (2006).

Conforme se observa na Figura 4.11, há um aumento drástico da τ_{500} no período entre agosto e novembro, em duas estações distantes. A partir destas considerações o modelo de aerossóis continental foi utilizado em condições de atmosfera límpida. Já para condições de maior turbidez, no período de queimadas, o modelo de queima de biomassa foi utilizado. Um aspecto interessante do uso do modelo de queima de biomassa para este estudo, é que ele foi elaborado a partir de dados adquiridos na região amazônica (VERMOTE et al. 1997).

4.3.2.3 Conversão da $\rho_{\text{sup}(\lambda)}$ para $\rho_{\text{ag}(\lambda)}$

Ao atingir a interface ar/água, parte da REM incidente é refletida de volta à atmosfera e o restante penetra no corpo d'água. Em relação ao fluxo radiante que penetra no corpo d'água, parte dele é retroespalhado pelos componentes em suspensão em direção à interface água/ar, a qual novamente atua como um refletor, fazendo com que parte da REM retorne ao meio aquático. Esses dois fenômenos estão descritos na Figura 4.10, são respectivamente a transmitância da interface ar/água para o fluxo radiante incidente ($Ti \downarrow_{(\lambda)}$) e a transmitância da interface água/ar para o fluxo radiante refletido pela água ($Ti \uparrow_{(\lambda)}$). Ainda há um terceiro fenômeno ligado à reflexão da REM pela interface, o fluxo radiante refletido diretamente em direção ao sensor, descrito como $B_{(\lambda)}$ na Figura 4.10, este fenômeno é conhecido como *Sun Glint* na literatura internacional, e será denominado como brilho solar.

Estes fenômenos geram erros na estimativa da $\rho_{ag(\lambda)}$, pois são alterações nos valores de REM incidente e refletida pelos corpos d'água que não possuem ligação com os componentes em suspensão na água. Assim sendo, a seguir serão descritos os procedimentos utilizados para minimizar os efeitos da interface na estimativa da $\rho_{ag(\lambda)}$. Dado que a REM refletida pela interface não interage com o volume de água, pode-se dizer que há uma diminuição da irradiância incidente em subsuperfície. Ou seja, quando a reflexão especular da radiação solar direta não é levada em conta no cálculo da ρ_{ag} , esta é subestimada. A ρ_{ag} também é subestimada quando a reflexão especular interna da interface não é levada em conta (Figura 4.12 e Equações 4.4 e 4.5).

A Figura 4.12 mostra a trajetória da REM incidente sobre um corpo d'água considerando uma superfície d'água plana (a dependência espectral foi omitida para maior clareza).

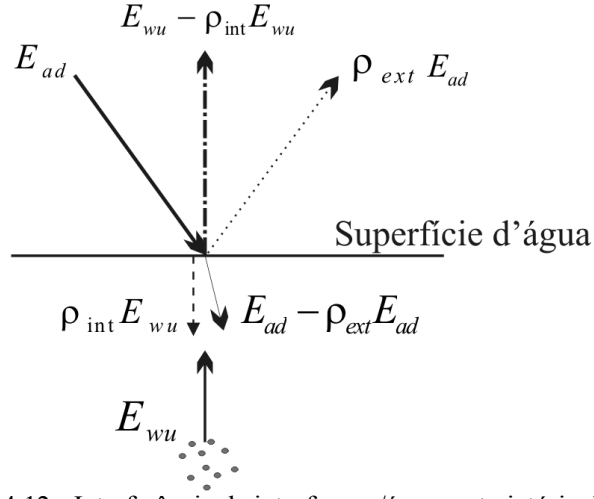


Figura 4.12 - Interferência da interface ar/água na trajetória da REM.

Onde:

$\rho_{ext(\lambda)}$ = Reflexão especular externa;

$\rho_{int(\lambda)}$ = Reflexão especular interna;

Por meio dessa representação define-se que:

$$\rho_{sup(\lambda)} = \frac{E_{wu(\lambda)} - \rho_{int(\lambda)} E_{wu(\lambda)}}{E_{ad(\lambda)}} \quad (4.4)$$

$$\rho_{ag(\lambda)} = \frac{E_{wu(\lambda)}}{E_{ad(\lambda)} - \rho_{ext(\lambda)} E_{ad(\lambda)}} \quad (4.5)$$

Portanto, calculando-se os coeficientes $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$, pode-se minimizar a influência da interface na $\rho_{sup(\lambda)}$. Para que uma superfície se comporte como um refletor especular, é necessário que ela atenda ao critério de Rayleigh:

$$h \leq \frac{\lambda}{8 \cos \theta_{in}} \quad (4.6)$$

Onde:

h = altura média das irregularidades da superfície;

θ_{in} = ângulo de incidência da REM em relação à normal da superfície.

Conforme o critério de Rayleigh, e dado que as irregularidades de superfície da água são devidas à sua própria estrutura molecular, pode-se afirmar que, para as faixas

espectrais do visível e infravermelho, a água se comporta como um refletor especular. Para superfícies que satisfazem o critério de Rayleigh, os coeficientes de refletividade para as polarizações horizontal (ρ_H) e vertical (ρ_V) são dados por:

$$\rho_H = \frac{\left(\cos\theta_{in} - \sqrt{\left(\frac{n_2}{n_1}\right)^2 - \sin^2\theta_{in}} \right)^2}{\left(\cos\theta_{in} + \sqrt{\left(\frac{n_2}{n_1}\right)^2 - \sin^2\theta_{in}} \right)^2} \quad \rho_V = \frac{\left(\left(\frac{n_2}{n_1}\right)^2 \cos\theta_{in} - \sqrt{\left(\frac{n_2}{n_1}\right)^2 - \sin^2\theta_{in}} \right)^2}{\left(\left(\frac{n_2}{n_1}\right)^2 \cos\theta_{in} + \sqrt{\left(\frac{n_2}{n_1}\right)^2 - \sin^2\theta_{in}} \right)^2} \quad (4.7)$$

Onde:

n_1 = Índice de refração do meio 1

n_2 = Índice de refração do meio 2

Como a radiação solar é totalmente despolarizada, e desprezando-se a polarização provocada pela atmosfera, adota-se a premissa de que a quantidade de radiação solar que atinge a superfície d'água possui quantidades iguais de polarização vertical e horizontal. Então os coeficientes $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$ podem ser aproximados por:

$$\rho_{(ext;int)} = 1 - (\rho_H + \rho_V) / 2 \quad (4.8)$$

Portanto, os coeficientes $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$ podem ser calculados, conhecendo-se θ_{in} e n_2/n_1 .

Com o objetivo de minimizar o efeito de reflexão especular nas medidas orbitais, Hochberg et al. (2003) consideram que o índice de refração da água é aproximadamente constante nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo. Já Wang et al. (2009) consideram que a reflexão especular é espectralmente constante. Ambos os trabalhos citados utilizam estas premissas para estimar a quantidade de REM refletida especularmente no visível por meio do sinal emergente da água nos comprimentos de onda do infravermelho próximo e de ondas curtas. O índice de refração da água, entretanto, varia espectralmente (SEGELSTEIN, 1981), conforme se observa na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 - Índice de refração real médio para a água, na faixa espectral das bandas TM e respectivos valores de $(n_2/n_1)^2$

Banda TM	Índice de refração real	$(n_2/n_1)^2 = \text{água/ar}$	$(n_2/n_1)^2 = \text{ar/água}$
1	1,3407	1,7974	0,55633
2	1,3354	1,7832	0,56076
3	1,3301	1,7691	0,56523
4	1,3252	1,7561	0,56942
5	1,3081	1,7111	0,58441
7	1,2841	1,6489	0,60646

Então os valores de n_2/n_1 para a água na faixa espectral de cada banda TM podem ser aproximados, considerando que $n_{ar} = 1$. Para estimativa dos coeficientes $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$ ainda são necessárias aproximações para θ_{in} .

Desconsiderando-se a radiação difusa, o θ_{in} para o fluxo solar que atinge a superfície será considerado igual ao θ_s (ângulo solar zenital) do momento de imageamento, que depende da latitude do local, horário e dia do ano. Aproximando-se a superfície d'água para uma superfície plana, admite-se que a radiação solar com $\theta_{in} = \theta_s$ não será refletida na direção do sensor orbital ao zênite (desde que o momento de imageamento não seja com o sol exatamente ao zênite). Esta premissa obedece a Lei de Snell:

$$\text{sen}\theta_{in} = -\text{sen}\theta_{\rho} \quad (4.9)$$

Onde:

θ_{ρ} = ângulo da REM refletida.

Já o ângulo de incidência da $E_{wu(\lambda)}$ na interface também é aproximado segundo a Lei de Snell:

$$n_1 \text{sen}\theta_{in} = n_2 \text{sen}\theta_t \quad (4.10)$$

Onde:

θ_t = ângulo da REM transmitida.

Entendendo-se que apenas a radiação emergente da água com ângulo zenital (θ_z) igual a 0° irá atingir o sensor. Então:

$$\theta_{in} = \arcsen\left(\frac{n_2 \sen\theta_t}{n_1}\right) \rightarrow \theta_{in} = \arcsen\left(\frac{n_2 \sen 0^\circ}{n_1}\right) \quad (4.11)$$

Ou seja, apenas a radiação emergente da água com $\theta_{in} = 0^\circ$ será transmitida para o meio 2 (nesse caso o ar) com $\theta_z = 0^\circ$ e então captada por um sensor ao zênite.

Utilizando-se a média do índice de refração para cada banda espectral de interesse e as aproximações feitas para o θ_{in} , obtêm-se os valores de $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$. Portanto, a $\rho_{ag(\lambda)}$, livre dos efeitos de transmitância da interface, tanto da radiação solar direta, quanto da radiação refletida internamente, é definida a partir da $\rho_{sup(\lambda)}$, levando-se em conta os coeficientes $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$ por:

$$\rho_{ag(\lambda)} = \frac{E_{wu(\lambda)}}{E_{ad(\lambda)} - \rho_{ext(\lambda)} E_{ad(\lambda)}} \rightarrow \rho_{ag(\lambda)} = \frac{E_{wu(\lambda)} \left(\frac{1}{1 - \rho_{int(\lambda)}} \right)}{E_{ad(\lambda)} (1 - \rho_{ext(\lambda)})} \quad (4.12)$$

Ou ainda:

$$\rho_{ag(\lambda)} = \frac{\rho_{sup(\lambda)}}{(1 - \rho_{ext(\lambda)}) \times (1 - \rho_{int(\lambda)})} \quad (4.13)$$

Desta forma, os efeitos da transmitância da interface, tanto da REM incidente na superfície, quanto a REM refletida pela água, podem ser minimizados nas medidas orbitais. Observa-se que a aplicação dos dois coeficientes irá somar valores a $\rho_{sup(\lambda)}$, o que faz sentido, já que parte da REM não penetrou na água, e parte da REM refletida não ultrapassa a interface ar/água.

O método descrito até aqui não trata da REM que incide na interface e é refletida em direção ao sensor (*Sun Glint* - ρ_{SG}). Este fenômeno é notado como o termo $B_{(\lambda)}$ na Figura 4.10. Esse termo é tratado a partir da premissa de que a água é um corpo escuro

em comprimentos de onda do infravermelho próximo e de ondas curtas. Então a reflectância da água nesses comprimentos de onda corresponde apenas à reflexão especular (HOCHBERG et al. 2003; HEDLEY et al. 2005; WANG 2007; KAY et al. 2009 ; WANG et al. 2009).

Embora alguns trabalhos utilizem bandas do infravermelho próximo para estimar ρ_{SG} em águas costeiras límpidas (HOCHBERG et al. 2003), ou mesmo os algoritmos de correção atmosférica dos sensores SeaWiFS e MODIS, que adotam a premissa da água como um corpo escuro para as bandas centradas em 765 e 865 nm (SeaWiFS) e 748 e 869 nm (MODIS), nestas faixas espectrais as águas túrbidas ainda podem refletir REM (WANG 2007; WANG et al. 2009). Esses autores, portanto, sugerem o uso de bandas centradas na faixa espectral do infravermelho de ondas curtas.

Como este estudo tem por objeto de interesse os rios amazônicos de águas brancas, a banda 7 (2,097 – 2,349 μm) foi utilizada para estimativa da ρ_{SG} . No entanto, a reflexão especular varia com o índice de refração da água, o qual varia ao longo do espectro (SEGELSTEIN, 1981). Assim sendo, rejeita-se a premissa de que os valores de reflexão especular na banda 7 sejam equivalentes aos das demais bandas dos sensores TM. Mas a banda 7 pode ser utilizada para estimar ρ_{SG} , sendo necessário aplicar fatores de correção para o efeito da variação espectral da reflexão especular ($\rho_{SG(\lambda)}$).

Para o cálculo destes fatores de correção, os coeficientes de Fresnel são adotados novamente. O índice de refração para cada banda espectral já foi definido, torna-se necessário definir θ_{in} . Para uma superfície plana, admite-se que a radiação solar direta refletida pela interface não atingirá o sensor ao zênite. No entanto, a partir da mesma premissa, a radiação difusa incidente sobre a interface com $\theta_{in} = 0^\circ$ será refletida na direção do sensor ao zênite (Figura 4.13).

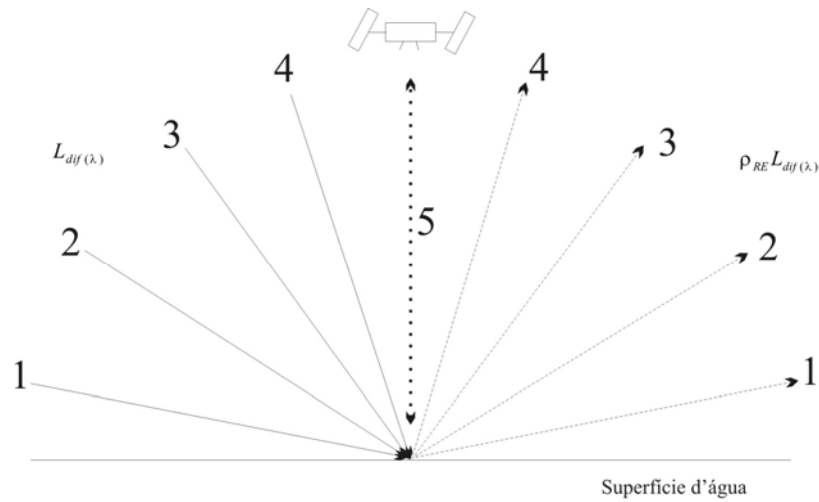


Figura 4.13 - Os sinais radiantes de 1 a 4 possuem $\theta_{in} > 0^\circ$, com isso, são refletidos com $\theta_p > 0^\circ$, de forma que não são detectadas por um sensor ao zênite. Já o sinal refletido da radiação difusa com $\theta_{in} = 0^\circ$ (5), é detectado.

Portanto, a partir do índice de refração médio para cada banda, e a aproximação de que $\theta_{in} = 0^\circ$, obtêm-se os fatores de correção para as outras bandas do sensor TM, a partir da banda 7, que são definidos pela razão entre o coeficiente de reflexão de uma banda no intervalo do visível-infravermelho próximo pela banda 7 (Tabela 4.4).

Tabela 4.5 - Fatores de correção para reflexão especular das bandas TM a partir da banda 7

Banda TM	Reflexão especular	Fator $\rho_{SG(\lambda)}$
1	0,0211	1,3695
2	0,0206	1,333
3	0,0200	1,2984
4	0,0195	1,2641
5	0,0178	1,152
7	0,0154	1

Nota-se que, quanto menor o comprimento de onda, maior é a diferença de reflexão da REM entre uma determinada banda espectral e a banda 7. Este fenômeno ocorre exclusivamente devido à variação espectral do índice de refração da água. Observa-se também que o fator para a própria banda 7 é 1, ou seja, a ρ_{ag} livre do sinal de $\rho_{SG(\lambda)}$ é

igual a zero, dada a premissa de que $\rho_7 = \rho_{SG(\lambda)}$. Então, a remoção do sinal de reflexão especular em direção ao sensor, para as outras bandas, é feita por meio de:

$$\rho_{w,i} = \rho_i - \rho_7 \rho_{SG(i)} \quad (i = 1, 2, 3, 4, 5) \quad (4.14)$$

Os fenômenos de reflexão, e consequentemente de transmitância, da REM pela interface ar/água produzem um efeito de subestimação da $\rho_{ag(\lambda)}$, de forma que os coeficientes $\rho_{ext(\lambda)}$ e $\rho_{int(\lambda)}$ fornecem uma aproximação para correção destes efeitos. Já a REM refletida em direção ao sensor ($\rho_{SG(\lambda)}$) possui um efeito aditivo na estimativa da $\rho_{ag(\lambda)}$. Portanto, os três fenômenos foram tratados para aproximação da $\rho_{ag(\lambda)}$:

$$\rho_{ag(\lambda)} = \frac{\rho_{sup(\lambda)} - \rho_7 \rho_{SG(\lambda)}}{(1 - \rho_{ext(\lambda)}) \times (1 - \rho_{int(\lambda)})} \quad (4.15)$$

4.3.3 Modelagem

4.3.3.1 Extração dos valores de reflectância

Os valores de refletância das imagens recortadas foram submetidos a um processo de seleção. Pressupõe-se que mesmo com a escolha dos melhores locais para geração dos modelos, na etapa de interpretação visual, ainda possam existir ruídos ou quaisquer fenômenos não conhecidos, como barcos de pequeno porte ou macrófitas aquáticas em superfície que alteram os valores de reflectância, mas não são identificados na imagem TM. Então os valores digitais das áreas recortadas das imagens, para cada banda espectral, em cada unidade física, foram submetidos à seleção dos valores mais representativos, conforme descrito na Figura 4.14.



Figura 4.14 - Método de seleção de pixels típicos.

A distância entre o limite inferior do segundo quartil e o limite superior do terceiro quartil foi utilizada para definição dos *outliers*, em que os valores acima e abaixo de 1,5 vezes esta distância foram excluídos. A definição de cada área de recorte nas imagens, na etapa de interpretação visual, levou em conta a homogeneidade de características ópticas da área, ou seja, espera-se que tais amostras sejam homogêneas, desconsiderando-se o efeito de ruído. Então, espera-se que, com a remoção dos *outliers*, as amostras sejam menos influenciadas por efeitos aleatórios. Após a exclusão dos *outliers*, foi calculada a média dos valores restantes. Esta média então foi utilizada para geração dos modelos empíricos.

Os níveis de correção e respectivas bandas que passaram pelo processo de seleção dos pixels estão descritos na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 – Níveis de correção e bandas submetidas à amostragem

Nível de correção	Bandas
$\rho_{apa(\lambda)}$	1, 2, 3, 4, 5 e 7
$\rho_{sup(\lambda)}$	1, 2, 3, 4, 5 e 7
$\rho_{ag_1(\lambda)}$	1, 2, 3, 4, 5
$\rho_{ag_2(\lambda)}$	1, 2, 3, 4, 5

O ND de cada recorte da área de água das imagens TM foi convertido para uma série de unidades (L_λ , $\rho_{apa(\lambda)}$, $\rho_{sup(\lambda)}$ e $\rho_{ag(\lambda)}$). Inicialmente, todas podem ser utilizadas para estimativa da CSS, mas a L_λ não foi usada, pois possui forte dependência com elementos como a irradiância solar, que não são normalizados.

Em relação à unidade com os efeitos da interface minimizados ($\rho_{ag(\lambda)}$) foram feitos testes com duas variações ($\rho_{ag_1(\lambda)}$ e $\rho_{ag_2(\lambda)}$) as quais se diferenciam pelo tratamento do efeito de brilho solar:

$$\rho_{ag_1(\lambda)} = \frac{\rho_{sup(\lambda)}}{(1 - \rho_{ext(\lambda)}) \times (1 - \rho_{int(\lambda)})} \quad \rho_{ag_2(\lambda)} = \frac{\rho_{sup(\lambda)} - \rho_7 \rho_{SG(\lambda)}}{(1 - \rho_{ext(\lambda)}) \times (1 - \rho_{int(\lambda)})} \quad (4.16)$$

Avaliou-se tanto a precisão dos modelos baseados em cada nível de correção quanto o esforço de processamento, que aumenta para os níveis mais complexos (esforço de processamento aumenta da esquerda para direita):

$$\rho_{apa(\lambda)} \rightarrow \rho_{sup(\lambda)} \rightarrow \rho_{ag_1(\lambda)} \rightarrow \rho_{ag_2(\lambda)} \quad (4.17)$$

A definição da unidade mais adequada para estimar a CSS permite que no momento de aplicação dos modelos a etapa de processamento seja direcionada apenas para a variável de interesse. No entanto, supõe-se como hipótese que a $\rho_{ag_2(\lambda)}$ seja a variável que possui a maior relação com a CSS, pois os efeitos atmosféricos e da interface ar/água são, teoricamente, minimizados.

Inicialmente todas as bandas e razões entre bandas possíveis podem ser utilizadas para estimar a CSS. No entanto, muitas vezes algumas variáveis independentes podem possuir informações redundantes, ou que não forneçam informação para o modelo, gerando ruído e fazendo com que o modelo perca força preditiva.

De acordo com a literatura (CURRAN; NOVO, 1988; NOVO et al. 1989a; NOVO et al. 1989b; NOVO et al. 1991; LODHI et al. 1997; RITCHIE; SHIEBE, 2000), conforme aumenta a CSS há um aumento da refletância nas faixas espectrais do visível e infravermelho próximo, o que justifica o uso das bandas TM 1, 2, 3 e 4. No entanto, conforme aumenta a CSS, há uma saturação da relação com a reflectância (HOLYER, 1978; CURRAN; NOVO, 1988; LODHI et al. 1997; RITCHIE; SHIEBE, 2000), então para tais casos as bandas do azul e do verde podem não fornecer informações ao modelo. As razões de bandas B4/B3 e (B3+B4)/(B2+B1) podem ser úteis nestes casos, pois indicam a proporção entre a reflectância em comprimentos de onda maiores (bandas 3 e 4) com bandas em menores comprimentos de onda (bandas 1 e 2), já que a saturação da relação é dependente do comprimento de onda (HOLYER, 1978; MUNDAY; ALFOLDI, 1979; CURRAN; NOVO, 1988; NOVO et al. 1989b; LODHI et al. 1997; RITCHIE; SHIEBE, 2000).

As razões de bandas B3/(B2+B1), B3/B2, B3/B1 e B2/B1 também podem fornecer informação semelhante, mas com menor potencial, pois o infravermelho próximo é a região espectral menos sensível à saturação da relação entre CSS e reflectância, e estas

razões lidam apenas com a faixa espectral do visível. Mas tais razões podem fornecer informação a respeito de mudanças na mineralogia e da granulometria dos sedimentos em suspensão, normalizando os efeitos destas características para o conjunto de dados de diferentes datas.

Na faixa espectral das bandas 5 e 7, a água possui alta absorção da REM, o que faz com que tais bandas não respondam às variações de concentração e composição dos sedimentos em suspensão. Entretanto, tais bandas possuem informação relacionada ao *Sun Glint* (WANG, 2007; WANG et al. 2009), podendo ser úteis para minimização dos efeitos da interface. Como as informações para redução do *Sun Glint* são redundantes (Figura 4.15), justifica-se o uso de apenas uma das bandas do infravermelho de ondas curtas.

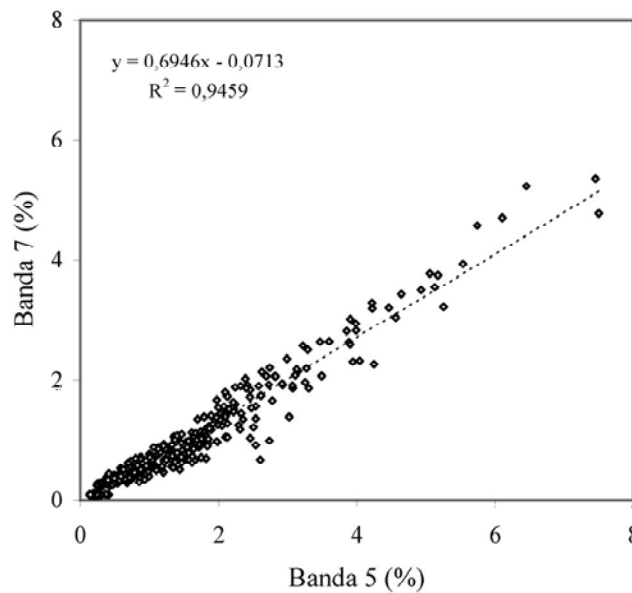


Figura 4.15 - Relação entre a $\rho_{\text{sup}(\lambda)}$ das bandas do infravermelho de ondas curtas do sensor TM para todas as imagens utilizadas neste trabalho.

Entretanto, uma análise mais profunda da Figura 4.15 mostra que embora as bandas 5 e 7 sejam altamente correlacionadas, não possuem a mesma sensibilidade ao *Sun Glint*, expressa pela diferença de escala dos eixos. Para um mesmo pixel de uma imagem e, portanto, mesmo efeito de brilho solar, a banda 7 possui uma reflectância mais baixa do que a da banda 5. Disto se conclui que a banda 7 é menos eficiente que a banda 5 para a

remoção deste efeito. A banda 5 foi, então, utilizada apenas para as variáveis $\rho_{apa(\lambda)}$, $\rho_{sup(\lambda)}$ e $\rho_{ag_1(\lambda)}$, pois pressupõem-se que a variável $\rho_{ag_2(\lambda)}$ já tem os efeitos de brilho solar minimizados.

4.3.3.2 Construção dos modelos

A construção dos modelos foi feita de duas formas: com todo o conjunto de dados e a partir de agrupamentos. Estas abordagens consistem em dois capítulos distintos, em que o capítulo 6 apresenta os critérios adotados para regionalização das estações de coleta.

A construção dos modelos para todo o conjunto de dados parte de uma abordagem simplificada, com uso da regressão linear simples, para modelos mais complexos, com maior número de variáveis independentes (contínuas e categóricas). Foi utilizado o método *Foward Stepwise* para seleção de variáveis independentes dos modelos multivariados (HOCKING, 1976). Testou-se a abordagem de árvore de decisão em conjunto com a análise de regressão (*Model Tree/rule*) com o algoritmo M5, implementado no software WEKA, versão 3.6.7 (WITTEN; FRANK, 2005; HALL et al. 2009). Os modelos multivariados possuem como variáveis independentes contínuas as bandas e razões entre bandas em cada nível de correção e como variáveis independentes categóricas a estação de coleta do dado, o rio e o conjunto a que pertence cada estação.

Os modelos gerados foram validados por meio da validação cruzada LOOCV (*Leave-one-out Cross Validation*) em que para um conjunto de dados de n valores, são gerados n modelos com $n-1$ valores, e a partir de cada modelo estima-se o elemento temporariamente retirado. Como não há repetição dos valores que são retirados, todos os n modelos são baseados em diferentes combinações entre os dados, e cada iteração deste procedimento gera uma estimativa para um dado que não foi utilizado na geração do modelo. Como produto tem-se as estimativas, os erros associados, e um valor de R^2 para os dados validados.

Pressupõem-se que a existência de muitos fatores aleatórios em relação à construção dos modelos, como a interferência atmosférica e as variações nos componentes suspensos na água, faz com que os erros tendam à uma distribuição normal, em conformidade com o

teorema do limite central (KUTNER et al. 2005), permitindo o uso da análise de regressão e aplicação de testes de significância. A função que descreve a relação entre CSS e reflectância é frequentemente logarítmica, o que faz com que a baixa resolução radiométrica do sensor TM seja um agravante para altos níveis de CSS. Levando isto em conta, espera-se que a variância dos erros aumente sistematicamente com o nível de CSS, constituindo-se em uma limitação para a análise de regressão. Isto foi contornado aplicando-se uma transformação aos dados originais de CSS. No entanto, conforme Kutner et al. (2005) afirmam, grandes transformações em Y podem causar efeitos indesejados de alteração dos níveis de variância e distribuição dos erros do modelo. Para contornar esse problema, adotou-se a transformação logarítmica para o conjunto total de dados e para os dados do agrupamento “Rio Beni”, pois são os conjuntos que possuem as maiores amplitudes de CSS. Para os outros agrupamentos, adotou-se a transformação pela raiz quadrada, produzindo alterações de menor magnitude em relação ao logaritmo neperiano. O uso destas transformações permite que a estimativa da CSS não seja negativa, dada à natureza das transformações.

4.3.3.3 Análise de resíduos

A análise de resíduos foi feita apenas para os modelos selecionados. Foram levantadas hipóteses sobre possíveis variáveis que podem causar erros nas estimativas (Tabela 4.7). Define-se por diferença de tempo (ΔT) o intervalo de tempo transcorrido entre a data de imageamento e a data de coleta de CSS, em dias. Esta variável é discreta, pois apesar de haver o horário do imageamento, não há a informação sobre o horário da coleta em campo, apenas o dia. Conforme aumenta ΔT espera-se que ξ também aumente. Isto é esperado porque conforme transcorre o tempo, os processos que provocam o transporte de sedimentos em suspensão, como as chuvas e o escoamento fluvial, podem estar variando. Para intervalos de tempo maiores (estações ou anos) esta premissa é totalmente válida, pois se trata da própria variação temporal do transporte de carga em suspensão dos rios. No entanto, foi adotado um limiar de diferença máxima de tempo de nove dias para ΔT . Espera-se que este limiar permita utilizar as imagens defasadas em relação aos dados de campo, com a hipótese de que o tempo

transcorrido não é suficiente para que haja grandes variações na CSS. Havendo uma tendência clara de aumento de ξ com ΔT , o limiar adotado seria então revisto.

Tabela 4.7 - Variáveis avaliadas e premissas adotadas na análise de resíduos (ξ)

Variável	Unidade/Notação	Hipótese
Lapso temporal	Dia / ΔT	quanto $> \Delta T > \xi$
Ângulo zenital solar	Graus ($^\circ$) / θ_s	quanto $> \theta_s > \xi$
Época do ano	Dia Juliano	pode haver variações dos erros ao longo do ano
Local	-	pode haver variações dos erros em diferentes lugares de um mesmo modelo

A Figura 4.16 mostra a variação do ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens utilizadas.

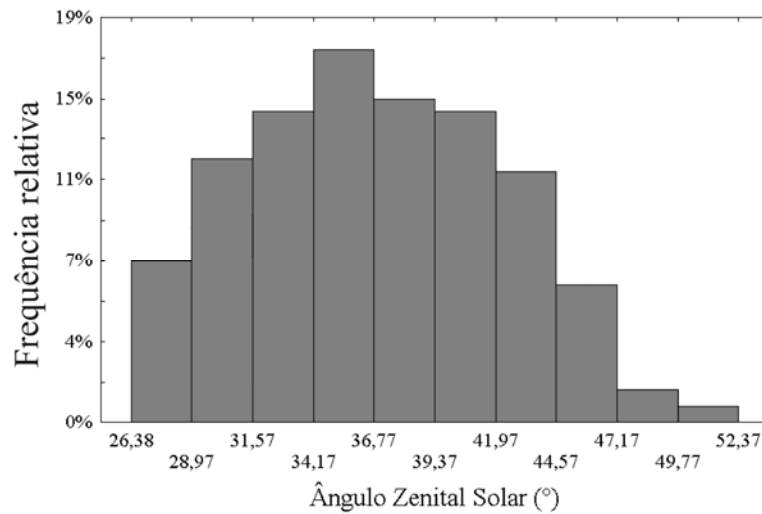


Figura 4.16 – Histograma de frequência do ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens.

O ângulo zenital solar (θ_s) em conjunto com a altura da camada atmosférica (h) define a trajetória da REM através da atmosfera (z):

$$z = h \times \sec \theta_s \quad (4.18)$$

Quanto maior a trajetória da radiação pela atmosfera, maiores são os efeitos de absorção e espalhamento, gerando maiores interferências à $\rho_{opa(\lambda)}$ em relação a uma condição de

$\theta_s = 0^\circ$. A conversão da $\rho_{\text{sup}(\lambda)}$ para $\rho_{\text{ag}(\lambda)}$ depende do θ_s , de forma que a transmitância da interface ar/água para a radiação incidente é menor quanto maior o θ_{in} , considerado igual à θ_s . Então quanto maior θ_s , maiores são as interferências da interface ar/água na penetração de REM no volume de água. Portanto, levando-se em conta a influência do θ_s , tanto na interação da REM com a atmosfera, quanto com a interface ar/água, pressupõem-se que, quanto maior θ_s , maior é ξ , dadas as interferências que não possuem relação com os componentes suspensos na água. Igualmente em relação à ΔT , se houver uma tendência clara de aumento de ξ com θ_s , as imagens que possuírem θ_s inadequado devem ser retiradas da análise.

A época do ano também pode ser uma variável importante, pois as características dos materiais em suspensão transportados pelos rios alteram-se ao longo do ano devido à heterogeneidade das chuvas e, portanto, da capacidade de produção de sedimentos nas bacias hidrográficas. O Rio Amazonas, por exemplo, têm sua carga suspensa fortemente controlada pela descarga dos rios Solimões e Madeira, mas ao longo do ano estes rios não contribuem de forma homogênea (Figura 4.17). À jusante da confluência com o Rio Madeira, o Rio Amazonas possui uma forte influência dos sedimentos provenientes da parte sul dos Andes no período entre janeiro e abril, enquanto que no período entre julho e outubro há uma quantidade muito pequena proveniente desta região. Ao mesmo tempo, o Rio Solimões possui uma distribuição anual de produção sedimentar mais complexa (Figura 4.17). Levando-se em conta este exemplo, foi avaliado se os erros dos modelos possuem algum vínculo com o período do ano em que ocorrem, pois se materiais de diferentes fontes são transportados em períodos preferenciais de tempo, os modelos podem não abranger tal complexidade.

As coletas *in situ* possuem algumas dependências espaciais. Coletas feitas em uma mesma estação podem ter algum tipo de relação, devido às características ambientais do rio neste ponto específico. De forma semelhante, as medidas feitas em estações de um mesmo rio podem estar amostrando materiais mais semelhantes em relação às estações de outros rios. Portanto, caso a regionalização das estações de coleta não tenha sido feita de forma adequada, o local onde as medidas foram feitas pode ser uma variável

relacionada com os resíduos dos modelos, constituindo-se em um problema para estimativa da CSS.

Para avaliar se os erros de estimativa estão ligados ao local onde as coletas foram feitas, os resíduos foram observados em gráficos de dispersão entre os locais de coleta para os modelos em que há mais de um ponto de amostragem.

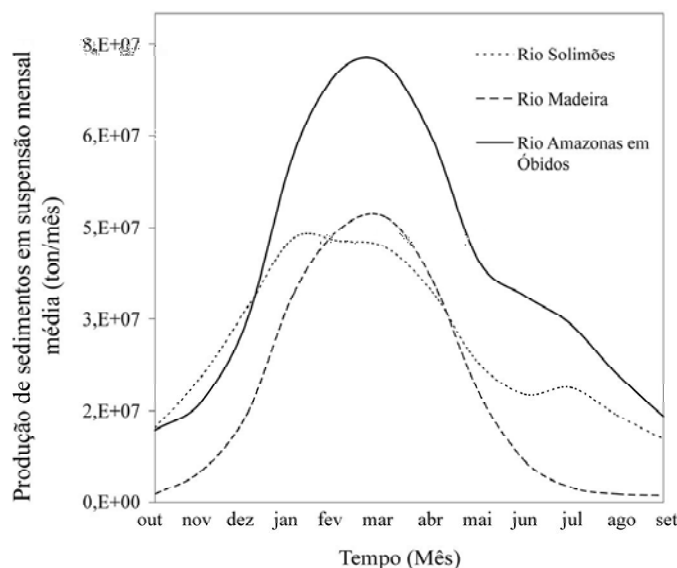


Figura 4.17 – Produção mensal média de sedimentos em suspensão para os rios Solimões, Madeira e Amazonas.

4.3.3.4 Análise de sensibilidade

Pressupõem-se que os erros de estimativa dos modelos possuem duas fontes distintas, uma aleatória, com $\varepsilon \sim N(0, \sigma^2)$, proveniente de fatores aleatórios, como as interferências atmosféricas e da interface ar/água, e das diferentes composições dos materiais em suspensão na água. Outra fonte de erro é o efeito da transmissão discretizada dos números digitais pelo sensor TM, que provoca erros na estimativa da reflectância, e consequentemente nos modelos. Embora o erro de medição de no máximo $\pm 0,5$ ND seja constante, este erro pode ter diferentes implicações para diferentes níveis de CSS.

Após a construção e seleção dos modelos, foi realizada uma análise de sensibilidade, em que o erro proveniente da discretização radiométrica de até $\pm 0,5$ ND foi avaliado. A análise de sensibilidade foi feita para diversos valores de CSS. Para cada análise foram

feitas 10.000 simulações de interferências entre -0,5 e 0,5 ND a partir de uma distribuição uniforme para cada banda espectral de modo independente. A partir desses valores simulados de ND foram derivados valores simulados de reflectância, que foram então utilizados como entrada nos modelos gerados. Este procedimento fornece uma distribuição de erros de estimativa, originados unicamente a partir da discretização radiométrica do sensor.

A estimativa da CSS a partir dos dados orbitais resulta em apenas um valor:

$$ND_{\lambda} \rightarrow L_{\lambda} \rightarrow \rho_{\lambda} \Rightarrow CSS_{ER} \quad (4.19)$$

Onde:

CSS_{ER} = estimativa real da CSS.

Enquanto que podem ser feitas n interações de estimativas a partir de valores simulados de ND:

$$(\pm 0..0,5 + ND_{\lambda}) \rightarrow L_{\lambda} \rightarrow \rho_{\lambda} \Rightarrow CSS_{ES} \quad (4.20)$$

Onde:

CSS_{ES} = estimativa simulada da CSS.

Os erros de estimativa vinculados à discretização radiométrica são obtidos por meio da subtração simples entre CSS_{ES} e CSS_{ER} .

4.3.3.5 Aplicação

Embora o foco deste trabalho seja a geração dos modelos empíricos, a aplicação destes permite uma avaliação preliminar dos produtos gerados pelos modelos. O Rio Amazonas possui um conhecido pulso de transporte de sedimentos em que há picos anuais de altas concentrações que antecedem o máximo da vazão. Como há uma grande quantidade de dados de CSS para a estação de “Óbidos”, o comportamento das estimativas pode ser confrontado com o comportamento apresentado pelos dados de campo.

Então o modelo gerado para esta estação foi aplicado em imagens de períodos que não possuem dados de campo. O banco de dados da DGI foi consultado, e as imagens

disponíveis para estes períodos foram avaliadas segundo a cobertura de nuvens e qualidade radiométrica. Foram adquiridas 119 imagens TM, as quais foram processadas segundo a avaliação dos níveis de correção (seção de Resultados), e a amostragem dos pixels foi realizada da mesma forma em relação à amostragem para geração dos modelos. Pelo fato de que as datas destas imagens são em períodos sem dados de campo, nenhuma destas imagens pertence aos conjuntos que foram utilizados para geração dos modelos.

5 RESULTADOS DA MODELAGEM GLOBAL

De modo a avaliar o comportamento específico de cada variável em relação à CSS, a análise de regressão linear simples foi feita para cada uma (Tabela A.1, Figuras A.1, A.2, A.3 e A.4). De uma maneira geral, os valores de R^2 são baixos e os erros de estimativa são altos para todas as variáveis, mas alguns padrões podem ser observados. Conforme aumenta o comprimento de onda, melhora o desempenho dos modelos no visível e infravermelho próximo, o que coincide com o fato de que a relação entre refletância e CSS satura em comprimentos de onda mais curtos para níveis de CSS mais baixos, em relação aos comprimentos de onda maiores (HOLYER, 1978; NOVO et al. 1989b; LODHI et al. 1997). Isto não é válido para a banda do infravermelho de ondas curtas, que não apresenta qualquer relação com a CSS.

Para a $\rho_{apa(\lambda)}$ as razões entre bandas possuem resultados que se assemelham aos resultados obtidos com uso das bandas 1, 2, 3 e 4, mas, com uso de outros níveis de correção, as razões entre bandas perdem força de relação com a CSS. A razão de bandas $(3+4)/(2+1)$ possui o maior valor de R^2 (para $\rho_{apa(\lambda)}$), mas para os outros níveis de correção ($\rho_{sup(\lambda)}$, $\rho_{ag_1(\lambda)}$ e $\rho_{ag_2(\lambda)}$) esta variável também perde força de relação com a CSS.

Os resultados obtidos com uso das razões entre bandas são intrigantes, pois teoricamente era esperado que, com a correção atmosférica, tais variáveis produzissem um aumento em sua relação com a CSS, ou mesmo que não houvesse diferença alguma, caso as correções fossem transformações lineares das imagens. Entretanto, houve uma diminuição dos valores de R^2 . A premissa adotada para o uso destas variáveis nos modelos, conforme descrito na metodologia, é que elas poderiam fornecer informações acerca da saturação da relação entre refletância e CSS nos comprimentos de onda mais curtos para altos níveis de CSS, além de características das partículas sedimentares, como mineralogia e granulometria. Em vista destas premissas, quanto maiores são as razões, espera-se que a CSS seja maior. Este comportamento pode ser observado na série histórica de Óbidos, no Rio Amazonas, quando a CSS é comparada com as seis razões entre bandas de $\rho_{apa(\lambda)}$ (Figuras 5.1).

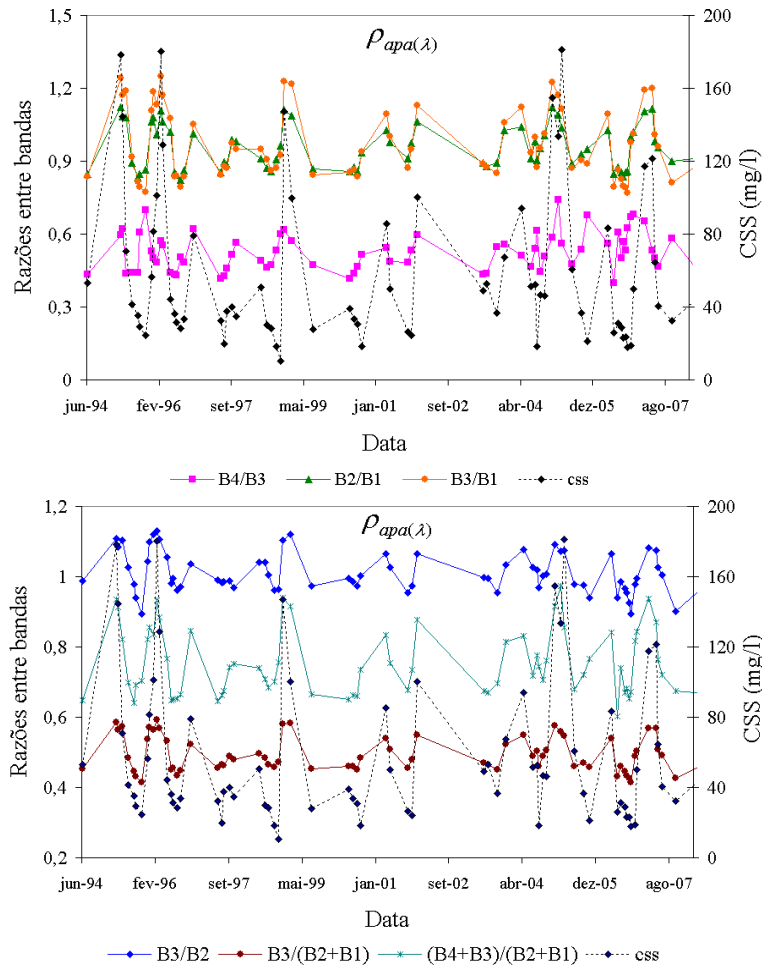


Figura 5.1 – Série temporal da CSS em Óbidos (Rio Amazonas) e as razões entre bandas da unidade $\rho_{apa(\lambda)}$.

Nota-se que, conforme os níveis de CSS alteram-se ao longo do tempo, todas as razões entre bandas possuem um comportamento semelhante. Este comportamento corrobora as premissas adotadas na metodologia, mas, quando estes mesmos dados são plotados com a $\rho_{sup(\lambda)}$, um comportamento diferente é observado (Figura 5.2).

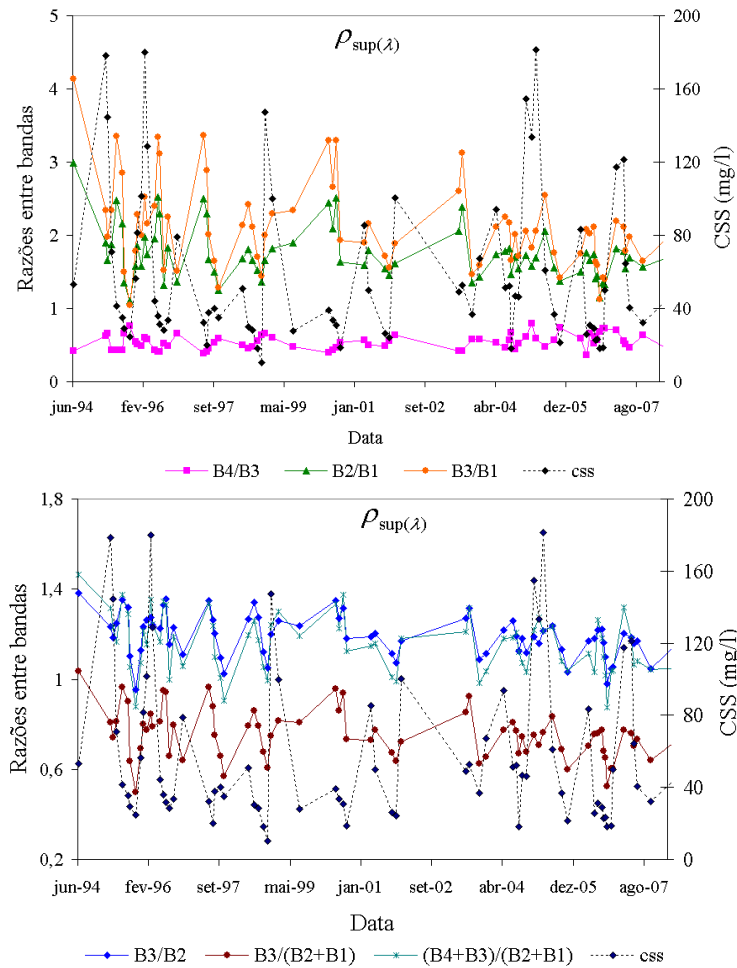


Figura 5.2 - Série temporal da CSS em Óbidos (Rio Amazonas) e as razões entre bandas da unidade $\rho_{sup(\lambda)}$.

Nota-se que o padrão existente entre as razões de bandas ($\rho_{apa(\lambda)}$) e a CSS é totalmente alterado com uso da $\rho_{sup(\lambda)}$. Portanto, levanta-se a hipótese de que as razões entre bandas com uso da $\rho_{apa(\lambda)}$ não respondem apenas às diferenças espectrais da relação entre CSS e reflectância e às diferenças na composição e granulometria das partículas, mas também fornecem uma informação sobre o nível de influência atmosférica sobre as amostras. Como todas as razões possuem bandas de maior comprimento de onda no numerador, quanto maior é a razão, para um mesmo sinal proveniente do terreno, menor é a proporção entre este sinal e a influência por espalhamento atmosférico, dada a diminuição exponencial do espalhamento atmosférico com o aumento do comprimento

de onda. Portanto, quanto maiores são estas razões, maiores são os sinais provenientes da água em relação ao sinal proveniente de espalhamento atmosférico, o que muitas vezes indica o aumento dos níveis de CSS. Esses resultados sugerem que a correção atmosférica aplicada não minimizou adequadamente tais efeitos, introduzindo um ruído aleatório aos valores de $\rho_{\text{sup}(\lambda)}$, que reduziu sua relação com a CSS, e consequentemente afetou os valores dela derivados ($\rho_{\text{ag_1}(\lambda)}$ e $\rho_{\text{ag_2}(\lambda)}$).

A aplicação de regressão linear simples a bandas ou razões entre bandas não gerou modelos adequados à estimativa da CSS nos rios amazônicos de águas brancas. A Figura 5.3 apresenta o gráfico de dispersão entre os valores de CSS reais e estimados, considerando a variável que obteve os melhores resultados (razão entre bandas $(4+3)/(2+1)$, de $\rho_{\text{apa}(\lambda)}$). A descrição do modelo encontra-se no apêndice A (Tabelas A.2 e A.3).

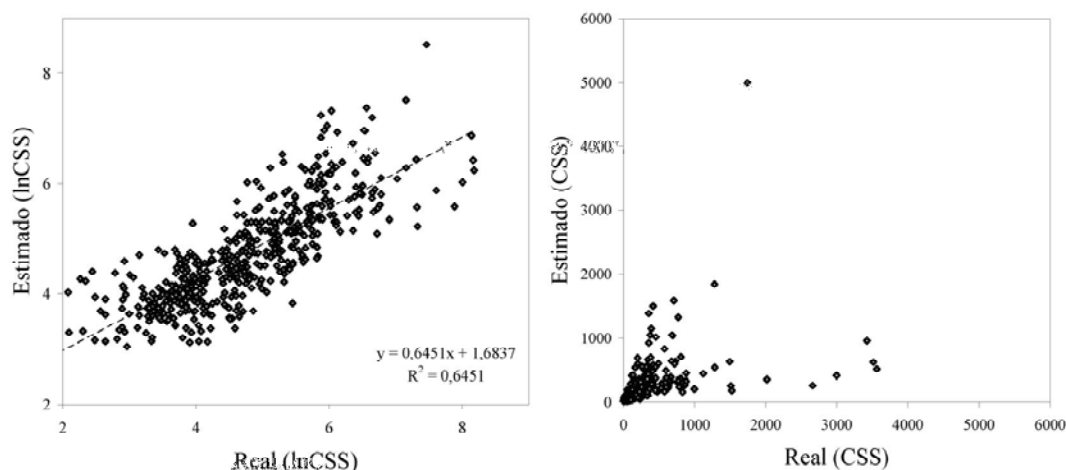


Figura 5.3 – Dispersão entre valores reais e estimados a partir do melhor modelo com uso de apenas uma variável.

O modelo baseado nos dados transformados por logaritmo natural possui variância constante e indica, de uma forma geral, que há uma boa relação. Contudo, a dispersão entre os valores reais e estimados de CSS mostra que os erros de estimativa são muito altos. A inadequação deste modelo fica evidente observando-se os altos valores de erro médio e desvio padrão (Tabela A.3). Portanto, considera-se que a abordagem com

apenas uma variável independente, utilizando todo o conjunto de dados, não é adequada.

Os resultados da regressão múltipla a partir de todo o conjunto de dados estão resumidos na Tabela 5.1. Os modelos estão descritos na Tabela B.1.

Tabela 5.1 – Estatísticas referentes aos modelos de regressão linear múltipla descritos na Tabela B.1. (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$. N = 504.

Unidade	R ²	R ² LOOCV	ξ: μ (mg/l)	ξ: σ (mg/l)	F	p
$\rho_{apa(\lambda)}$	0,76	0,748	99,32	266,21	301,16	*
$\rho_{sup(\lambda)}$	0,693	0,65	117,49	357,87	186,7	*
$\rho_{ag_1(\lambda)}$	0,687	0,643	115,77	317,73	274,1	*
$\rho_{ag_2(\lambda)}$	0,7	0,658	113,16	313,85	291,7	*

O resultado das estatísticas referentes aos modelos de regressão múltipla, apresentado na Tabela 5.1, mostra que estes permitem estimar com maior precisão a CSS do que os modelos de regressão com uso de apenas uma variável independente. Os gráficos de dispersão para cada nível de correção também foram avaliados, observando-se que a unidade $\rho_{apa(\lambda)}$ forneceu as estimativas mais precisas (Figura 5.4). Os outros gráficos de dispersão referentes aos demais níveis de correção encontram-se na Figura B.1.

A análise de regressão múltipla gerou modelos em que a CSS é menos subestimada em relação ao modelo de uma única variável independente, mas os erros ainda são altos, bem como o desvio padrão. Foram observadas as dispersões entre as estimativas de CSS de cada nível de correção (Figura 5.5). Esta matriz mostra que as estimativas da CSS por meio dos quatro diferentes níveis de correção são altamente correlacionadas. Foi realizado um teste *t* pareado para os resíduos dos modelos gerados a partir de cada nível de correção (Tabela 5.2). O teste foi aplicado para verificar se o erro médio de 99,32 mg/l, com uso da $\rho_{apa(\lambda)}$, é menor do que os erros médios dos modelos que utilizam outros níveis de correção.

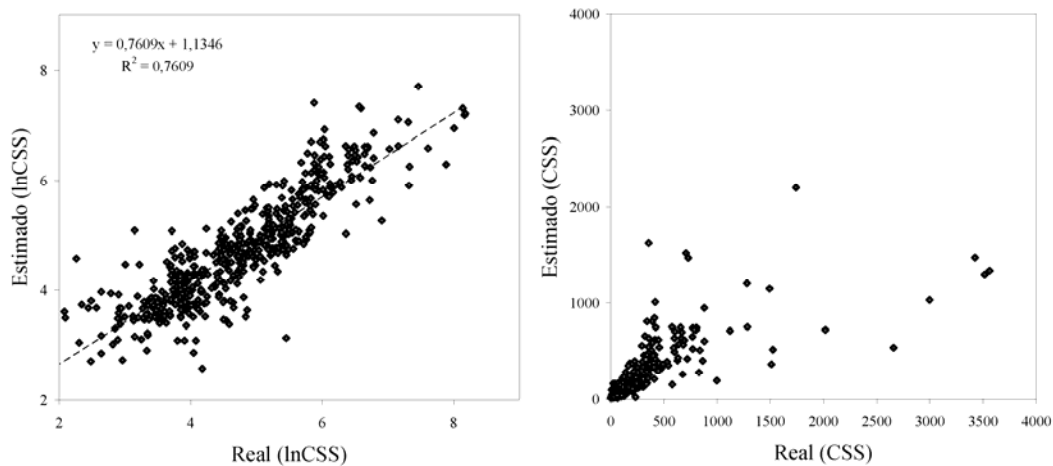


Figura 5.4 - Dispersão entre CSS real e estimada pelo modelo de regressão múltipla com uso da $\rho_{apa}(\lambda)$.

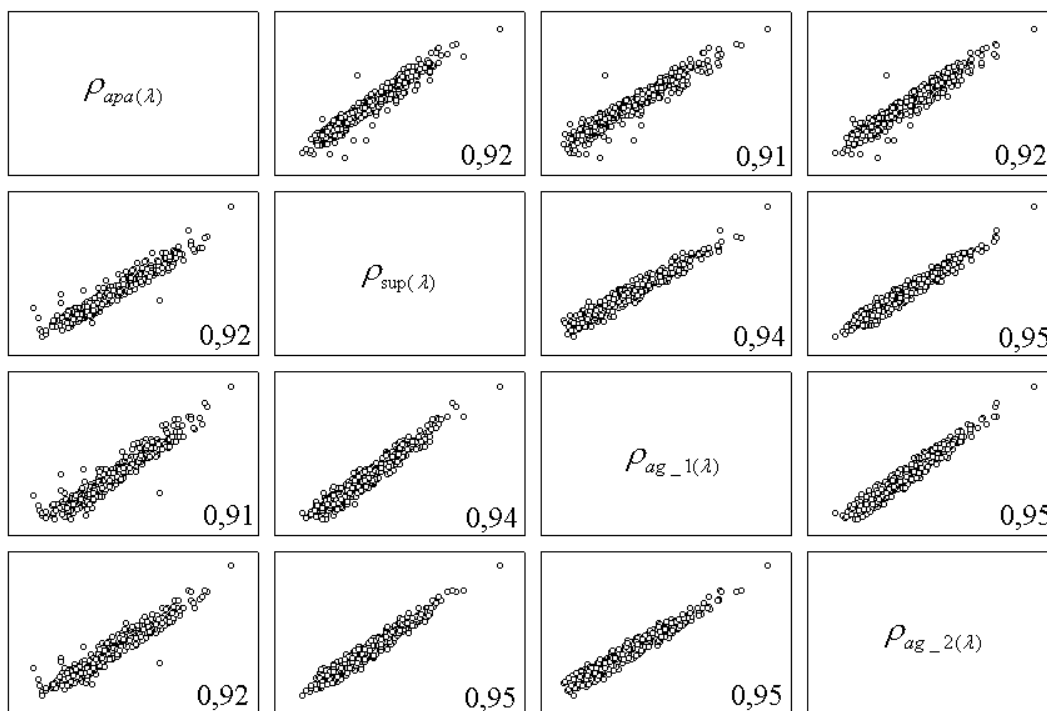


Figura 5.5 - Dispersão entre as estimativas de CSS a partir da regressão linear múltipla, com uso dos quatro níveis de correção. Em cada quadro estão apresentados os valores de R^2 .

Tabela 5.2 – Teste t pareado entre os resíduos dos modelos multivariados. $t_{crit} = 1,645$.

Níveis de correção	$\bar{X}_{A-B}$	S_{A-B}	t_{obs}	p
$\rho_{apa(\lambda)} - \rho_{sup(\lambda)}$	-18,17	147,8	-2,757	0,006
$\rho_{apa(\lambda)} - \rho_{ag_1(\lambda)}$	-16,45	82,88	-4,453	1×10^{-5}
$\rho_{apa(\lambda)} - \rho_{ag_2(\lambda)}$	-13,84	92,69	-3,35	0,0008

Portanto, para $\alpha = 5\%$ o erro médio do modelo baseado em $\rho_{apa(\lambda)}$ é menor do que os erros médios apresentados pelos demais modelos. Os resultados apresentados até aqui indicam que a $\rho_{apa(\lambda)}$ é a unidade mais adequada para estimativa da CSS. Isto porque as estimativas apresentadas com uso deste nível de correção foram mais precisas e também porque implicam em um menor custo computacional. Portanto, as demais fases da pesquisa foram limitadas ao uso da $\rho_{apa(\lambda)}$.

Foram adicionadas as variáveis categóricas ao modelo multivariado baseado em $\rho_{apa(\lambda)}$ (Tabela 5.3). A descrição do modelo está apresentada na Tabela C.1 e a dispersão entre reais e estimados na Figura 5.6.

Tabela 5.3 – Estatísticas referentes ao modelo de regressão linear múltipla com uso de variáveis categóricas descrito na Tabela C.1 (baseado em $\rho_{apa(\lambda)}$). (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$.

R^2	R^2 LOOCV	$\xi: \mu$ (mg/l)	$\xi: \sigma$ (mg/l)	F	p
0,789	0,776	82,99	207,55	234,2	*

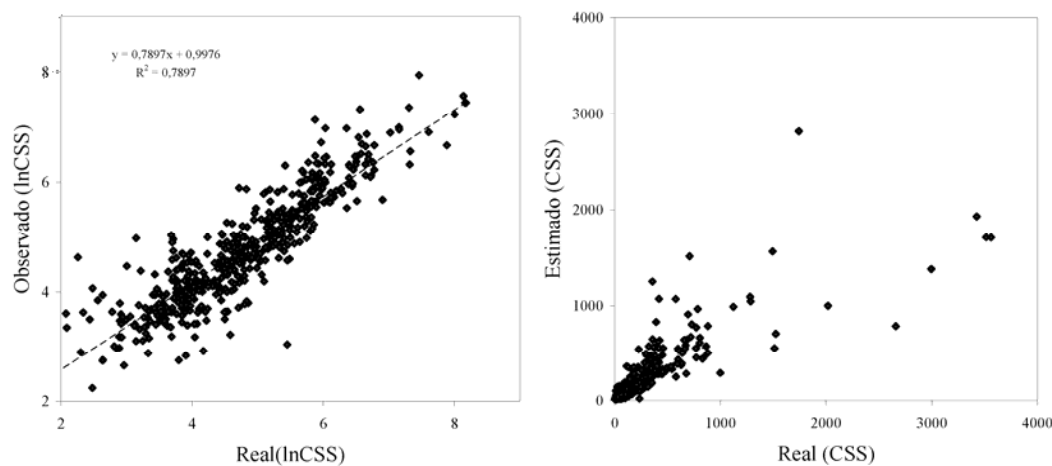


Figura 5.6 - Dispersão entre CSS real e estimada pelo modelo de regressão múltipla com uso de variáveis categóricas.

A introdução de variáveis categóricas ao modelo total provocou a diminuição do erro das estimativas, tanto da média quanto do desvio padrão. Também foi testada a abordagem de análise de regressão em conjunto com a construção de uma árvore de decisão (Tabela 5.4). A descrição do modelo está apresentada nas Tabelas D.1 e D.2 e a dispersão entre dados reais e estimados pode ser observada na Figura 5.7.

Observa-se que o uso do modelo de árvore M5P aumentou a precisão das estimativas, mas com a partição do conjunto de dados em dois subconjuntos, baseado em um limiar da razão entre bandas $(4+3)/(2+1)$.

Tabela 5.4 - Estatísticas referentes ao modelo de regressão baseada em modelo de árvore M5P descrito nas Tabelas D.1 e D.2. (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$.

R^2	R^2 LOOCV	$\xi: \mu$ (mg/l)	$\xi: \sigma$ (mg/l)	F	p
0,792	0,78	76,01	189,69	112,3	*

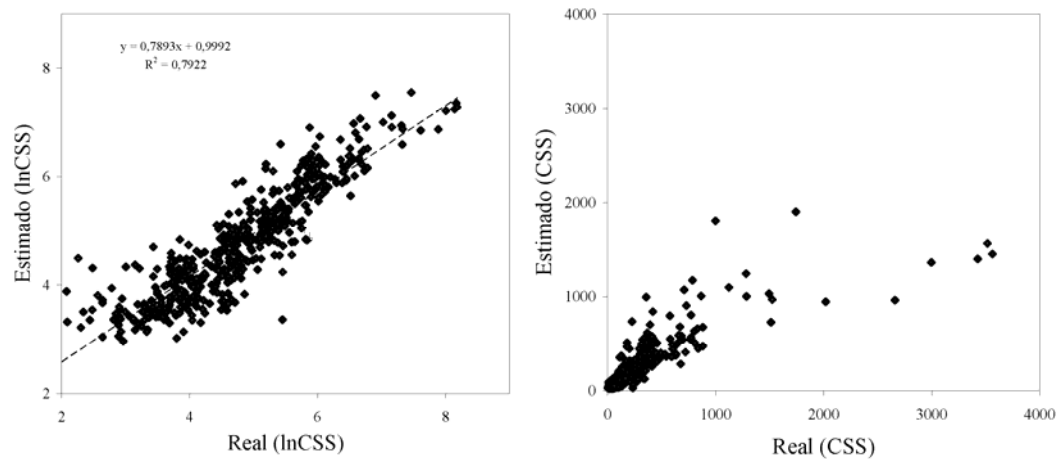


Figura 5.7 - Dispersão entre CSS real e estimada pelo modelo de árvore M5P.

Apesar do aumento da precisão das estimativas com uso de modelos mais complexos e maior número de variáveis preditoras, considera-se que tais modelos também não são adequados para aplicação devido aos altos erros de estimativa. Portanto, por meio das técnicas utilizadas neste trabalho, não foi possível gerar um modelo único adequado para todos os rios amazônicos de águas brancas. Como as técnicas apresentadas não resultaram em modelos adequados, buscou-se uma alternativa, repartindo os dados em conjuntos, etapa que consiste no capítulo 6.

6 MODELAGEM REGIONAL

6.1 Regionalização das estações de coleta

Um grande problema com o uso da análise de regressão com todo o conjunto de dados é que embora a concentração de partículas inorgânicas seja um componente que explique em grande parte a reflectância das águas brancas, existem outros fatores que afetam essa relação. Na tentativa de gerar um modelo geral que inclua todas as amostras de CSS, não se leva em conta o efeito que a composição mineralógica e granulométrica das amostras pode ter sobre o espectro de reflectância da água, pois são variáveis importantes na intensidade e forma do espectro (HOLYER, 1978; NOVO et al. 1989; HAN; RUNDQUIST, 1996; LODHI et al. 1997). A presença de materiais orgânicos dissolvidos também pode alterar a relação entre CSS e reflectância, pois tal constituinte possui forte absorção da REM, cujo efeito decai exponencialmente com o aumento do comprimento de onda (DEKKER, 1993). Em ambientes com alta concentração de matéria orgânica dissolvida, as partículas inorgânicas adsorvem parte desse material, e têm suas propriedades de absorção e espalhamento alteradas (KIRK, 2011). Estes fatores devem ser os motivos pelos quais os modelos globais apresentados no capítulo 5 não forneceram estimativas adequadas. Portanto, para que possam ser elaborados modelos mais precisos, os dados devem ser agrupados em conjuntos com características ópticas semelhantes e tratados separadamente.

Conforme apresentado na fundamentação teórica, a característica do material transportado por um rio possui uma forte relação com a área de drenagem. Características geológicas, pedológicas e mineralógicas do substrato influenciam diretamente na composição e granulometria dos sedimentos. Estas características, em conjunto com a topografia, grau de cobertura vegetal e intensidade das chuvas definem a resistência das partículas aos processos erosivos da precipitação. Já a presença de cobertura vegetal, em conjunto com processos biológicos e pedológicos, gera materiais orgânicos.

Se tais características das áreas de drenagem influenciam na composição e tamanho dos sedimentos em suspensão, bem como na presença de materiais orgânicos dissolvidos, pressupõe-se que as características ópticas dessas águas possuem uma dependência em

relação à respectiva bacia de drenagem. A partir desta premissa, adotou-se a hipótese de que regiões com características físicas semelhantes possuem drenagens com águas de características ópticas igualmente semelhantes. Da mesma forma que as características físicas das áreas de drenagem têm uma influência sobre os principais tipos de águas amazônicas (SIOLI, 1984; McCLAIN; NAIMAN, 2008; JUNK et al. 2011), as águas brancas também possuem diferenças regionais que podem refletir diferentes comportamentos ópticos.

Portanto, as estações de coleta em campo foram classificadas segundo as características físicas das respectivas áreas de drenagem. Os critérios utilizados para diferenciação das estações de coleta estão dispostos na Figura 6.1, e os conjuntos estão descritos na Tabela 6.1.

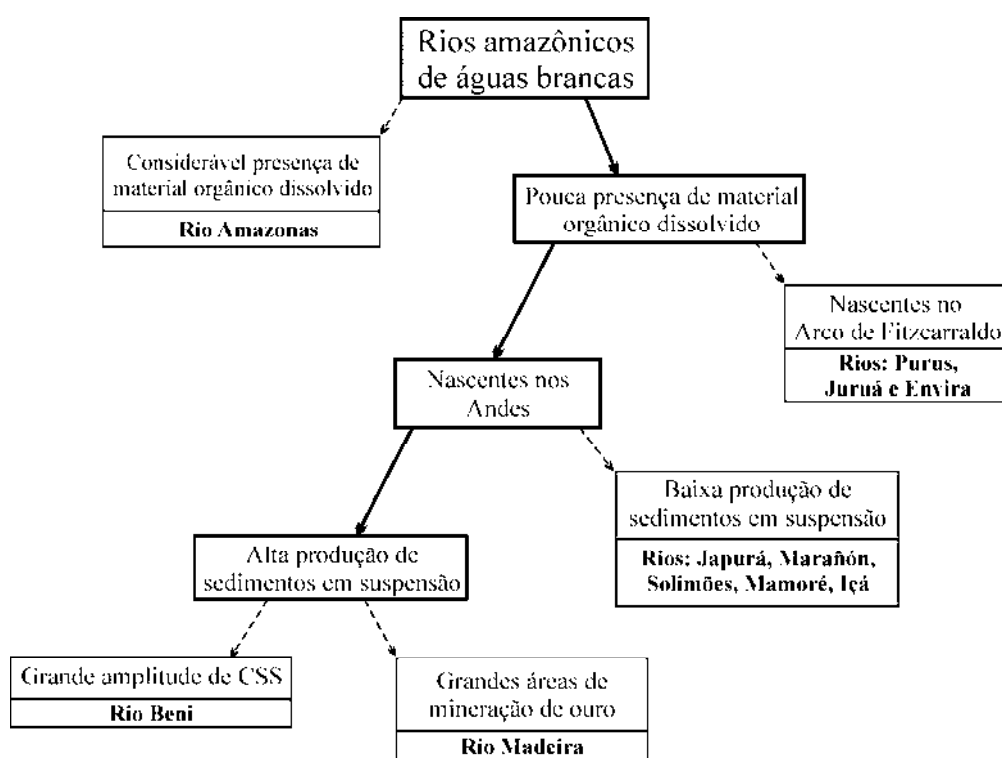


Figura 6.1 - Critérios adotados para diferenciação das estações de coleta *in situ*.

A primeira diferenciação das áreas de drenagem das estações é entre o Rio Amazonas e os demais rios de águas brancas. O Rio Amazonas recebe grandes quantidades de águas pretas, ricas em materiais orgânicos dissolvidos, principalmente do Rio Negro. Uma

grande área de terras florestadas de relevo suave e formações pedológicas essencialmente podzólicas caracteriza a área de drenagem do Rio Negro.

Dentre os rios com baixa quantidade de material orgânico dissolvido, diferenciaram-se os rios com nascentes nos Andes e os rios com nascentes na região do Arco de Fitzcarraldo. Apesar da alta produção de sedimentos em ambas regiões, elas possuem contextos geológicos muito distintos. A região do Arco de Fitzcarraldo é dominada por terrenos sedimentares terciários (LATRUBESSE et al., 2005) enquanto que os Andes são compostos principalmente por rochas metamórficas e ígneas.

Tabela 6.1 – Agrupamento das estações para regionalização dos modelos

Conjunto	Rios / n° de estações
Andes – Baixa produção	Içá, Japurá, Maraón, Solimões, Mamoré / 8
Arco de Fitzcarraldo	Purus, Juruá, Envira / 8
Rio Madeira	Madeira / 5
Rio Beni	Beni / 1
Rio Amazonas	Amazonas / 1

Dos rios com nascentes nos Andes há dois grupos distintos, um que abrange áreas com alta produção sedimentar e um com baixa produção sedimentar. Os critérios adotados para definição destes dois grupos são a amplitude altimétrica e a precipitação nas áreas de drenagem. O grupo de alta produção sedimentar combina áreas de grandes amplitudes altimétricas e fortes taxas de precipitação. Os Andes do sul do Peru e os Andes bolivianos possuem estas características conjuntas. Estas regiões possuem rápidas taxas de soerguimento (WITTMANN et al. 2009) e grandes amplitudes altimétricas, o que em conjunto com os tipos litológicos predominantes e a declividade média das bacias, fazem com que haja altas taxas de produção sedimentar (AALTO et al. 2006). No entanto, além das características geológicas e topográficas, há eventos extremos de precipitação orográfica nesta região (Figura 6.2), altamente concentrados nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro (ESPINOZA VILLAR, et al. 2010).

Portanto, a região andina no sul amazônico combina eventos extremos de precipitação, grandes amplitudes altimétricas e altas declividades médias das bacias, de tal forma que não ocorre no restante dos Andes da bacia amazônica. Então o restante das estações foram definidos como “Andes – baixa produção”, denominação que refere-se à relativa alta produção sedimentar das outras regiões. Mas há algumas estações que poderiam ser interpretadas como pertencentes ao grupo de alta produção, como as estações de Borja e Guarajá-Mirim, as quais serão discutidas.

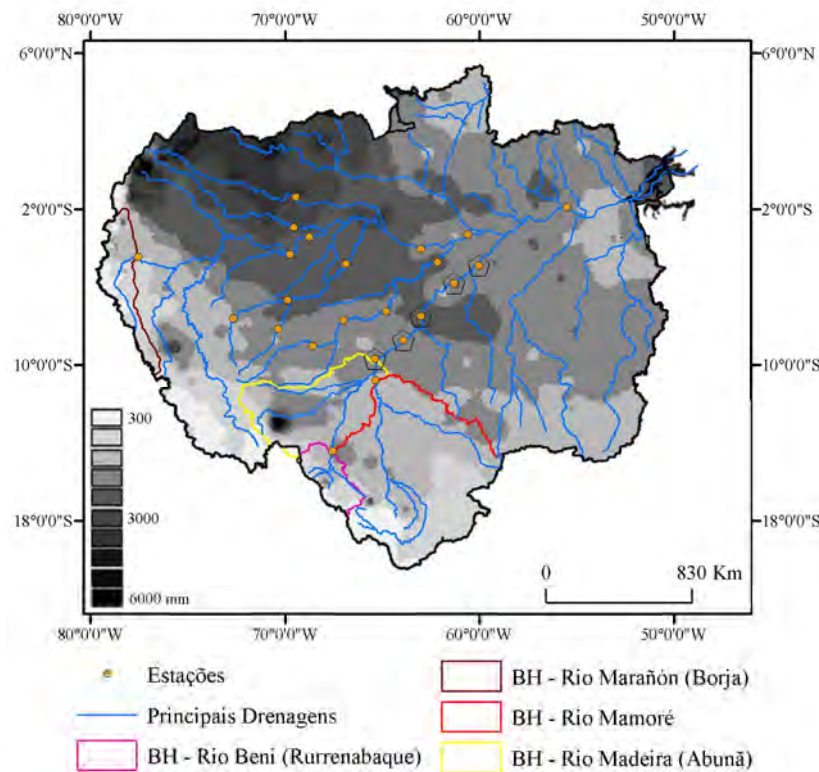


Figura 6.2 – Precipitação anual média para a bacia amazônica. As áreas de drenagem das estações citadas no texto estão demarcadas. Os pentágonos indicam as estações do Rio Madeira, que formam um grupo distinto. Modificado de: Villar et al. (2010).

A área de drenagem acima de Borja, no Rio Marañón também possui alta declividade média, mas não há eventos extremos de precipitação como na região sul (Figura 6.2). Já ao norte, nas cabeceiras de drenagem dos rios Içá e Japurá, há muita precipitação, mas há baixa amplitude altimétrica e menor declividade média das bacias. A estação de Guarajá-Mirim no Rio Mamoré limita-se a oeste com as áreas de drenagem do Rio Beni

e do Alto Madeira. Embora esta área possua características semelhantes às das bacias de alta produção de sedimentos em suspensão, grande parte dela está embasada no domínio dos cerrados, no escudo brasileiro, de rios de águas claras. Além disso, há uma grande área de baixa precipitação nos Andes, nesta área de drenagem (Figura 6.2). Portanto, as estações de Borja e Guarajá-Mirim foram incluídas no grupo “Andes – baixa produção”.

Além da distinção entre estações de baixa e alta produção de sedimentos em suspensão, as estações do Rio Madeira foram tratadas separadamente da estação do Rio Beni. A estação de Rurrenabaque localiza-se justamente no limite entre a cadeia Andina e a área alagável do Rio Beni, possuindo grande amplitude de concentrações, que variam entre 10mg/l no período seco e cerca de 10.000mg/l nos períodos chuvosos.

As cabeceiras de drenagem do Rio Madeira localizadas no sul do Peru encontram-se em uma área de precipitação extrema, com média anual acima de 6.000 mm. Esta região também possui extensas áreas de mineração de ouro, as quais produzem grande quantidade de sedimentos em suspensão. Os sedimentos em suspensão produzidos nesta área são amostrados apenas nas estações do Rio Madeira e na estação de Óbidos, no Rio Amazonas, sistema em que há uma complexa mistura de componentes ópticos. Portanto, as estações do Rio Madeira foram tratadas separadamente em relação à estação de Rurrenabaque, no Rio Beni, por se encontrarem em ambientes distintos. As áreas de drenagem dos cinco conjuntos definidos estão dispostas na Figura 6.3.

6.2 Resultados a partir dos modelos regionalizados

A Tabela 6.2 resume as métricas descritivas dos dados de CSS e a Tabela 6.3 apresenta os resultados estatísticos de cada modelo regional. A Figura 6.4 apresenta os gráficos de dispersão entre os dados reais e estimados para cada modelo e a Figura E.1 apresenta a dispersão entre dados reais e estimados por meio da validação cruzada LOOCV. Os modelos estão apresentados nas Tabelas E.1, E.2, E.3, E.4 e E.5.

Os modelos regionalizados fornecem estimativas mais precisas da CSS em relação aos modelos globais, mantendo uma robustez estatística, todos os modelos são significativos (valor $p < 1 \times 10^{-6}$) e apresentam bons resultados de validação cruzada.

Portanto, as outras etapas de análise dos modelos foram feitas apenas para os modelos regionalizados.

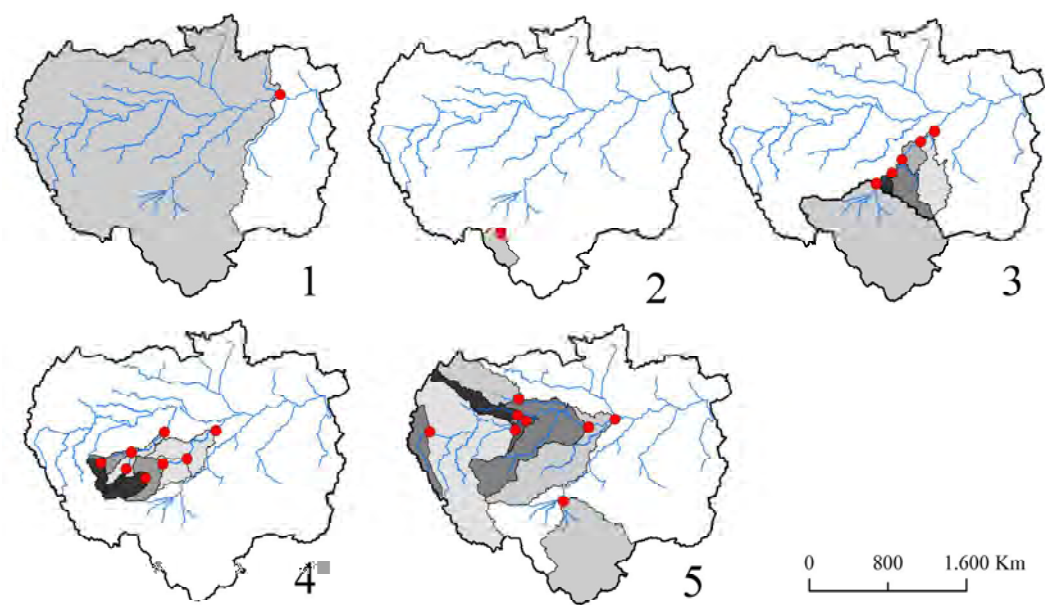


Figura 6.3 - Bacias hidrográficas das estações de cada conjunto. 1 – Rio Amazonas; 2 – Rio Beni; 3 – Rio Madeira; 4 – Arco de Fitzcarraldo; 5 – Andes - Baixa produção.

Tabela 6.2 - Métricas descritivas dos dados de CSS dos modelos regionais

Conjunto	Média	Desvio padrão	Mín - máx
Rio Amazonas	56,40	40,53	10,4 – 180,09
Rio Beni	997,28	1103,11	28,3 – 3561,72
Rio Madeira	230,17	205,79	0,3 – 881,02
Arco de Fitzcarraldo	197,07	207,21	7 – 1280,99
Andes – baixa produção	136,85	111,13	0 – 728,40

Tabela 6.3 - Resultados estatísticos dos modelos particionados (com uso de $\rho_{apa(\lambda)}$). (*) valor $p < 1 \times 10^{-6}$. **k** é o número de variáveis preditoras.

Modelo	N	k	R ²	R ² ajustado	R ² LOOCV	p	ξ: μ (mg/l)	ξ: σ (mg/l)
Andes – baixa produção	112	7	0,78	0,77	0,72	*	39,55	37,07
Rio Madeira	168	7	0,85	0,84	0,81	*	59,66	63,68
Rio Beni	34	6	0,91	0,89	0,79	*	330,2	359,7
Rio Amazonas	83	7	0,89	0,88	0,86	*	10,12	7,81
Arco de Fitzcarraldo	107	7	0,83	0,82	0,78	*	67,98	73,03

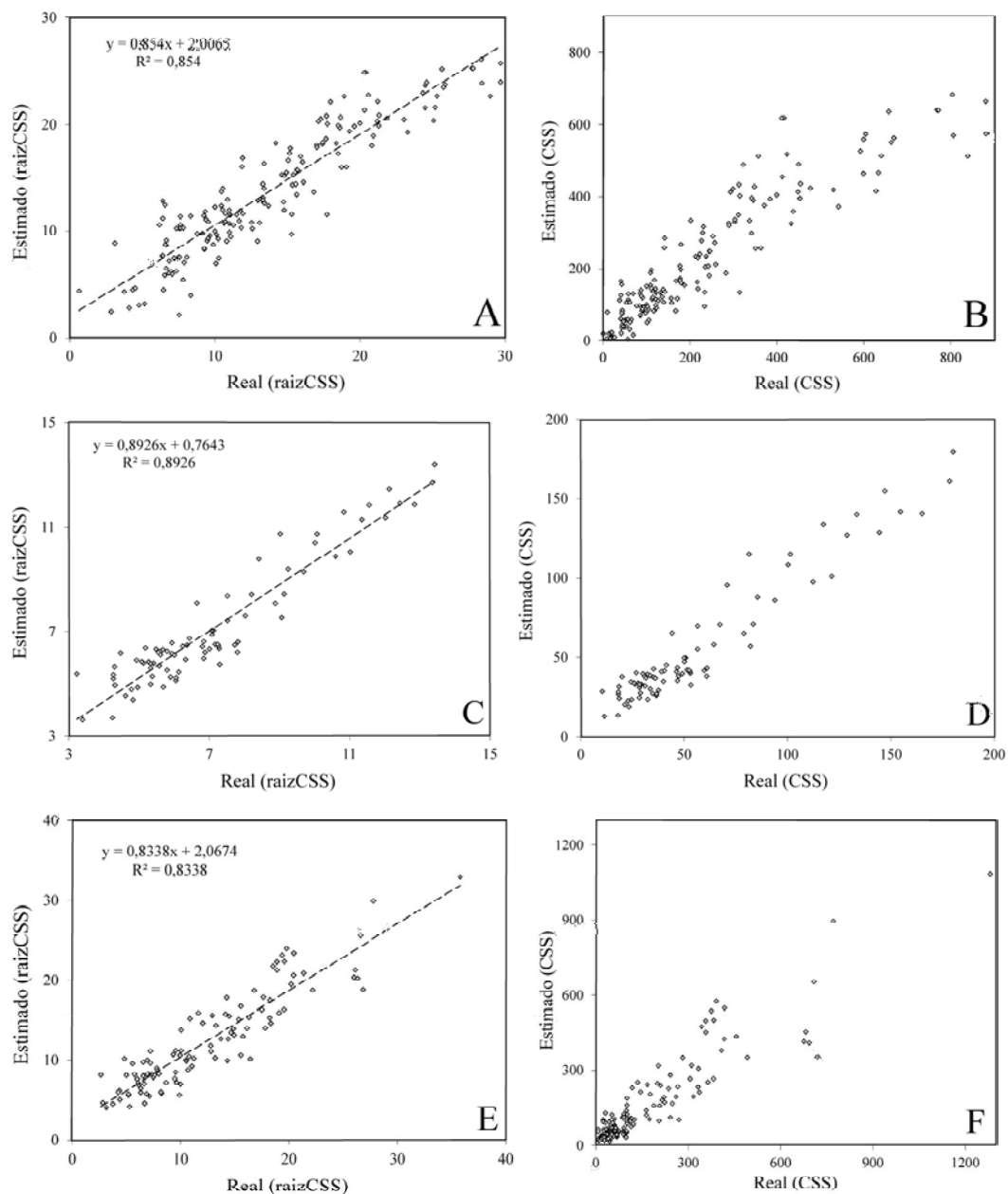


Figura 6.4 - Dados reais e estimados para os modelos particionados: Rio Madeira (A e B), Rio Amazonas (C e D), Arco de Fitzcarraldo (E e F), Andes – baixa produção (G e H) e Rio Beni (I e J).

(Continua)

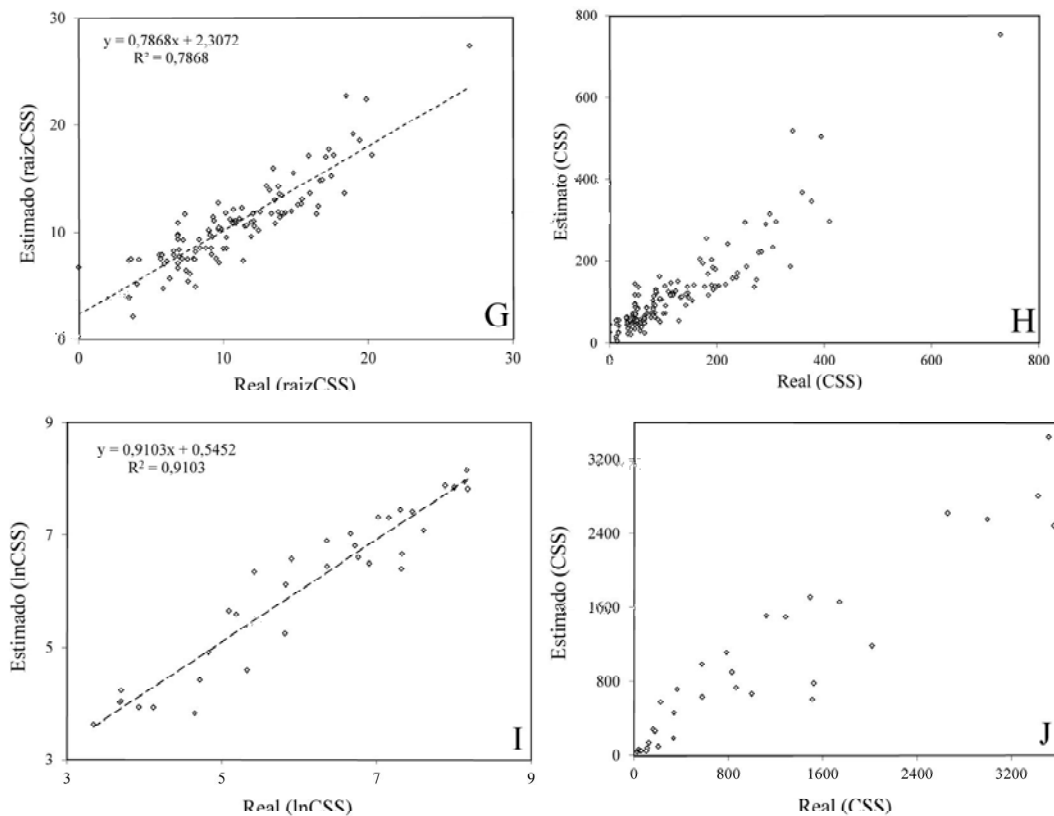


Figura 6.4 – Conclusão.

6.3 Análise de resíduos

Foram avaliados os gráficos de dispersão entre os resíduos dos modelos e a diferença de tempo entre a coleta em campo e o imageamento (Figura 6.5). Não foi observado padrão evidente de que haja aumento sistemático dos resíduos com o aumento do lapso entre a aquisição de dados *in situ* e orbitais. Também não há aumento dos resíduos com o aumento do ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens (Figura 6.6).

Não foram encontrados fortes padrões de comportamentos anuais dos resíduos (Figura 6.7), embora haja uma diminuição dos valores para o Arco de Fitzcarralho (no período próximo ao dia 200) e para o Rio Madeira (no período próximo ao dia 175). As regiões abrangidas por estes dois modelos lidam com secas anuais nos períodos de tempo citados, o que leva a baixos níveis de CSS devido à baixa taxa de precipitação.

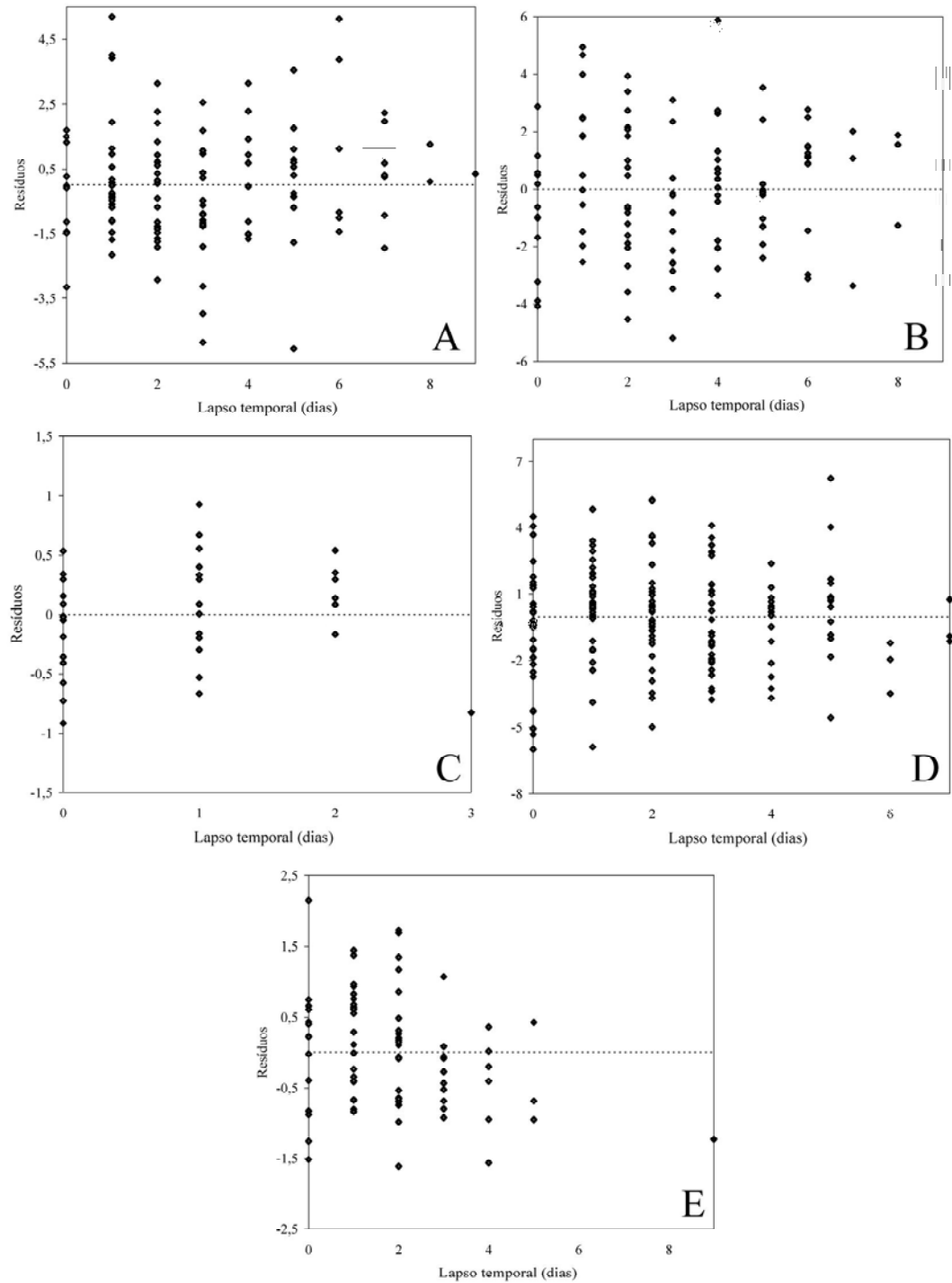


Figura 6.5 – Dispersão entre os resíduos e o lapso temporal das coletas *in situ* e orbitais: Andes – baixa produção (A), Arco de Fitzcarraldo (B), Rio Beni (C), Rio Madeira (D) e Rio Amazonas (E).

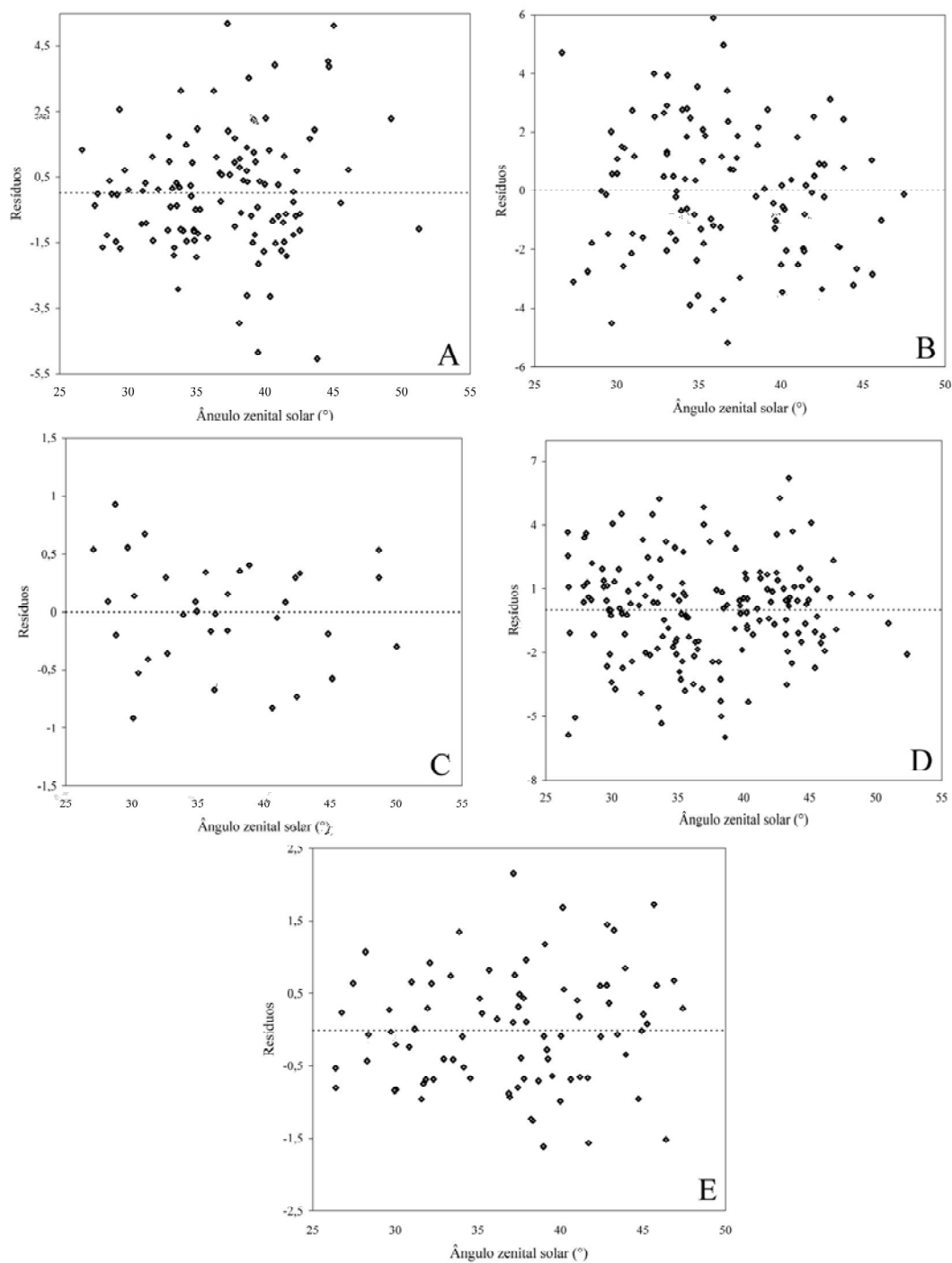


Figura 6.6 – Dispersão entre os resíduos e o ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens: Andes – baixa produção (A), Arco de Fitzcarraldo (B), Rio Beni (C), Rio Madeira (D) e Rio Amazonas (E).

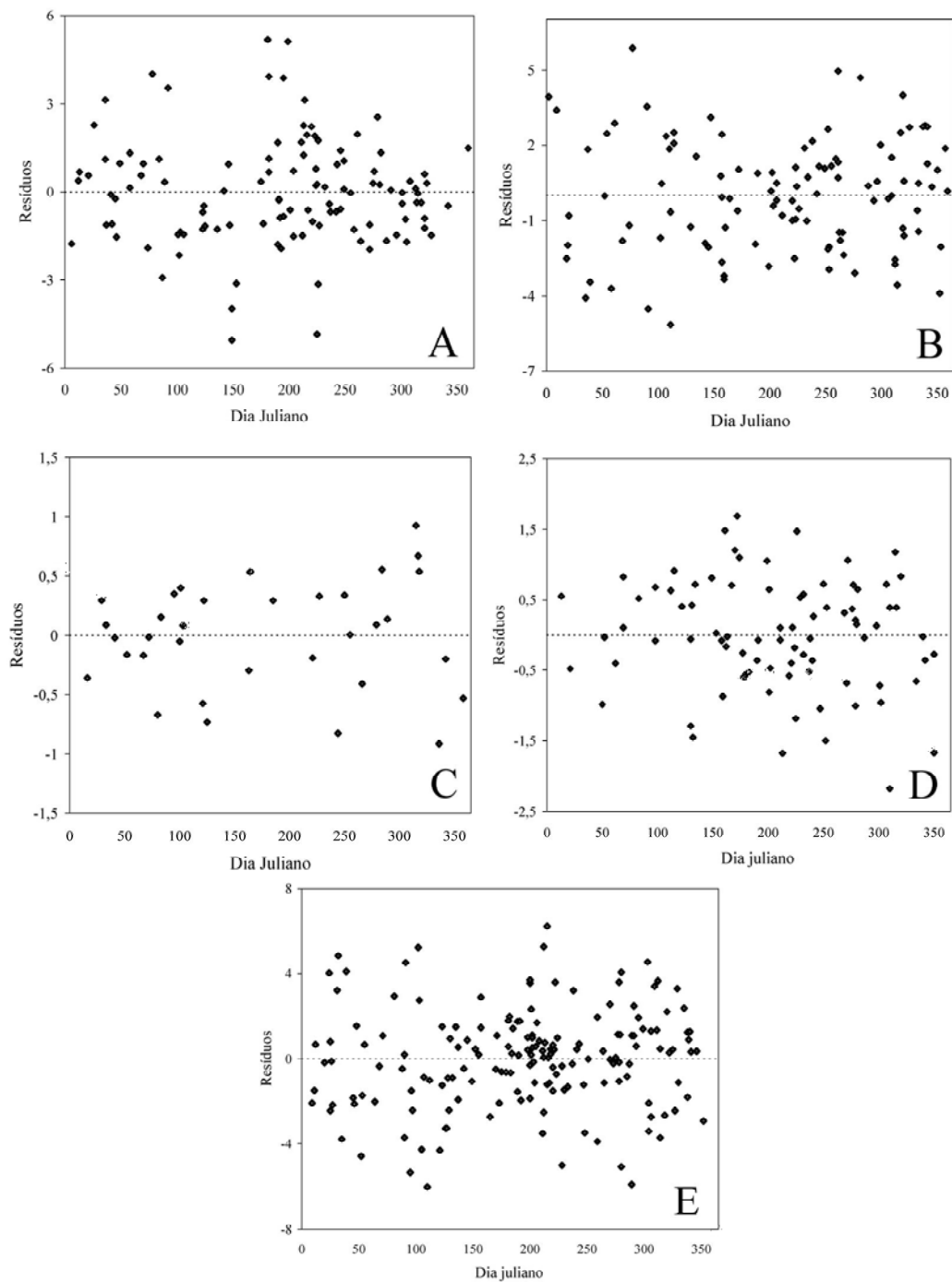


Figura 6.7 – Dispersão entre os resíduos e o dia juliano: Andes – baixa produção (A), Arco de Fitzcarraldo (B), Rio Beni (C), Rio Amazonas (D) e Rio Madeira (E).

Realmente, no período entre julho e setembro dificilmente há concentrações acima de 50 mg/l nestas drenagens. Como o nível de CSS é mais bem distinguido em baixas concentrações, estes erros estão ligados aos níveis de concentração, e não devido à entrada de diferentes tipos de materiais nas drenagens.

A distribuição dos resíduos também foi avaliada segundo a localização em que as coletas *in situ* foram feitas. Para o modelo “Arco de Fitzcarraldo” foi avaliado se a região em que as estações de coleta estão situadas é uma variável que distingue os resíduos. Foram definidas três regiões, levando-se em conta a proximidade da estação com a área fonte de sedimentos. Portanto, as três regiões possuem uma distinção longitudinal: alto, médio e baixo arco (Figura 6.8). As concentrações de sedimentos diminuem consideravelmente da região mais à montante para as outras, devido tanto à diluição das águas brancas com outros tipos de águas, quanto à deposição de sedimentos.

Foi encontrado um agrupamento dos resíduos para a região do alto Arco, em que os resíduos são negativos para valores de CSS acima de 500 mg/l (Figura 6.8). Isso indica que nesta região as águas com altos níveis de CSS podem ter um comportamento óptico distinto em relação às outras áreas, mas optou-se por manter estas amostras no modelo devido à baixa quantidade de dados (17), que não seriam suficientes para geração de um modelo específico.

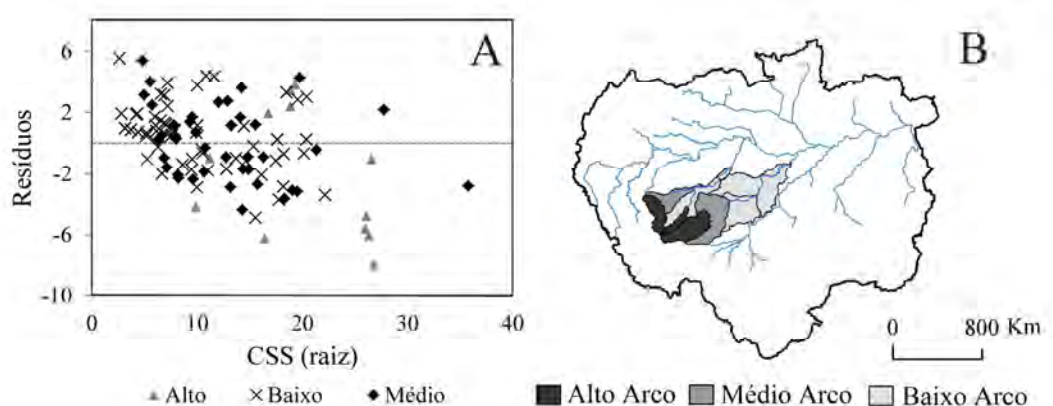


Figura 6.8 – Dispersão entre os resíduos e a CSS para as regiões do modelo “Arco de Fitzcarraldo”.

Os resíduos do modelo “Andes – baixa produção” foram avaliados segundo os rios em que as estações de coleta estão situadas (Figura 6.9A), não sendo observado nenhum padrão evidente. Os resíduos também foram avaliados para as estações do Rio Solimões (Figura 6.9B), pois este possui quatro estações consideravelmente distantes entre si, de forma que a localização destas ao longo do rio poderia ser um fator de incerteza para o modelo. Observou-se que não houve agrupamentos claros dos resíduos segundo as estações de coleta do Rio Solimões (Figura 6.9). A dispersão entre os resíduos e as estações de coleta também foi avaliada para o modelo “Rio Madeira” (Figura 6.10). Assim como para os outros modelos, não foi observado algum padrão evidente dos resíduos segundo a estação de coleta ao longo do Rio Madeira.

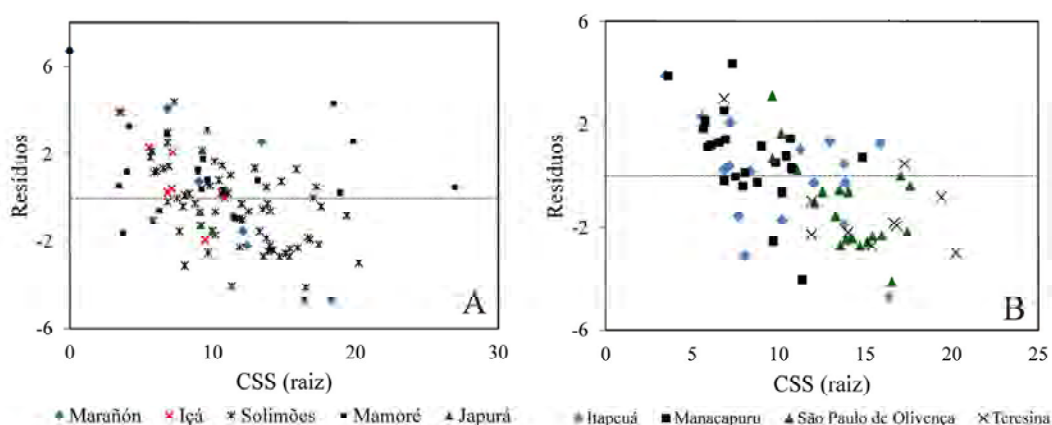


Figura 6.9 – Dispersão entre os resíduos e a CSS para os rios abrangidos pelo modelo “Andes – baixa produção” (A) e apenas para as estações do Rio Solimões (B).

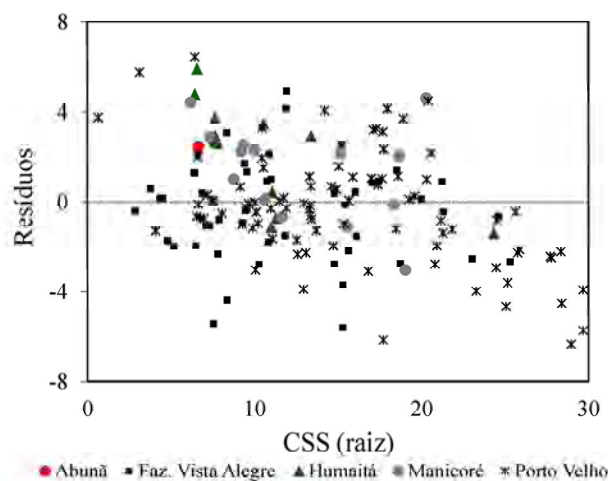


Figura 6.10 – Dispersão entre os resíduos e a CSS para as estações do modelo “Rio Madeira”.

6.4 Análise de sensibilidade

A sensibilidade das estimativas à discretização radiométrica do sensor TM foi avaliada por meio de 10.000 simulações de interferências aleatórias entre $\pm 0,5$ ND. Isto foi feito para todos os cinco modelos, em variados níveis de CSS (Figura 6.11).

De uma forma geral, os erros simulados possuem um comportamento simétrico, com medianas próximas a zero e centradas nos intervalos interquartis. Com exceção ao modelo “Rio Beni”, os erros positivos e negativos dos outros modelos estão proporcionalmente bem distribuídos. O modelo “Rio Beni” tende para superestimação, em que são observados outliers em todas as simulações apenas para valores positivos. Observa-se a tendência de aumento dos erros com o aumento dos níveis de CSS para todos os modelos. Entretanto, este aumento não é sistemático, há variações que se assemelham a um comportamento ondulatório.

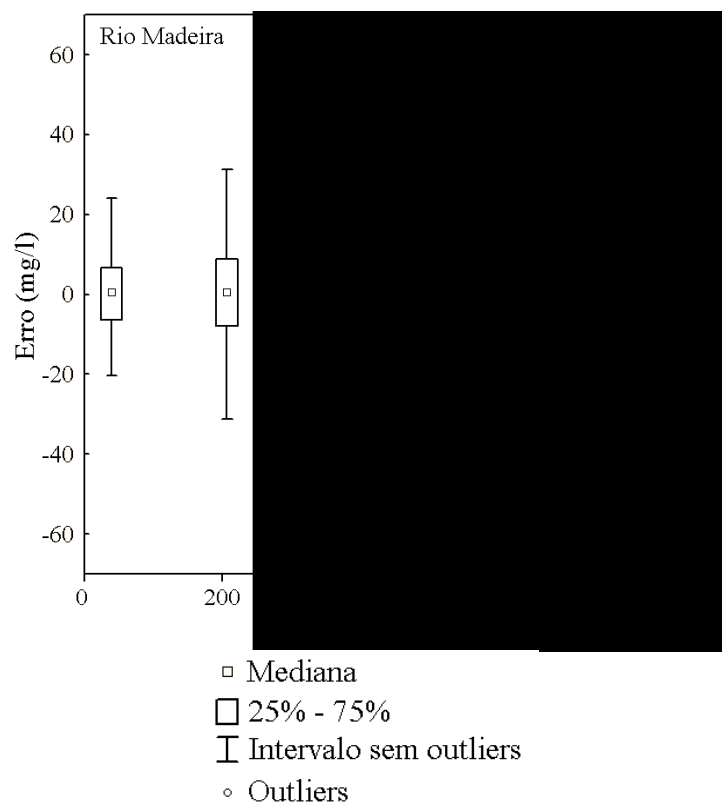


Figura 6.11 – Resultados das simulações de interferências aleatórias entre $\pm 0,5$ ND nos modelos.

(Continua)

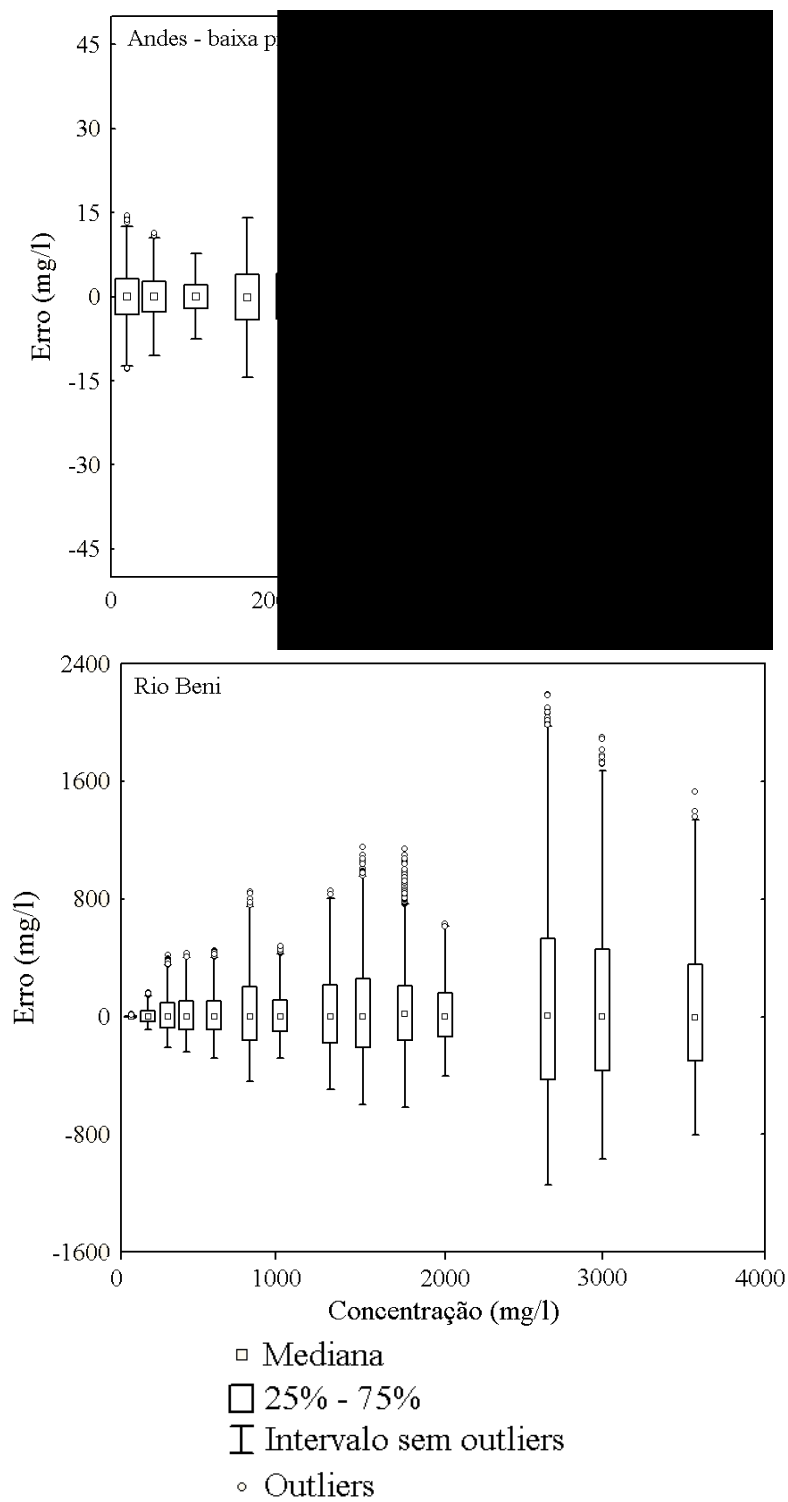


Figura 6.11 – Continuação.
(Continua)

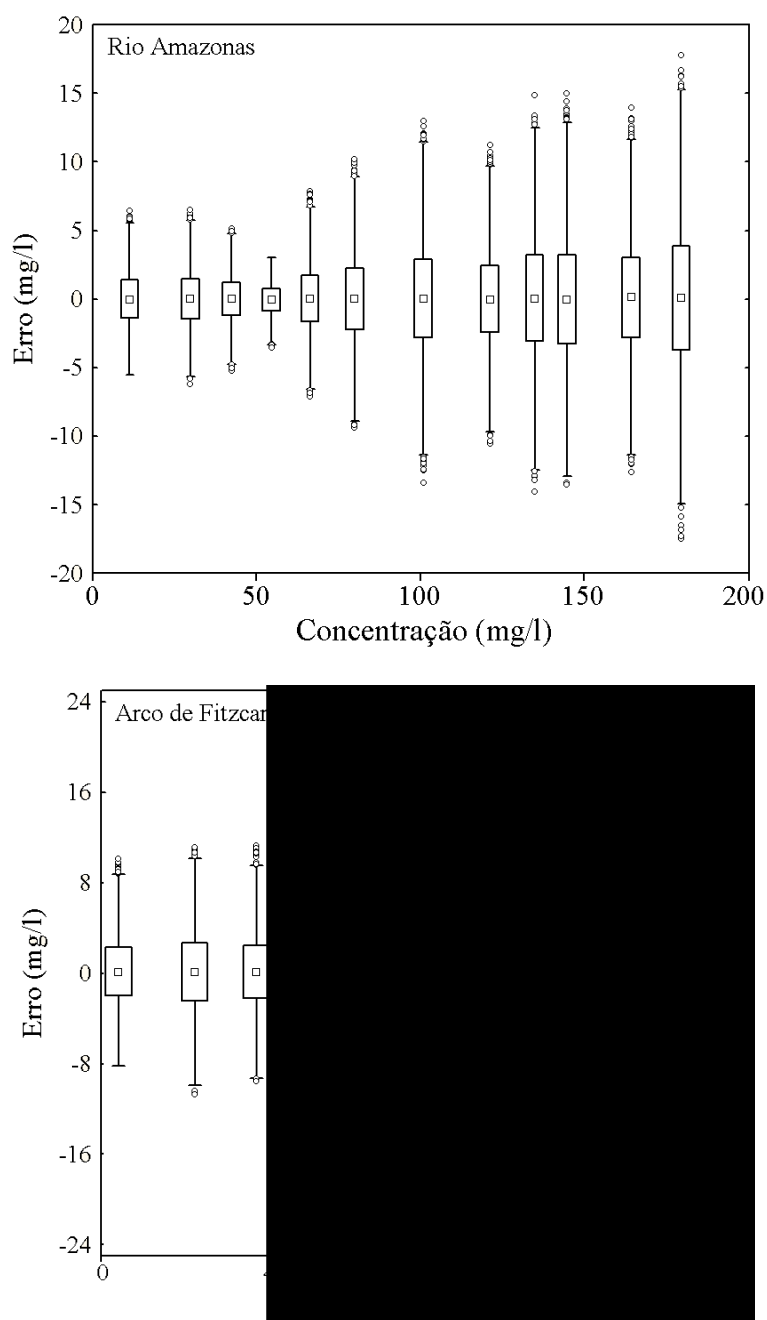


Figura 6.11 – Conclusão.

6.5 Aplicação no Rio Amazonas

Toda a série de dados de campo da estação de Óbidos foi analisada, e observou-se que para dois períodos há falta de dados (anterior a 1995 e entre 2006 e 2011) (Figura 6.12).

O período entre 1995 e 2006 possui uma grande quantidade de dados (ORE-HYBAM), e os dados anteriores a 1995 são específicos da ANA. Foram processadas 119 imagens TM, as quais foram convertidas para $\rho_{apa(\lambda)}$, e o modelo específico ao Rio Amazonas foi aplicado para estimativa da CSS (Figura 6.13).

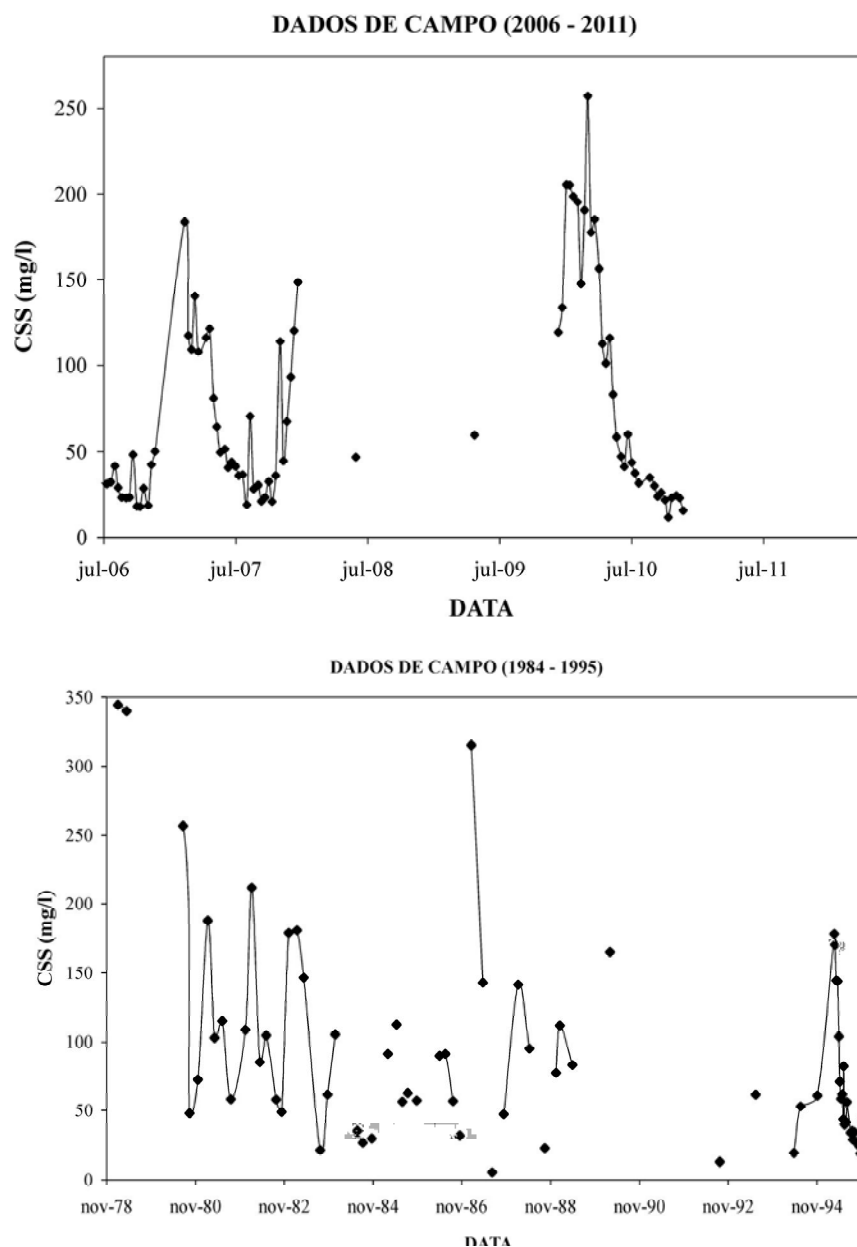


Figura 6.12 - Série temporal de CSS coletada em campo no Rio Amazonas para dois períodos em que há falta de dados.

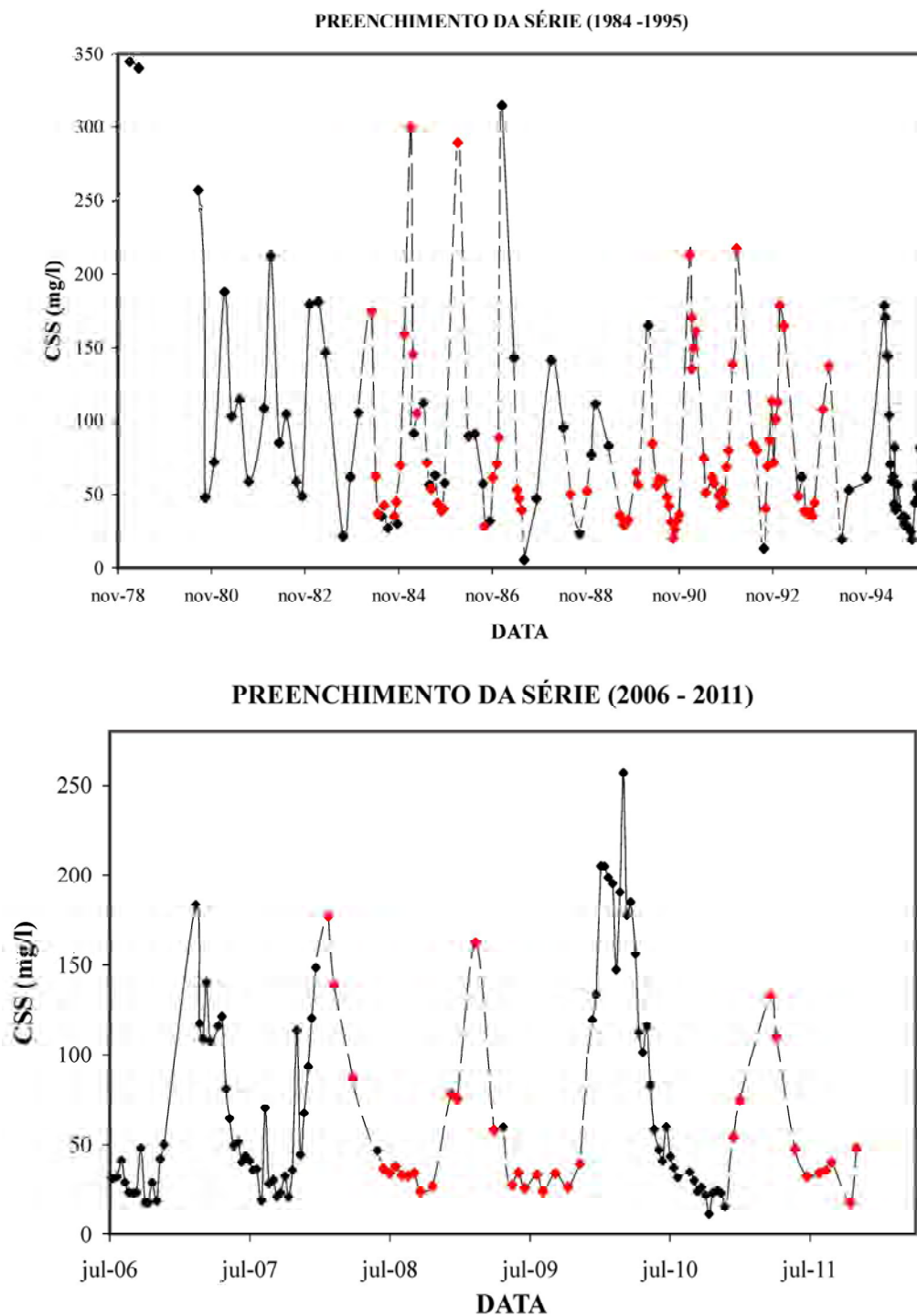


Figura 6.13 - Série temporal de CSS a partir de dados coletados em campo e estimados a partir de imagens TM. Os pontos pretos são dados de campo e os vermelhos são estimados. A linha contínua indica os intervalos entre dados *in situ* e a linha descontinua indica intervalos entre dados estimados.

7 DISCUSSÕES

7.1 Uso da banda 5 em estudos de água

A banda 5 foi uma variável presente em todos os modelos. Inicialmente este resultado pode parecer contraditório, pois a região espectral do infravermelho de ondas curtas não fornece informações sobre os componentes em suspensão, dada a alta absorção da REM pela água, conforme pode ser comprovado pelos baixos valores de R^2 entre CSS e a banda 5 (Tabela A.1). No entanto, a banda 5 registra a intensidade do sinal proveniente da reflexão especular da REM pela interface ar/água, a qual não possui relação com os componentes em suspensão na coluna d'água. Como a unidade utilizada nos modelos é a $\rho_{apa(\lambda)}$, sem qualquer correção destes efeitos, considera-se que o uso da banda 5 nos modelos tem o papel de minimizar a variabilidade do sinal decorrente da interação da REM com a interface água/atmosfera.

Os resultados obtidos em relação ao uso da banda 5 nos modelos indicam algo incomum na literatura, sobre a importância do uso de bandas no infravermelho de ondas curtas para análise de componentes presentes nos corpos d'água. Nesta faixa espectral a água absorve grande parte da REM incidente, de forma que não há reflexão pelos componentes suspensos e dissolvidos, mas há a reflexão especular da REM pela interface (WANG et al. 2009). Avaliando-se estes dois fenômenos físicos, conclui-se que é possível isolar os efeitos da interface, justamente porque não há reflexão pelos componentes na água. Como o efeito de reflexão especular também atua nas outras bandas do espectro visível e infravermelho próximo e não possui relação com os componentes em suspensão, este efeito deve ser levado em consideração na aplicação de modelos de estimativa de concentração de componentes.

Entretanto, o uso do infravermelho de ondas curtas não é a única opção para tratamento do sinal proveniente de reflexão especular, para águas límpidas, por exemplo, a faixa espectral do infravermelho próximo tem sido usada para este fim (HOCHBERG et al. 2003). Quando dados hiperespectrais são disponíveis, há a possibilidade do uso da feição de absorção do oxigênio (KUTSER et al. 2009), e quando há dados de vento em superfície podem ser usadas modelagens da superfície d'água (COX; MUNK, 1954).

Estas são opções possíveis, mas algumas considerações devem ser feitas. O uso do infravermelho próximo é coerente apenas quando a reflectância do volume d'água nesta faixa espectral pode ser desconsiderada, aproximação inconsistente para grande parte de águas interiores, inclusive para os dados tratados neste trabalho. A abordagem com uso da feição de absorção pelo oxigênio requer dados hiperespectrais, o que impossibilita estudos de grande escala temporal e avaliação de mudanças ambientais devido à escassez de dados desta natureza e custo envolvido. Já o uso de modelagens da superfície d'água requer dados de vento, que pode ser tão variável no tempo que, para modelagem da superfície, os dados devem ser simultâneos. Isto é feito com sucesso no processamento de dados oceânicos, que possuem estimativas precisas da velocidade do vento (GORDON, 1996; DOERFFER; SCHILLER; 1997), mas não há paralelo para dados de maior resolução espacial, aplicados em águas continentais.

Portanto, o uso de bandas no infravermelho de ondas curtas pode ser uma opção mais genérica para a minimização dos efeitos de reflexão especular da interface ar/água, com a consideração de que a água é um alvo escuro nesta faixa espectral (WANG, 2007). Os resultados obtidos neste trabalho corroboram esta afirmativa.

7.2 Análise de Resíduos

A averiguação da existência de relação entre ξ e possíveis variáveis foi feita para que, caso houvesse algum padrão nítido de aumento e/ou variação de ξ com tais variáveis, poderiam ser definidos limiares máximos e/ou mínimos destas componentes, ou mesmo restringir a aplicação dos modelos a dados de determinadas estações ou rios. Contudo, os resultados mostram que ΔT , θ_s , o dia Juliano e a localização das estações de coleta não estão relacionados com os erros de estimativa dos modelos. Os motivos pelos quais estes resultados foram obtidos serão discutidos a seguir.

O ΔT é um parâmetro crítico na escolha de dados temporalmente defasados, pois há um limite de tempo inerente na comparação de qualquer medida em campo com dados orbitais, pois o ambiente pode se alterar no decorrer desta dimensão. Whitlock et al. (1982) afirmam que o intervalo de poucas horas entre a medida *in situ* e o imageamento pode gerar efeitos severos aos modelos empíricos. No entanto, tais autores citam como

exemplos de fenômenos modificadores da distribuição espacial da CSS os ventos e as marés, em áreas costeiras. Para este estudo, que lida com ambientes fluviais de grande escala, o intervalo de tempo realmente pode ser maior, dado que o transporte de sedimentos suspensos nos rios de águas brancas pode variar em escalas semanais ou até diárias em resposta a eventos de precipitação extrema e escorregamento de encostas (GUYOT et al. 1999). O máximo de ΔT para a base de dados *in situ* utilizada foi de nove dias, em que 91% dos dados possuem ΔT inferior a cinco dias. Considera-se que ΔT não mostrou relação com ξ porque os dados selecionados possuem valores de ΔT adequados, não interferindo na precisão dos modelos. Como as altas concentrações de sedimentos suspensos são provocadas por eventos específicos (de precipitação, erosão e transporte de partículas), há a tendência de que quanto maiores os valores, mais rápidas sejam as variações. Em vista disso houve um cuidado na seleção de dados com maiores valores de CSS (Figura 7.1).

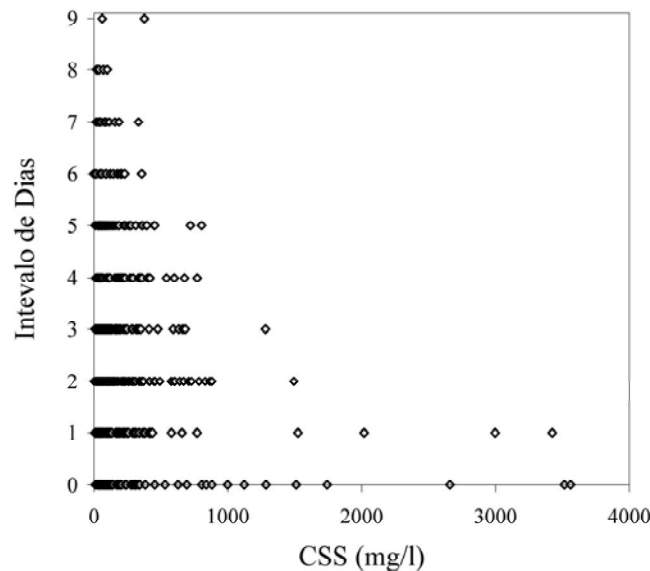


Figura 7.1 - Dispersão entre CSS e ΔT , observe a tendência geral de que para maiores valores de CSS foram selecionados apenas dados com baixo ΔT .

Quanto maior θ_s , maiores são os efeitos atmosféricos e de reflexão especular pela interface ar/água, mas esta variável também não apontou qualquer relação com ξ . Isto pode ser relacionado ao fato de que a área de estudo abrange latitudes baixas, e

consequentemente os valores de θ_s possuem uma variação sazonal pequena. Portanto, para a amplitude de ângulos zenitais do sol dos dados deste trabalho, não há interferência desta variável na predição da CSS. De fato, a visada ao nadir é apontada como a melhor forma de aquisição de dados radiométricos da água (NOVO et al. 1989b), e em relação às latitudes mais altas, a região amazônica favorece as medidas o mais próximo possível desta condição.

Os resultados obtidos em relação a esta variável não devem ser interpretados sob o ponto de vista de que θ_s não influencia na precisão de quaisquer modelos empíricos para estimativa de CSS, mas que isto vale para o intervalo de θ_s específico destes dados (entre 26,38° e 51,26°). Para valores maiores possivelmente esta variável deve assumir uma influência mais significativa, visto que o caminho óptico na atmosfera aumenta em relação ao aumento do θ_s conforme apresentado na Equação 4.18.

O dia juliano também é uma variável que não apresentou relação com os resíduos. Isso mostra que não há períodos específicos do ano em que haja variações suficientes na qualidade d'água e nas propriedades dos sedimentos para causar alterações nas estimativas dos modelos. Já os gráficos de dispersão entre os resíduos e a localização das estações de coleta *in situ* mostraram que não há variações dos resíduos segundo o lugar em que as medidas foram feitas.

7.3 Análise de sensibilidade

A forma discretizada de captação da radiância constitui-se em um problema para elaboração de modelos baseados nas informações radiométricas. As incertezas dos valores de radiância registradas pelas bandas espectrais, provenientes de ruídos ou da própria limitação radiométrica são fatores limitantes ao uso da análise de regressão múltipla para estimativa da CSS (WHITLOCK et al. 1982), embora os mesmos autores também tenham afirmado que, se os testes estatísticos demonstrassem a adequação dos modelos, estes poderiam ser usados. Os modelos gerados neste trabalho possuem uma validação estatística adequada, mas a sensibilidade à discretização radiométrica foi avaliada por meio de simulações. As simulações mostram que, de uma forma geral, os erros aumentam com o aumento dos níveis de CSS, em conformidade com o fato de que

a relação entre CSS e reflectância tende à saturação para elevados níveis de CSS. Entretanto, apesar desta tendência geral, observa-se que os erros variam de uma forma complexa em relação ao nível de CSS, semelhante a um comportamento ondulatório. Este resultado é intrigante, pois como a função que descreve a relação entre CSS e reflectância é logarítmica, esperava-se que os erros provenientes da discretização radiométrica fossem sistemáticos ao longo da amplitude de níveis de CSS. No entanto, a avaliação do comportamento entre CSS e reflectância para variados níveis de reflectância pode elucidar este comportamento.

À medida que aumentam os níveis de CSS, o pico de reflectância desloca-se para comprimentos de onda maiores (HOLYER, 1978; LODHI et al. 1997; RITCHIE; SHIEBE, 2000), e há uma saturação da resposta para comprimentos de onda menores, conforme pode ser observado no trabalho de Lodhi et al. (1997). Além do fato de que o pico de reflectância desloca-se para comprimentos de onda maiores, à medida que aumentam os níveis de CSS os comprimentos de onda menores tornam-se menos sensíveis às mudanças do nível de CSS em relação aos comprimentos de onda maiores. Entretanto, as medidas radiométricas por meio do sensor TM são feitas em bandas espectrais fixas, que não abrangem necessariamente o comprimento de onda ideal para cada nível de concentração. Portanto, para alguns níveis de CSS, as bandas TM abrangem as faixas espectrais mais adequadas para a distinção entre diferentes níveis, enquanto que para outros níveis de concentração, as bandas se tornam menos sensíveis à variação da CSS. Essa adequação varia ao longo do espectro e das concentrações, porque na medida em que a concentração aumenta, os máximos de reflectância aumentam, mas a posição das bandas não permite detectar esse aumento até que a concentração atinja o seu ótimo de sensibilidade.

Esta discussão fica mais clara observando-se a Figura 7.2 em que a função de resposta espectral relativa das bandas TM 1, 2, 3 e 4 é plotada juntamente com os gráficos de Lodhi et al. (1997). Nota-se que as faixas espectrais mais sensíveis ao aumento de CSS deslocam-se para comprimentos de onda maiores com o aumento de CSS. No entanto, as bandas TM são fixas, ou seja, não acompanham este comprimento de onda ótimo para cada nível de CSS. Portanto, a cada condição em que o comprimento de onda

ótimo está abrangido pela banda TM (em especial nas faixas de alta resposta espectral relativa), os erros dos modelos tendem a diminuir. O contrário é verdadeiro, em condições em que o comprimento de onda ótimo não está incluído por alguma banda espectral, como é o caso do pico próximo a 750 nm para os exemplos de Lodhi et al. (1997), o erro dos modelos tende a aumentar.

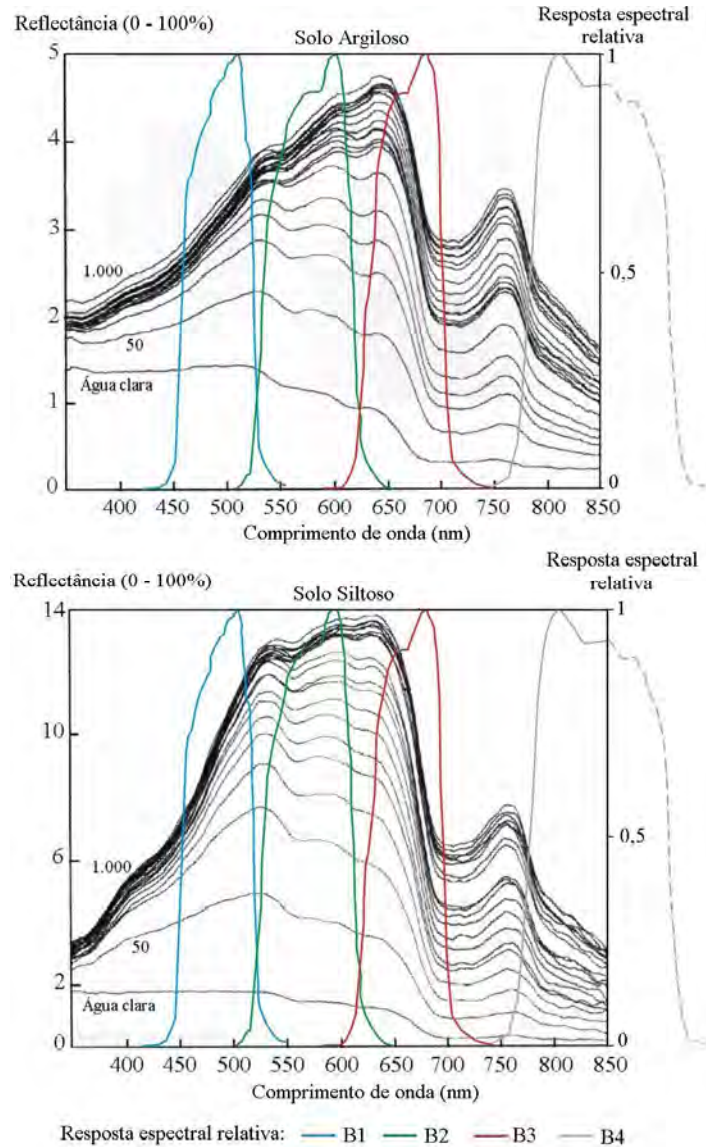


Figura 7.2 – Reflectância espectral para água com diversos níveis de CSS para dois tipos de solos, conjuntamente com os filtros de resposta espectral relativa das bandas TM. Os níveis de CSS estão representados em patamares de 50 mg/l, entre 0 e 1000 mg/l.

Fonte: Modificado de Lodhi et al. (1997)

Os gráficos de Lodhi et al. (1997) são utilizados nesta discussão apenas como exemplo de como os comprimentos de onda ótimos para estimativa da CSS, a partir da reflectância, variam com o nível de CSS, e que, obviamente, as bandas TM não abrangem sempre esta condição, pois possuem uma faixa espectral definida, com funções fixas de resposta espectral. Os valores apresentados no gráfico não devem ser levados em consideração para este estudo. Conforme descrito pelos autores, o solo utilizado para o experimento possui coloração amarelada, condição típica de solos desenvolvidos em ambientes temperados (neste caso o solo foi coletado no estado de Nebraska, EUA). Os solos tropicais, com grandes quantidades de óxidos de ferro, possuem tons avermelhados, de forma que as águas opticamente dominadas por sedimentos em suspensão apresentam picos de reflectância na banda do vermelho, e não na região espectral do amarelo, conforme o exemplo de Lodhi et al. (1997).

Conforme os níveis de CSS aumentam, o comprimento de onda ótimo desloca-se e as bandas TM captam mais ou menos sinal desta faixa espectral, segundo o nível de CSS. À medida que este comprimento de onda ótimo penetra e ultrapassa as faixas espectrais abrangidas pelas bandas TM, os modelos empíricos possuem respectivamente maior e menor precisão. A cada mudança de domínio espectral deste comprimento de onda há então uma sequência de diminuição e aumento do erro dos modelos, gerando o comportamento observado nas simulações.

A análise de sensibilidade mostra que especialmente para altas concentrações a resolução radiométrica do sensor TM é pouco eficiente para estimativa da CSS, devido ao aumento expressivo dos erros. Este resultado aponta para necessidade de sensores com maior resolução radiométrica para estudos de qualidade d'água, mesmo tratando-se de componentes de alto sinal de retorno, como os sedimentos suspensos. Nesta perspectiva, o sensor OLI a bordo do satélite Landsat 8 permitirá o desenvolvimento de modelos mais precisos devido à resolução radiométrica de 12 bits. Um maior número de bandas espectrais abrangendo as regiões espectrais do visível e do infravermelho próximo também deve permitir um ganho expressivo nas estimativas da CSS. Isso porque à medida que as concentrações aumentam, uma sequência contínua de bandas

espectrais irá abranger a faixa espectral que possui a melhor resposta à variação dos níveis de concentrações em determinada faixa de concentração. Portanto, espera-se que sensores hiperespectrais possuam melhores estimativas em relação ao sensor TM em modelagens empíricas, devido ao maior número de bandas. No entanto, o maior número de bandas (ou variáveis independentes) também deverá exigir um maior número de dados e o tratamento de efeitos de colinearidade para geração dos modelos.

7.4 Robustez dos modelos

Os modelos empíricos para estimativa de parâmetros de qualidade d'água frequentemente são criticados pelo fato de que são pouco ou não extrapoláveis para outras imagens além das que foram utilizadas para geração dos modelos e para outros locais (RITCHIE; SHIEBE, 2000). Como os modelos gerados neste trabalho são essencialmente empíricos, considera-se que há uma limitação espacial para aplicação, ou seja, não são extrapoláveis para outras áreas, além daquelas em que foram gerados ou que tenham características similares. Contudo, considera-se que tais modelos não possuem uma limitação temporal, ou seja, podem ser aplicados em quaisquer outras imagens dessas áreas. A grande quantidade de dados abrangendo todas as épocas do ano e em diferentes ciclos hidrológicos garante que muitas das possíveis condições de terreno foram abrangidas. Além disso, cada dado em campo possui uma imagem correspondente, e não há mais de uma coleta por imagem. Isto faz com que os dados em campo e radiométricos sejam independentes.

Isto provavelmente foi um fator limitante aos modelos de Ritchie et al. (1987), pois os dados em campo consistem em cinco pontos de coleta. Portanto, para cada imagem há cinco coletas que podem ser dependentes sob o ponto de vista da granulometria e composição dos sedimentos, além das condições atmosféricas e radiométricas inerentes a cada imageamento. Os autores utilizaram 14 imagens, o que gera uma base de dados com 70 coletas. Quando o gráfico de dispersão entre os dados *in situ* e os dados radiométricos é observado, nota-se que há certo agrupamento de alguns pontos (Figura 7.3). Considera-se que este agrupamento dos pontos é devido à dependência entre as coletas, tanto em relação às propriedades do material suspenso, quanto das interferências atmosféricas, da interface ar/água e das condições radiométricas de cada

imagem. O conjunto de dados *in situ* e imagens utilizadas para geração dos modelos empíricos deste trabalho não possui este problema, pois para cada dado coletado em campo há um conjunto de valores radiométricos independente de todos os outros.

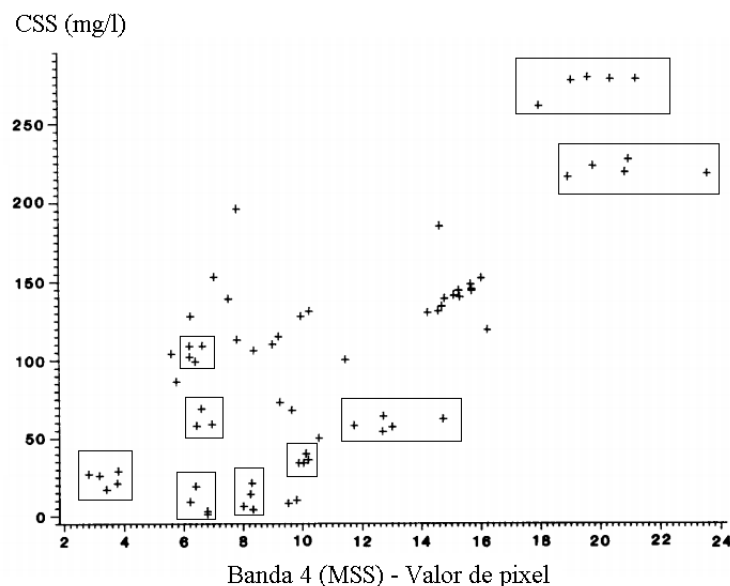


Figura 7.3 - Dispersão entre CSS e a banda MSS 4. Observe que alguns grupos de pontos estão agrupados.

Fonte: Modificado de Ritchie et al. (1987).

Outra característica que corrobora a robustez dos modelos é a presença de coeficientes negativos para a banda 5 em todos os cinco modelos. Este fato tem sentido físico, pois o sinal que tem origem na interface ar/água não tem relação com os componentes suspensos na água, então os coeficientes negativos podem estar compensando o sinal refletido pela interface. De forma semelhante, as bandas de menor comprimento de onda dos modelos também possuem coeficientes negativos, o que sugere que sua entrada nos modelos seja para minimizar o sinal de espalhamento atmosférico. Porém, além do espalhamento atmosférico, outros fatores podem estar atuando conjuntamente nos comprimentos de onda mais curtos, como a absorção pelo óxido de ferro contido nas partículas, então considera-se que o uso destas bandas não se deva apenas à interferência atmosférica. Por isso as razões entre bandas aparecem como variáveis importantes em todos os modelos, pois podem estar normalizando efeitos atmosféricos de diferentes condições de turbidez atmosférica e efeitos de diferentes composições de

sedimentos. No entanto, como não há dados atmosféricos e de composição mineralógica e granulométrica dos sedimentos, não é possível estabelecer quais são os motivos pelos quais as razões entre bandas foram importantes para os modelos.

A análise de resíduos também mostrou resultados que sugerem uma robustez adequada para aplicação dos modelos em outras imagens. Os resíduos das estimativas são independentes em relação ao ângulo zenital solar, portanto, não há motivos para afirmar que haja uma restrição para aplicação devido ao ângulo zenital de uma nova imagem (considerando a amplitude de θ_s sobre a Amazônia). Os resíduos são independentes do período do ano em que a coleta foi feita, portanto, os modelos podem ser aplicados em imagens de qualquer dia do ano. Os resíduos também são independentes em relação à localização em que as medidas foram feitas, portanto os modelos podem ser aplicados não apenas nos locais das estações *in situ*, mas também em trechos fluviais entre as estações ou que possuam características similares às áreas abrangidas pelas estações.

Portanto, apesar de os modelos desenvolvidos neste trabalho serem empíricos, considera-se que possuem robustez adequada para aplicação em cenas de outras datas, para as regiões abrangidas por cada modelo.

7.5 Aplicação no Rio Amazonas

Um estudo já foi feito para estimativa da CSS para o Rio Amazonas com uso de dados MODIS (MARTINEZ et al. 2009), que permite a estimativa da CSS para o período em que há dados deste sensor (2000 – atual), embora a maior parte do período de abrangência destas estimativas possua dados em campo. No entanto, o uso de modelos específicos para o sensor TM permite a recuperação de uma extensa série de dados, anteriores ao ano de 1995, quando se inicia a aquisição de dados pelo programa ORE-HYBAM. O único modelo que foi aplicado para estimativa da CSS em períodos sem dados de campo foi o “Rio Amazonas”. Mesmo com um extenso banco de dados coletados em campo, a série possui lacunas temporais, em que as maiores estão nos períodos entre 2006 e 2011 e entre 1978 e 1995.

Ao serem analisadas as séries reconstituídas, conjuntamente com dados de campo e estimados, considera-se que estas são coerentes. Esta consideração é feita com base em:

i) há uma boa concordância entre dados *in situ* e estimados para condições de pouco intervalo temporal entre eles; ii) o comportamento geral de máximos e mínimos sazonais coincide com as medidas feitas *in situ* de alta frequência temporal do programa ORE-HYBAM, inclusive a época do ano em que ocorrem. As estimativas TM para o período entre 2006 e 2011 podem ser substituídas por estimativas MODIS, caso estas possuam uma maior precisão. No entanto, o uso do modelo desenvolvido neste trabalho é a única opção para estimativa de dados para o período entre 1984 e 1995.

7.6 Áreas de aplicação

Os modelos apresentados neste trabalho são aplicáveis em muitos dos principais rios amazônicos de águas brancas, mas não em toda a sua extensão. Este tópico visa, então, discutir a abrangência espacial de aplicação dos modelos, bem como suas limitações. A Figura 7.4 apresenta tanto os trechos dos rios em que há estações *in situ*, locais em que indica-se a aplicação dos modelos, quanto possíveis trechos onde os modelos podem ser extrapolados, levando em conta os mesmos motivos utilizados para diferenciação das regiões (características naturais das bacias de drenagem).

O modelo “Rio Madeira” não foi incluído nesta discussão porque este é o único modelo que abrange toda a área de aplicação, que neste caso é toda a extensão do Rio Madeira. A seguir, cada um dos outros quatro modelos serão detalhados.

7.6.1 Rio Amazonas

O modelo “Rio Amazonas” foi elaborado com dados da estação de Óbidos, que não possui influência das águas costeiras e encontra-se à jusante da confluência com o Rio Madeira. Apesar de ocorrerem outros tributários neste trecho do Rio Amazonas, partiu-se do pressuposto que apenas o Rio Madeira pode alterar significativamente as propriedades ópticas das águas do Rio Amazonas, e consequentemente a precisão deste modelo. Isto porque o Rio Madeira é responsável por cerca de 50% da carga sedimentar do Rio Amazonas, e é proveniente de uma região diferenciada em relação ao Rio Solimões, o outro grande responsável por sua carga sedimentar. Portanto, o modelo “Rio Amazonas” não é aplicável à montante da confluência com o Rio Madeira até seu início, na confluência dos rios Negro e Solimões, um trecho de aproximadamente 130

km. Por outro lado, não se tem conhecimento se as águas e processos costeiros na foz do Rio Amazonas podem gerar imprecisão ao modelo, portanto, não se aconselha o uso deste modelo nesta área sem que sejam obtidos dados *in situ* para validação. A área de aplicação deste modelo está representada na Figura 7.4.

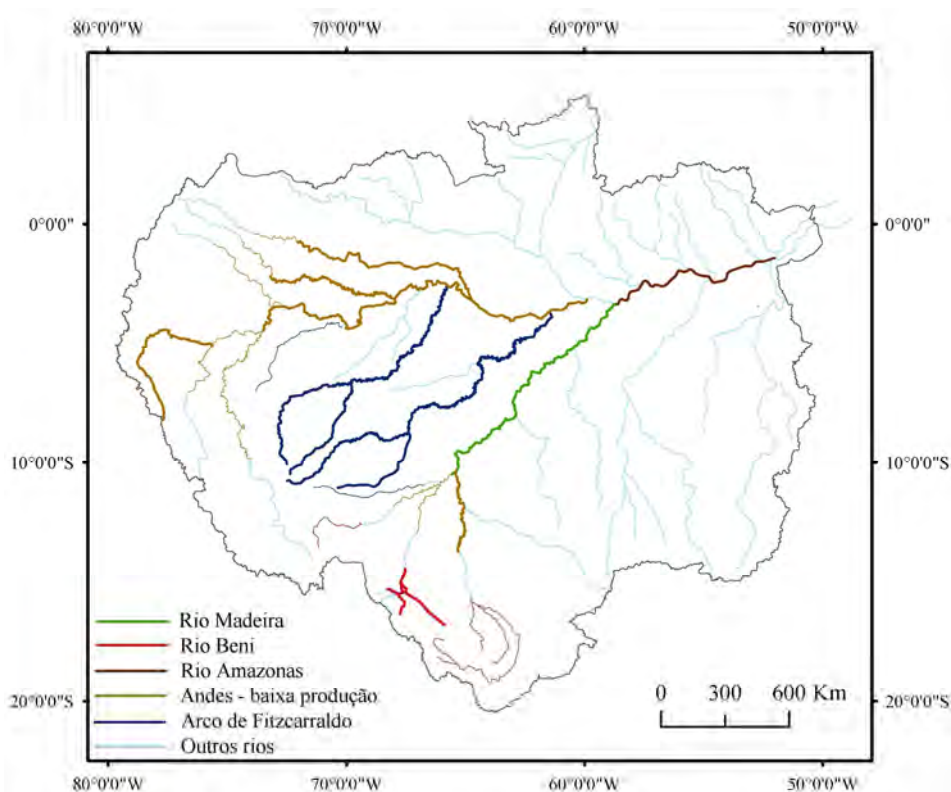


Figura 7.4 – Áreas de aplicação dos modelos empíricos. As linhas grossas indicam os trechos dos rios onde indica-se a aplicação dos modelos, pois tais áreas abrangem as estações *in situ* utilizadas. As linhas mais finas são trechos dos rios em que possivelmente tais modelos podem ser aplicados, mas não possuem dados *in situ*.

7.6.2 Rio Beni

A área de aplicação do modelo “Rio Beni” é restrita às proximidades da estação de Rurrenabaque, Bolívia, (Figura 7.4). No entanto, possivelmente este modelo também pode ser aplicado em duas importantes drenagens transportadoras de sedimentos suspensos, a noroeste e a sudeste do Rio Beni. O contexto ambiental destas áreas é semelhante, com altas taxas de precipitação e produção de sedimentos (AALTO et al.

2006; BABY et al., 2009), mas deve-se fazer uso de medidas *in situ* nestas áreas antes da aplicação.

À jusante da parte alta dos Andes bolivianos e do sul do Peru, não se aconselha o uso deste modelo, pois grande parte dos sedimentos produzidos nas cabeceiras de drenagem é depositada na planície do Rio Beni (BABY et al., 2009), de forma que as propriedades espectrais e intensidade da reflectância não serão as mesmas, o que não permite a aplicação do modelo.

7.6.3 Arco de Fitzcarraldo

O modelo “Arco de Fitzcarraldo” pode ser aplicado nas bacias dos Rios Purus e Juruá, onde as estações de coleta estão situadas (Figura 7.4). Mas também há possibilidades da aplicação desses modelos em outras duas importantes drenagens, ao sul e ao norte destas bacias (Figura 7.4). Considera-se que, por estarem sob influência do Arco de Fitzcarraldo e em região com cobertura vegetal semelhante, estas drenagens transportam sedimentos com propriedades ópticas similares, de forma que possivelmente os modelos podem ter uma resposta adequada também nessas drenagens.

7.6.4 Andes – baixa produção

O modelo “Andes – baixa produção” é aplicável em grandes extensões (Figura 7.4). Supõe-se que possa ser extrapolado também para outras áreas, por exemplo, para os rios da parte inferior da planície Boliviana, na qual há apenas uma estação de coleta, situada no Rio Mamoré. Apesar disso, os sedimentos transportados pelos outros rios, como o Rio Beni e o Madre de Dios lidam com fortes processos deposicionais, igualmente ao Rio Mamoré (BABY et al., 2009), portanto supõe-se que as características de granulometria e composição dos sedimentos nestes trechos fluviais são semelhantes. O modelo também pode ser aplicável na parte baixa dos rios Napo, Ucayali e Huallaga e nas partes altas dos rios Içá e Japurá, por estarem em contexto semelhante aos das áreas abrangidas pelas estações do modelo.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Em relação ao objetivo geral e às questões iniciais deste trabalho, os resultados mostraram que não foi possível obter um modelo único para todos os rios amazônicos de águas brancas, mas a regionalização das estações, com base nas características físicas de suas bacias de drenagem, permitiu gerar cinco modelos regionais estatisticamente robustos que podem ser aplicados na estimativa da CSS a partir de imagens TM para grande parte dos rios de água branca da bacia Amazônica.

Em relação aos níveis de correção dos dados de satélite, os resultados permitem concluir que a reflectância aparente, sem correção de efeitos atmosféricos e da interface ar/água foi a variável que apresentou os melhores resultados. Como a transformação para reflectância de superfície (que lida com efeitos atmosféricos) já reduz a precisão das estimativas, não é possível concluir em relação aos outros dois níveis (que lidam com os efeitos da interface ar/água), pois estes dependem da primeira conversão.

Os resultados também permitem concluir que o lapso temporal de aquisição dos dados orbitais e *in situ*, o ângulo zenital solar no momento de aquisição das imagens, o período do ano e a localização das estações *in situ* são variáveis não relacionadas com os resíduos dos modelos. Já a discretização radiométrica do sensor TM mostrou ser uma importante fonte de erros de estimativa. Portanto, os erros, que não são explicados pela forma discretizada de transmissão dos números digitais, devem estar ligados com fatores como diferenças na composição e granulometria dos sedimentos em cada situação ou mesmo com ruídos radiométricos.

Há um padrão evidente em que a banda 5 e as bandas de menor comprimento de onda em cada modelo possuem coeficientes negativos, as quais lidam com efeitos não correlacionados com a CSS. Em relação à seleção de outras bandas e razões, não foram encontrados padrões que pudessem explicar a estrutura dos modelos. A aplicação do modelo para o Rio Amazonas em períodos sem dados *in situ* mostrou que os dados estimados reproduzem o comportamento sazonal bem conhecido deste sistema fluvial, sendo um resultado positivo em relação à qualidade deste modelo.

Os modelos mostram que a CSS é estimada com maior precisão em níveis mais baixos, especialmente abaixo de 200mg/l. Portanto, a geração de modelos empíricos para os rios de águas claras pode fornecer resultados similares ou até melhores do que os obtidos neste trabalho. Recomenda-se então a aplicação da metodologia desenvolvida neste estudo para os rios amazônicos de águas claras.

Embora estatisticamente robustos, os modelos desenvolvidos possuem erros de estimativa que podem não ser aceitáveis para determinadas aplicações. Não se recomenda o uso desses modelos em estudos que necessitem uma estimativa precisa da CSS, com erros aceitáveis de no máximo 10mg/l, por exemplo. Entretanto, mesmo com tais limitações, os modelos podem ser úteis para verificação de tendências temporais da CSS nos rios amazônicos de águas brancas, pois os erros de estimativa possuem uma distribuição aleatória entre diferentes imagens utilizadas. Então os modelos podem ser úteis para avaliação de mudanças temporais da produção sedimentar das principais bacias hidrográficas amazônicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AALTO, R.; DUNNE, T.; GUYOT, J. L. Geomorphic controls on Andean denudation rates. **The Journal of Geology**, v. 114, p. 85 – 99, 2006.
- ARANUVACHAPUN, S.; WALLING, D. E. Landsat-MSS Radiance as a Measure of Suspended Sediment in the Lower Yellow River (Hwang Ho). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 2, p. 145-165, 1988.
- BABY, P.; GUYOT, J. L.; HÉRAIL, G. Tectonic control of erosion and sedimentation in the Amazon Basin of Bolivia. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3225–3229, 2009.
- BARBOSA, C.; NOVO, E. M. L. M.; MARTINEZ, J. M. Remote sensing of the water properties of the Amazon floodplain lakes: the time delay effects between in-situ and satellite data acquisition on model accuracy. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT: SUSTAINING THE MILLENNIUM DEVELOPMENT GOALS, 33., 2009, Stressa. **Proceedings...** Stressa ICRSE, ICORSE & ISPRS, 2009.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. London: Routledge. 2008. 234 p.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L. HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 5, p. 893–903, 2009.
- CURRAN, P. J.; NOVO, E. M.M. The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance: a review. **Journal of Coastal Research**, v. 4, n. 3 p. 351-368, 1988.
- DEKKER, A. G. **Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing**. 1993. PhD teses, Free University, Amesterdam, 1993.
- DOERFFER, R.; SCHILLER, H. **Pigment index, sediment and gelbstoff retrieval from directional water leaving radiance reflectances using inverse nodelling technique**. [S.l.]: ESA 1997. p. 83. ATBD 2.12 (MERIS).
- ESPINOZA VILLAR, J. C.; RONCHAIL, J.; LAVADO, W.; CARRANZA, J.; COCHONNEAU, G.; OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P.; GUYOT, J. L. Variabilidad espacio-temporal de las lluvias em la cuenca amazônica y su relación con la variabilidad hidrológica regional. Un enfoque particular sobre la región andina. **Revista Peruana Geo-atmosférica**, v. 2, p. 99 – 130, 2010.

ESPINOZA VILLAR, R.; MARTINEZ, J. M.; GUYOT, J. L.; FRAIZY, P.; ARMIJOS, E.; CRAVE, A.; BAZÁN, H.; VAUCHEL, P.; LAVADO, W. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. **Journal of Hydrology**. v. 444-445, p. 221 – 228, 2012.

ESPURT, N.; BABY, P.; BRUSSET, S.; RODDAZ, M.; HERMOZA, R. V.; ANTOINE, P. O.; SALAS-GISMONDI, R.; BOLÑOS, R. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? **Geology**, v. 35, n. 6, p. 515-518, 2007.

FILIZOLA, N.; BEISL, C.; GUYOT, J. L.; MIRANDA, F. P. **O fluxo de matéria em suspensão na Amazônia ocidental como marcador da dinâmica fluvial**. In: SOUSA JUNIOR, et al. (Eds). **Rio Purus: águas, território e sociedade na Amazônia Sul-Occidental**. Índice Editorial, 2011a. 300p.

FILIZOLA N.; GUYOT J. L. Suspended Sediment Yield in the Amazon Basin: an Assessment Using Brazilian National Data Set. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, p. 3207 - 3215, 2009.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 41, n. 4, p. 566 – 576, 2011.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L.; WITTMANN, H.; MARTINEZ, J. M.; OLIVEIRA, E. The Significance of Suspended Sediment Transport Determination on the Amazonian Hydrological Scenario. In: MANNING, A. (Ed.). **Sediment Transport in Aquatic Environments**. 2011b.

GIBBS, R. J. Amazon rivers: environmental factors that control its dissolved and suspended load. **Science**, v. 156, p. 1734 –1737, 1967.

GILVEAR, D.; BRYANT, R. Analysis of Aerial Photography and Other Remotely Sensed Data. In: KONDOLF, G. M. e PIÉGAY, H. **Tools in fluvial geomorphology**. New York: Wiley, 2003. p.135–170.

GITELSON, A. A.; DALL'OLMO, G.; MOSES, W.; RUNDQUIST, D. C.; BARROW, T.; FISHER, T. R.; GURLIN, D.; HOLZ, J. A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 9, p. 3582–3593, 2008.

GORDON, H. R. **MODIS normalized water-leaving radiance**. ATBD MOD18, v. 3. 1996, 106p.

GRAF, W. L. The rate law in fluvial geomorphology. **American Journal of Science**, v. 277, p. 178 – 191, 1977.

- GUY, H. P. Remote Sensing Techniques for evaluation of urban erosion and sedimentation. Effects of Man on the Interface of the Hydrological Cycle with the Physical Environment, **IAHS Publication**, V. 113: p. 145–149, 1974.
- GUYOT, J. L. ; JOUANNEAU, J. M. ; WASSON, J. G. Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, p. 401–410, 1999.
- HALL, M.; FRANK, E.; HOLMES, G.; PFAHRINGER, B.; REUTEMANN, P.; WITTEN, I. H. The WEKA Data Mining Software: An Update; **SIGKDD Explorations**, v. 11, n. 1. p. 10-18, 2009.
- HAN, L.; RUNDQUIST, D. C. Spectra characterization of suspended sediments generated from two texture classes of clay soil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 3, p. 643 – 649, 1996.
- HEDLEY, J. D.; HARBORNE, A. R.; MUMBY, P. J. Simple and robust removal of sun glint for mapping shallow-water benthos. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, p. 2107 –2112, 2005.
- HOCHBERG, E. J.; ANDREFOUET, S.; TYLER, M. R. Sea surface correction of high spatial resolution IKONOS images to improve bottom mapping in near-shore environments. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, p. 1724 – 1729, 2003.
- HOCKING, R. R. The Analysis and Selection of Variables in Linear Regression. **Biometrics**, v. 32. 1976.
- HOLYER, R. J. Towards universal suspended sediment algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 7, p. 323 – 338, 1978.
- JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**; tradução: José Carlos Neves Epiphany et al.(coord.). São José dos Campos: Parêntese, 2009. 589 p.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ J. C.; SOBRINO J. A.; MATTAR, C. FRANCH, B. Atmospheric correction of optical imagery from MODIS and Reanalysis atmospheric products. **Remote Sensing of Environment**, v.114, p. 2195 - 2210, 2010.
- JUNK, W.; PIEDADE, M. T. F.; SCHÖNGART, J.; COHN-HAFT, M.; ADENEY, J. M.; WITTMANN, F. A classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. **Wetlands**, v. 31, n. 4, p. 623 - 640, 2011.
- KAY, S.; HEDLEY, J. D.; LAVENDER, S. Sun Glint Correction of High and Low Spatial Resolution Images of Aquatic Scenes: a Review of Methods for Visible and Near-Infrared Wavelengths. **Remote Sensing**, v. 1, n. 4, p. 697-730, 2009.

KHORRAM, S. Development of water quality models applicable throughout the entire San Francisco Bay and Delta. **Photogrammetric Engineering Remote Sensing**, v. 51, n.1 p. 53-62, 1985.

KIRK, J. T. O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. Cambridge, UK; New York: Cambridge University Press. 2011. 662 p.

KUTSER, T.; VAHTMAE, E.; PRAKS, J. A sun glint correction method for hyperspectral imagery containing areas with non-negligible water leaving NIR signal. **Remote Sensing of Environment**, v.113, p. 2267 - 2274, 2009.

KUTNER, M. H.; NACHTSHEIM, C. J.; NETER, J.; LI, W. **Applied Linear Statistical Models**. 5 ed. Boston: McGraw-Hill, 2005. 1398 p.

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p. 137 - 206, 2005.

LEITE, J. A. D.; SAES, G. S. Geology of the southern Amazon Craton in southwestern Mato Grosso, Brazil: A review. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 91 – 94, 2000.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. R. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman. 1964. 522 p.

LILLESAND, T. M.; KIEFER R. W. **Remote sensing and image interpretation**. New York: John Wiley & Sons. 1994. 724 p.

LODHI, M. A.; RUNDQUIST, D. C.; HAN, L.; KUZILA, M. S. The Potential for Remote Sensing of Loess Soils Suspended in Surface Waters. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 33, n. 1, p. 111 – 117, 1997.

MARCUS, W. A.; FONSTAD, M. A. Remote sensing of Rivers: the emergence of a subdiscipline in the river sciences. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 35, p. 1867 – 1872, 2010.

MARTINEZ, J. M.; GUYOT, J.L.; FILIZOLA, N.; SONDAG, F. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. **Catena**, v. 79, n. 3, p. 257 - 264, 2009.

MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperature. **EOSAT Landsat Technical Notes**, n.1, august, 1986. 8p.

McCLAIN, M. E.; NAIMAN, R. J. Andean Influences on the biogeochemistry and ecology of the Amazon River. **BioScience**, v. 58, n. 4, p. 325–338, 2008.

- MEADE R. H. **Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil, during 1982-1984**. Denver: U.S Geological Survey Open file Report, 39 p. 1985.
- MEADE, R. H. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. **Quaternary International**, v. 21, p. 29 – 39, 1994.
- MEADE R. H.; NORDIM, C. F. J.; CURTIS, W. F.; RODRIGUES, F. M. C.; VALE, C. W.; EDMOND, J. M. Sediment loads in the Amazon River. **Science**, v. 278, n. 8, p. 161 – 163, 1979.
- MERTES, L. A. K. Rates of flood-plain sedimentation on the central Amazon River. **Geology**, v. 22, n. 2, p. 171-174, 1994.
- MERTES, L. A. K. Remote sensing of riverine landscapes. **Freshwater Biology**, v. 47, p. 799–816, 2002.
- MERTES, L. A. K.; SMITH, M.O.; ADAMS, J. B. Estimating Suspended Sediment Concentrations in Surface Waters of the Amazon River Wetlands from Landsat Images. **Remote Sensing of Environment**, v. 43, p. 281–301, 1993.
- MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199–205, 1999.
- MOLONIER, M.; GUYOT, J. L.; OLIVEIRA, E.; GUIMARÃES, V. S. Les Régimes Hydrologiques de l'Amazone et de ses Affluents. Hydrological Sciences - **Journal des Sciences Hydrologiques**, p. 209-222, 1995.
- MONTANHER, O. C.; BARBOSA, C. C. F.; NOVO, E. M. L. M. Integração de dados TM/LANDSAT e medidas *in situ* para a estimação de sedimentos em suspensão nos rios amazônicos: um estudo de viabilidade. **Geografia**, 2013. Aceito para publicação.
- MONTANHER, O. C., PAULO, M. C. M. X-6Scorr: conversão semi-automática de ND de imagens orbitais para FRB baseada em metadados XML e código 6S. **Revista Brasileira de Cartografia**. Edição especial de Sensoriamento remoto. Julho, 2013. Aceito para publicação.
- MONTANHER, O. C.; SOUZA FILHO, E. E. Geração de algoritmos para predição de carga em suspensão em corpos hídricos da bacia hidrográfica do Rio Paraná com uso de imagens Landsat TM5. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...** Curitiba: INPE, 2011. p. 5340–5347
- MUNDAY, J. C. ALFOLDI, T. T. Landsat test of diffuse reflectance models for aquatic suspended solid measurement. **Remote Sensing of Environment**, v. 8, p. 169–183, 1979.

- NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology** v. 4, n. 6, p. 459–486, 1992.
- NELSON, P. A.; SMITH, J. A.; MILLER, A. J. Evolution of channel morphology and hydrologic response in an urbanizing drainage basin. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, n. 9, p. 1063–1079, 2006.
- NOVO, E. M. L. M.; HANSON, J. D.; CURRAN, P. J. The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 10, n.7, p. 1283-1289, 1989a.
- NOVO, E. M. L. M.; HANSON, J. D.; CURRAN, P. J. The effect of viewing geometry and wavelength on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 10, n.8, p. 1357-1372, 1989b.
- NOVO, E. M. L. M.; STEFFEN, C. A.; BRAGA, C. Z. F. Results of a laboratory experiment relating spectral reflectance to total suspended solids. **Remote Sensing of Environment**, v. 36, n.1, p. 67-72, 1991.
- ODERMATT, D.; GITELSON, A.; BRANDO, V. E.; SCHAEPMAN, M. Review of constituent retrieval in optically deep and complex waters from satellite imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 118, p. 116–126, 2012.
- OLIVEIRA, L. G. L.; PONZONI, F. J.; MORAES, E. C. Conversão de dados radiométricos orbitais por diferentes metodologias de caracterização atmosférica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 1, p. 121–133, 2009.
- PAIXÃO, M. A.; PIRES, C.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. L. Climatologia das propriedades ópticas do aerossol na Amazônia com base na rede AERONET. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2006, Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006. v. 1, p. 1 - 8.
- PHILLIPS, J. D. The job of the river. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 3, p. 305 – 313, 2010.
- PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E. **Sensoriamento remoto no estudo da vegetação**. São José dos Campos: Ed. A. Silva Vieira. 2007. 127 p.
- RÄSÄNEN, M. E.; SALO, J. S.; KALLIOLA, R. J. Fluvial perturbation in the western Amazon basin: Regulation by long-term sub-Andean tectonics: **Science**, v. 238, p. 1398–1401, 1987.

- RITCHIE, J. C.; COOPER, C. M.; YONGQING, J. Using Landsat Multispectral Scanner Data to Estimate Suspended Sediments in Moon Lake, Mississippi. **Remote Sensing of Environment**, v. 23, p. 65–81, 1987.
- RITCHIE, J. C.; SHIEBE, F. R. **Water Quality**. In: Remote Sensing in Hydrology and Water Management. Edited by SHULTZ, G. A. & ENGMAN, E. T. Springer, 2000.
- SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: John Wiley & Sons, 1977.
- SEGELSTEIN D. 1981. **The complex refractive index of water**. 167 f. Dissertação de mestrado. University of Missouri, Kansas City, Missouri, Estados Unidos, 1981.
- SIOLI, H. Amazon tributaries and drainage basins. In: Hasler A.D. (ed.) **Coupling of land and water systems**. New York: Springer Verlag, p. 199-213. 1975.
- SIOLI, H. Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon region. **Amazoniana** v. 1, p. 74 - 83, 1984.
- SIPPEL, S. J.; HAMILTON, S. L.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M. L. M. Passive Microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River Floodplain. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 16, p. 3055-3074, 1998.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, n. 22, n. 3, P. 174–182, 1999.
- TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. **Limnologia**. Oficina de Textos. 2008. 632 p.
- VERMOTE, E. F; TANRE, D.; DEUZE, J. L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J. **Second Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S)**. 6S User Guide Version 2, July, 1997.
- WANG, J. J.; LU, X. X.; LIEW, S. C. ; ZHOU, Y. Retrieval of suspended sediment concentrations in large turbid rivers using Landsat ETM+: an example from the Yangtze River, China. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, p. 1082–1092. 2009.
- WANG M. Remote sensing of the ocean contributions from ultraviolet to near-infrared using the shortwave infrared bands: simulations. **Applied Optics**. v. 46, n. 9, p. 1535–1547, 2007.
- WITTEN, I. H.; FRANK, E. **Data mining: practical machine learning tools and technique**. 3. ed. San Francisco: Morgan Kaufmann, 2005. 664 p.
- WITTMANN, H.; VON BLANCKENBURG, F.; GUYOT, J. L.; MAURICE, L.; KUBIK, P. W. From source to sink: Preserving the cosmogenic ^{10}Be -derived

denudation rate signal of the Bolivian Andes in sediment of the Beni and Mamoré foreland basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 288, n. 3-4, p. 463-474, 2009.

WOLMAN, M. G. A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. **Geographiska Annaler**, v. 49, p. 385 - 395, 1967.

WHITLOCK, C. H.; KUO, C. Y.; LeCROY, S. R. Criteria for the Use of Regression Analysis for Remote Sensing of Sediment and Pollutants. **Remote Sensing of Environment**, v. 12, p. 151-168, 1982.

YANG, W.; MATSUSHITA, B.; CHEN, J.; FUKUSHIMA, T. Estimating constituent concentrations in case II waters from MERIS satellite data by semi-analytical model optimizing and look-up tables. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 5, p. 1247–1259, 2011.

APÊNDICE A – ANÁLISE UNIVARIADA

Tabela A.1 - Estatísticas para cada variável preditora. Os testes não significantes ao nível $p < 0,05$ são destacados em itálico. (*) valor $p < 0,000001$. N = 504.

Unidade	Est.	Bandas e razões entre bandas										
		1	2	3	4	5	3/2	3/1	2/1	4/3	$\frac{3}{2+1}$	$\frac{4+3}{2+1}$
$\rho_{apa(\lambda)}$	R ²	0,11	0,25	0,34	0,52	<i>0,004</i>	0,33	0,35	0,28	0,37	0,37	0,64
	<i>p</i>	*	*	*	*	<i>0,14</i>	*	*	*	*	*	*
$\rho_{sup(\lambda)}$	R ²	0,13	0,23	0,33	0,54	<i>0,004</i>	<i>0,02</i>	0,06	<i>0,01</i>	0,17	0,09	0,44
	<i>p</i>	*	*	*	*	<i>0,14</i>	*	0,005	<i>0,59</i>	*	*	*
$\rho_{ag_1(\lambda)}$	R ²	0,12	0,25	0,33	0,52	<i>0,004</i>	<i>0,03</i>	0,06	<i>0,01</i>	0,17	0,09	0,44
	<i>p</i>	*	*	*	*	<i>0,14</i>	*	0,03	<i>0,5</i>	*	*	*
$\rho_{ag_2(\lambda)}$	R ²	0,12	0,27	0,33	0,54	<i>0,004</i>	<i>0,003</i>	<i>0,02</i>	<i>0,03</i>	0,14	<i>0,002</i>	0,18
	<i>p</i>	*	*	*	*	<i>0,14</i>	*	<i>0,06</i>	<i>0,35</i>	*	*	*

Tabela A.2 - Modelo a partir de apenas uma variável preditora

Variável	Coefficiente	<i>p</i>
Intercepto	-0,041721	<i>0,79</i>
$\frac{B4 + B3}{B2 + B1}$	5,720316	*

Tabela A.3 - Resumo do melhor modelo utilizando apenas uma variável preditora

$\frac{B4 + B3}{B2 + B1}$	R ²	R ² LOOCV	ξ: μ (mg/l)	ξ: σ (mg/l)	<i>p</i>
	0,645	0,641	131,04	344,2	*

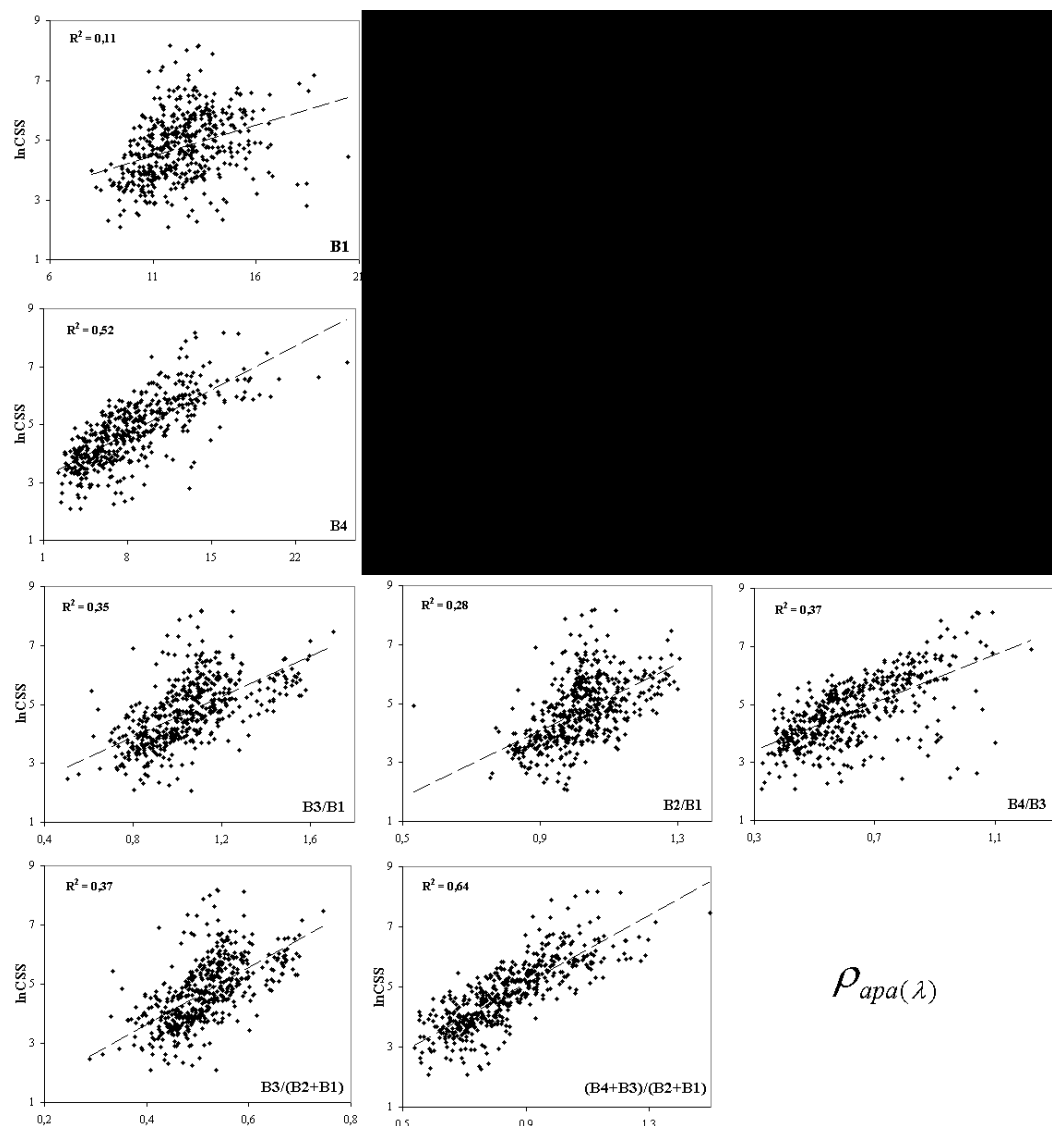


Figura A.1 – Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{apa}(\lambda)$.

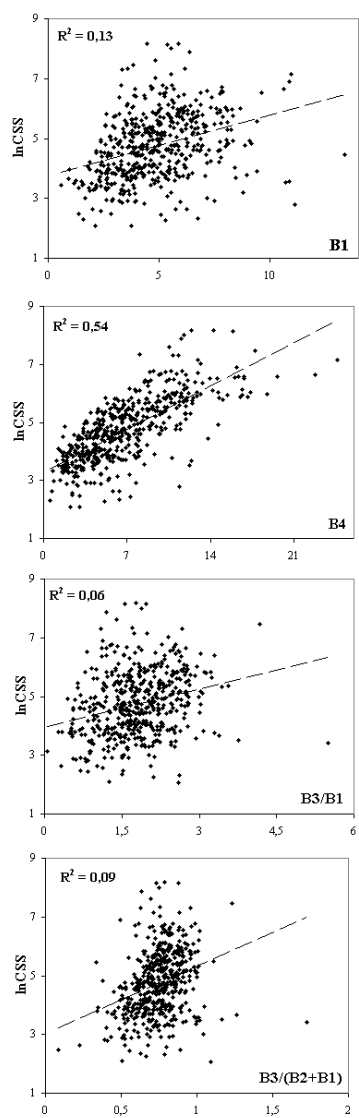


Figura A.2 – Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{\sup(\lambda)}$.

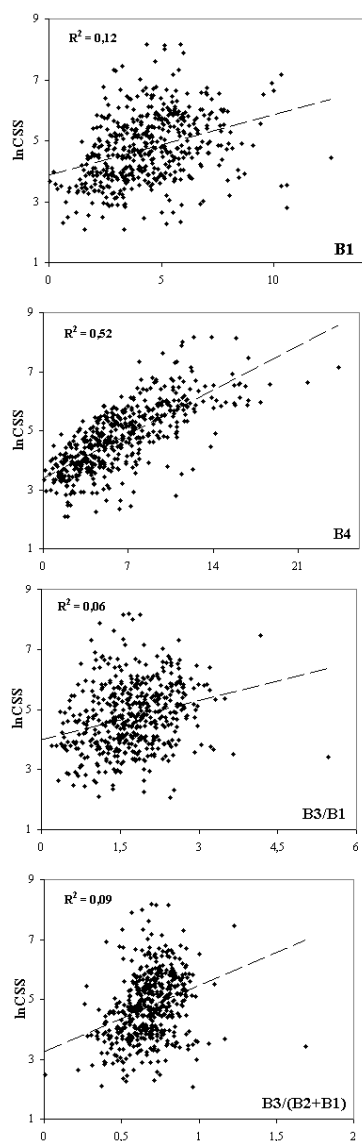


Figura A.3 – Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{ag_1(\lambda)}$.

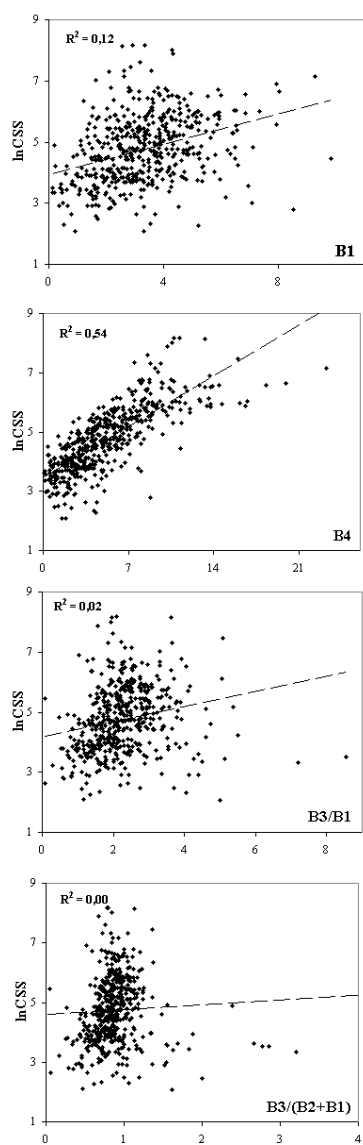


Figura A.4 – Dispersão entre os valores de CSS (em logaritmo natural) e as bandas e razões entre bandas para o nível de correção $\rho_{ag_2(\lambda)}$.

APÊNDICE B – ANÁLISE MULTIVARIADA SEM USO DE VARIÁVEIS CATEGÓRICAS

Tabela B.1 - Descrição dos modelos multivariados para cada nível de correção

Nível de correção	Variável	Coefficiente	<i>p</i>
$\rho_{apa(\lambda)}$	Intercepto	-14,2151	*
	$\frac{B4 + B3}{B2 + B1}$	9,5522	*
	B3/B1	-16,7381	*
	B5	-0,329	*
	B2/B1	16,0628	*
	B3/B2	12,2498	*
$\rho_{sup(\lambda)}$	Intercepto	-1,80411	0,003
	$\frac{B4 + B3}{B2 + B1}$	3,41598	*
	B4/B3	2,81481	*
	B5	-0,32422	*
	B3/B2	2,2984	0,001
	B2/B1	1,8412	0,004
	B3/B1	-1,36105	0,05
$\rho_{ag_1(\lambda)}$	Intercepto	-0,267208	0,26
	$\frac{B4 + B3}{B2 + B1}$	3,70987	*
	B4/B3	2,5826	*
	B5	-0,300567	*
	B3/B2	0,964661	0,006
$\rho_{ag_2(\lambda)}$	Intercepto	-0,21616	0,37
	$\frac{B4 + B3}{B2 + B1}$	3,697648	*
	B4/B3	2,615026	*
	B5	-0,303697	*
	B3/B2	0,894060	0,01

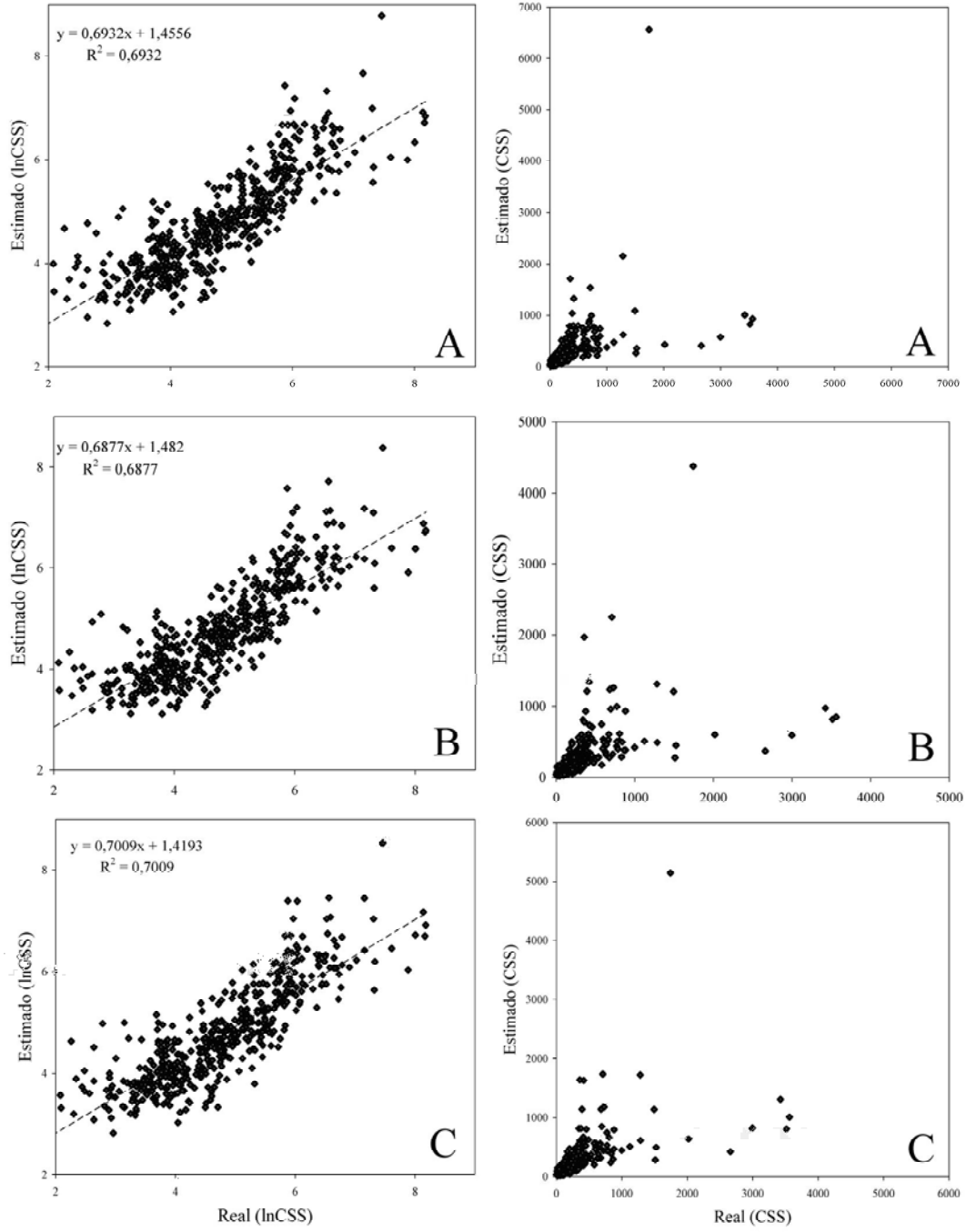


Figura B.1 – Dispersão entre dados reais e estimados para os níveis de correção $\rho_{\text{sup}(\lambda)}$ (A), $\rho_{\text{ag}_1(\lambda)}$ (B) e $\rho_{\text{ag}_2(\lambda)}$ (C).

APÊNDICE C – ANÁLISE MULTIVARIADA COM USO DE VARIÁVEIS CATEGÓRICAS

Tabela C.1 - Regressão linear múltipla com variáveis categóricas: Modelo

Atributo	Coeficiente
Intercepto	-5,583
B1	-0,8871
B2	1,4367
B3	-0,3719
B4	-0,1962
B5	-0,313
B3/B2	13,5997
B3/B1	-14,7358
B4+B3/B2+B1	13,4572
Estação = Manacapuru, Ipiranga Velho, Vila Bittercourt, Guarajá-Mirim, Itapeuá, Humaitá, Faz. Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó.	0,2893
Estação = Mamoré, Itapeuá, Humaitá, Faz. Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó.	-0,416
Estação = Itapeuá, Humaitá, Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Vista Alegre, Rurrenabaque, Feijó.	0,5323
Estação = Eurinupe, Gavião, São Paulo De Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Faz. Vista Alegre, Rurrenabaque, Feijó.	0,131
Estação = Rurrenabaque, Feijó.	0,5272
Rio = Marañón, Madeira, Juruá, Beni, Envira	-0,2787

APÊNDICE D – ANÁLISE MULTIVARIADA COM USO DE VARIÁVEIS CATEGÓRICAS EM CONJUNTO COM ÁRVORE DE DECISÃO

Regras do Modelo:

$(B4+B3)/(B2+B1) \leq 0,851$: LM1 (N = 297)

$(B4+B3)/(B2+B1) > 0,851$: LM2 (N = 207)

Tabela D.1 - Modelo de árvore M5P: LM1

Atributo	Coefficiente
Intercepto	2,1068
B1	-0,4377
B2	0,4822
B3	-0,0092
B5	-0,2197
B3/B2	3,421
B2/B1	-3,2031
B4/B3	2,2844
B4+B3/B2+B1	0,3376
Estação = Manacapuru, Ipiranga Velho, Vila Bittercourt, Guarajá-Mirim, Itapeuá, Humaitá, Faz. Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó	0,2618
Estação = Itapeuá, Humaitá, Faz. Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó	0,2533
Estação = Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó	0,0138
Estação = Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Faz. Vista Alegre, Rurrenabaque, Feijó	- 0,0183
Estação = São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Faz. Vista Alegre, Rurrenabaque, Feijó	0,2855
Rio = Madeira, Juruá, Envira	-0,387
Região = Baixo Madeira, Alto Madeira, Rio Beni, Alto Purus – Juruá, Médio Arco	-0,0111
Região = Rio Beni	0,0241

Tabela D.2 - Modelo de árvore M5P: LM2

Atributo	Coefficiente
Intercepto	2,2409
B1	-0,124
B3	0,141
B5	-0,2555
B3/B2	1,9192
B3/B1	-0,9983
B2/B1	0,0705
B4/B3	4,8937
B4+B3/B2+B1	-1,5605
Estação = Manacapuru, Ipiranga Velho, Vila Bittercourt, Guarajá-Mirim, Itapeuá, Humaitá, Faz. Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó	0,0102
Estação = Itapeuá, Humaitá, Faz. Vista Alegre, Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó	0,0179
Estação = Seringal Fortaleza, Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Rurrenabaque, Feijó	0,191
Estação = Marañón, Manicoré, Eurinupe, Gavião, São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Faz. Vista Alegre, Rurrenabaque, Feijó	-0,0258
Estação = São Paulo de Olivença, Porto Velho, Teresina, Seringal Caridade, Lábrea, Cruzeiro, Faz. Vista Alegre, Rurrenabaque, Feijó	0,0207
Região = Baixo Madeira, Alto Madeira, Rio Beni, Alto Purus – Juruá, Médio Arco	-0,0157
Região = Rio Beni	0,4281

APÊNDICE E – MODELOS A PARTIR DOS DADOS PARTICIONADOS

Tabela E.1 - Andes – baixa produção, $\sqrt{CSS}$:

Atributo	Coeficiente	Valor p
Intercepto	-19,3918	0,0001
B2	-6,4894	0,0000
B3	7,1148	0,0000
B5	-1,9491	0,0000
B3/B1	-145,3709	0,0000
B2/B1	112,2365	0,0000
B4/B3	-25,97	0,0014
(B4+B3)/(B2+B1)	92,3546	0,0000

Tabela E.2 – Rio Madeira, $\sqrt{CSS}$:

Atributo	Coeficiente	Valor p
Intercepto	-105,377	0,011
B1	-7,9339	0,0007
B2	6,7946	0,0031
B5	-2,1921	0,0000
B3/B2	179,4629	0,0000
B3/B1	-164,636	0,0000
B2/B1	91,0702	0,0331
B4/B3	45,3678	0,0000

Tabela E.3 – Rio Beni, $\ln CSS$:

Atributo	Coeficiente	Valor p
Intercepto	-50,0503	0,0006
B5	-0,3135	0,0211
B3/B2	150,0787	0,0000
B2/B1	57,7208	0,0002
B4/B3	-16,5347	0,0003
B3/(B2+B1)	-355,5992	0,0000
(B4+B3)/(B2+B1)	44,3064	0,0000

Tabela E.4 – Arco de Fitzcarraldo, $\sqrt{CSS}$:

Atributo	Coeficiente	Valor p
Intercepto	-74,007	0,0678
B2	-2,278	0,022
B3	3,024	0,0007
B5	-1,278	0,0044
B3/B2	183,804	0,0365
B2/B1	99,846	0,0203
B3/(B2+B1)	-462,418	0,0119
(B4+B3)/(B2+B1)	29,788	0,0000

Tabela E.5 – Rio Amazonas, $\sqrt{CSS}$:

Atributo	Coefficiente	Valor p
Intercepto	25,2644	0,0075
B2	-2,6239	0,001
B3	1,8769	0,0368
B4	1,7261	0,0000
B5	-0,9222	0,0000
B3/B1	27,9049	0,0181
B4/B3	-11,7893	0,0130
B3/(B2+B1)	-81,2363	0,0464

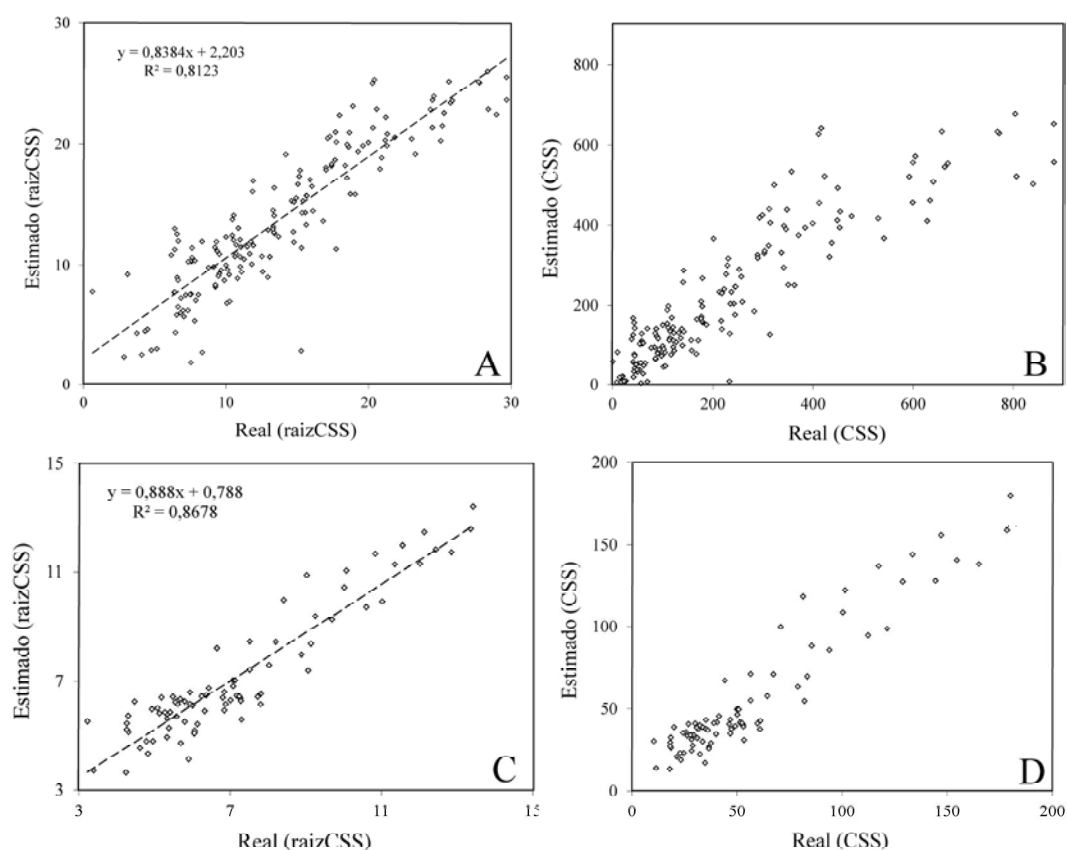


Figura E.1 – Validação cruzada LOOCV: dados reais e estimados para os modelos regionalizados: Rio Madeira (A e B), Rio Amazonas (C e D), Arco de Fitzcarraldo (E e F), Andes – baixa produção (G e H) e Rio Beni (I e J).

(Continua).

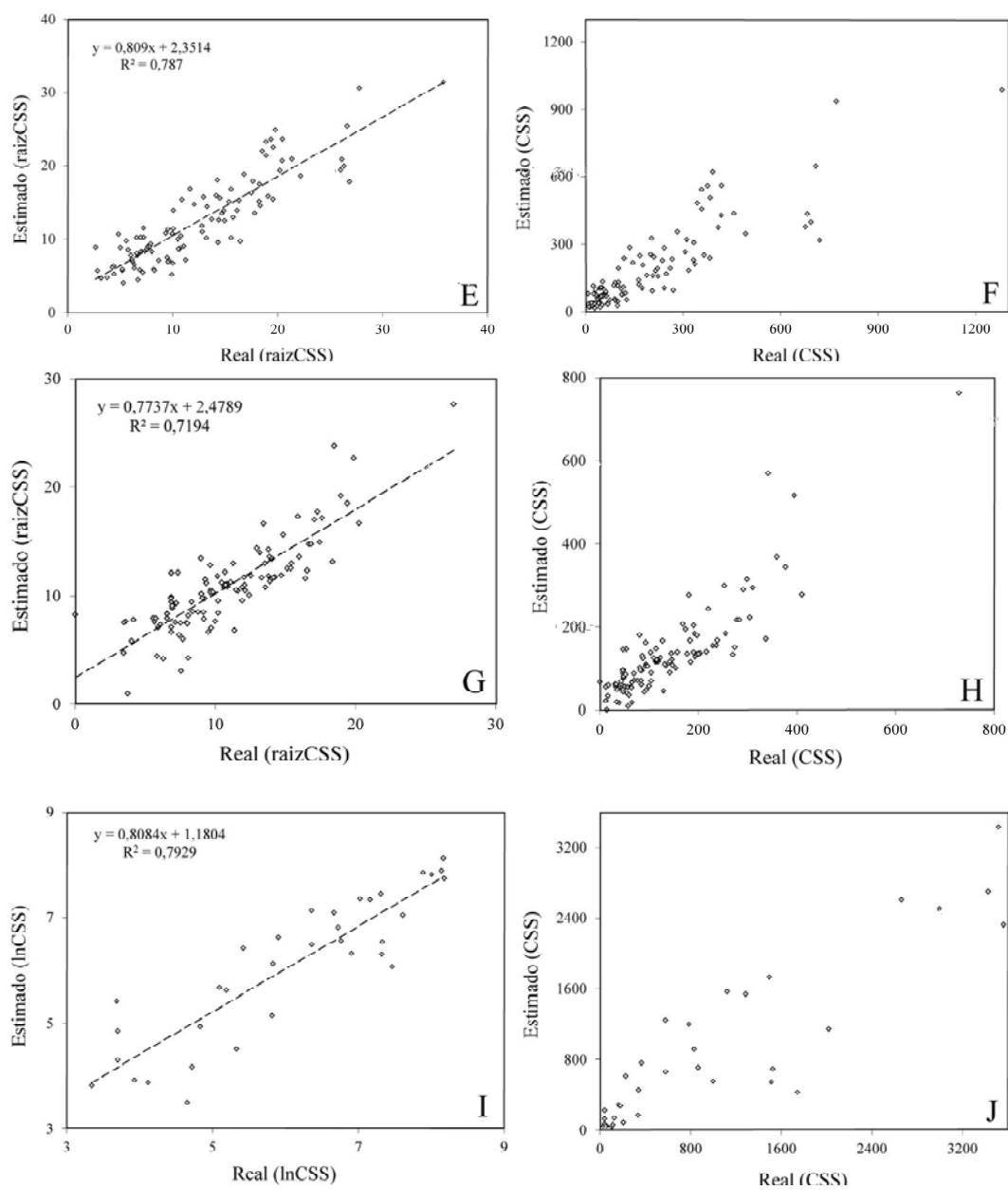


Figura E.1 – Conclusão.