

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

OTÁVIO CRISTIANO MONTANHER

**PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO TRANSPORTE DE
SEDIMENTOS SUSPENSOS DOS RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS
BRANCAS: RELAÇÕES COM O CLIMA E MUDANÇAS NA
COBERTURA DO SOLO**

MARINGÁ – PR

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

OTÁVIO CRISTIANO MONTANHER

**PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO TRANSPORTE DE
SEDIMENTOS SUSPENSOS DOS RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS
BRANCAS: RELAÇÕES COM O CLIMA E MUDANÇAS NA
COBERTURA DO SOLO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Geografia. Área de concentração: Análise Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho.

MARINGÁ – PR

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá – PR., Brasil)

M764p Montanher, Otávio Cristiano
Padrões espaço-temporais do transporte de sedimentos suspensos dos rios amazônicos de águas brancas: relações com o clima e mudanças na cobertura do solo / Otávio Cristiano Montanher. -- Maringá, 2016.
307 f. : il. col., figs., tabs. + apêndices

Orientador: Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho.
Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2016

1. Transporte de sedimentos - Rios Amazônicos. 2. Bacias Hidrográficas - Amazônia. 3. Sensoriamento remoto - Imagens Landsat 5. 4. Séries temporais - Sedimentos suspensos. I. Souza Filho, Edvard Elias de, 1934-, orient. II. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

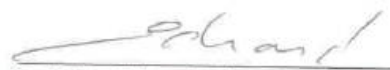
CDD 21.ed. 551.353
MN-003147

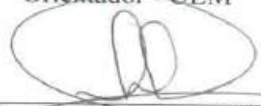
PADRÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS
DOS RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS BRANCAS: RELAÇÕES COM O CLIMA E
MUDANÇAS NA COBERTURA DO SOLO


Tese de Doutorado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa: Análise Ambiental

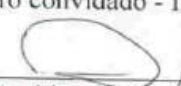
Aprovada em **01 de abril de 2016**.

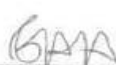
BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho
Orientador - UEM


Prof. Dr. Paulo Fernando Soares
Membro convidado - UEM


Prof. Dr. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo
Membro convidado - INPE


Prof. Dr. Archimedes Perez Filho
Membro convidado - UNICAMP


Prof. Dr. Ericson Hideki Hayakawa
Membro convidado - UNIOESTE

AGRADECIMENTOS

À Universidade Estadual de Maringá e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, pela oportunidade de realizar esta pesquisa;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), pela concessão de bolsa durante o primeiro ano de desenvolvimento desta pesquisa (processo nº 141658/2014-2);

Ao Edvard Elias de Souza Filho, pela confiança, liberdade e pelas enriquecedoras discussões;

À Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo, pela confiança, pelas leituras, discussões, críticas e por suas atitudes incentivadoras;

Para Ed Pinheiro Lima e Valéria Lima pela leitura, sugestões e críticas feitas ao relatório de qualificação;

À política de livre distribuição de dados, adotada pelas instituições: ANA, INPE, IDEAM e NOAA, e aos projetos ORE HYBAM, PRODES e Terra-i.

À Alma Isbel Ariza Ramirez, pela ajuda com o pedido de dados ao IDEAM;

Para Vitor Hugo Rosa Biffi e Ruan de Deus Borralho, pelo companheirismo ao dividir sala nas dependências do GEMA.

RESUMO

Este texto relata uma pesquisa acerca do transporte de sedimentos suspensos (TSS) de grandes rios amazônicos de águas brancas: Içá, Japurá, Juruá, Purus, Madeira, Solimões e Amazonas. Apesar de a concentração de sedimentos suspensos (CSS) ser uma importante variável ambiental desses rios, há limitações espaciais e temporais das séries de dados adquiridos em campo. Visto que a quantidade de sedimentos suspensos nos rios pode indicar a frequência e a intensidade de processos climáticos e de mudanças na cobertura do solo, importantes temas de pesquisas na Amazônia, uma adequada base de dados tem a capacidade de suportar hipóteses sobre o funcionamento dos sistemas ambientais da região. Portanto, esta pesquisa adotou modelos empíricos baseados em imagens orbitais, como dados de entrada, para a estimativa da CSS nos principais rios amazônicos responsáveis pelo transporte de sedimentos. Tais modelos ainda não haviam sido aplicados, o que torna essa base de dados inédita, base esta disponibilizada neste documento. Essa base de dados permitiu o teste de diversas hipóteses, alguns resultados são contrários ao que foi observado na bibliografia. Com relação aos principais resultados obtidos: (i) foram processadas, no total, 5643 imagens, das quais: 5511 do sensor TM e 132 do sensor ETM+. Dessas, 5409 foram aplicadas para reconstituição das séries temporais, enquanto 234 foram utilizadas em um experimento para averiguação da aplicabilidade dos modelos TM em dados ETM+; (ii) as estimativas de CSS foram agrupadas com dados coletados *in situ* da Agência Nacional de Águas e do programa ORE HYBAM (desse programa também foram obtidas estimativas orbitais via imagens MODIS). Em conjunto com dados de vazão, as séries de CSS geraram séries diárias de TSS, que possuem aproximadamente 30 anos de extensão, em média. A periodicidade média de dados de CSS para todas as estações é de um valor a cada 11,46 dias; (iii) é possível estimar o TSS a partir da vazão para três estações: Óbidos, Manacapuru e Fazenda Vista Alegre (rios: Amazonas, Solimões e Madeira). Para as outras estações, o método descrito deve ser aplicado apenas em determinadas épocas do ano; (iv) o transporte e a produção de sedimentos foram mapeados, bem como sua variabilidade temporal, em escalas anual e mensal. Também foram discutidas algumas relações espaciais da produção de sedimentos com a latitude, a longitude e a distância da área fonte; (v) análises de tendência foram feitas para todas as estações, considerando-se séries de aproximadamente 30 anos, e não foram encontradas tendências significativas de aumento ou diminuição do TSS ao longo do tempo. Outra série de análises de tendência foi aplicada sobre séries temporais estendidas (entre 43 e 67 anos) para os rios Amazonas, Madeira e Solimões, e, novamente, não foram encontradas tendências significativas; (vi) foram feitas análises da relação entre o TSS e variáveis climáticas, como precipitação e anomalias de temperatura de superfície do mar (TSM) dos oceanos Atlântico e Pacífico. Em escala anual, considerando-se a sazonalidade das séries, foram observadas correlações entre a precipitação e o TSS para quase todas as estações. No entanto, quando são utilizadas séries de ciclo-tendência, não são observadas correlações significativas. Com relação aos índices climáticos, os que apresentaram a maior correlação simples com o TSS estavam ligados com a região do Atlântico Tropical Norte. Vários testes foram feitos com índices ligados aos eventos de *El Niño*, o qual parece influenciar pouco o TSS estimado nas estações trabalhadas; (vii) foi avaliada a relação entre o TSS estimado e o desflorestamento ao nível de bacia hidrográfica. Considerando-se as bases de dados do PRODES e do Terra-i, não é possível concluir que o desflorestamento esteja causando um aumento do TSS do rio Amazonas. Por fim, espera-se que esses resultados colaborem para uma melhor descrição e compreensão de grandes rios amazônicos.

Palavras-chave: Bacia hidrográfica amazônica. Produção de sedimentos. Séries temporais. Imagens Landsat 5. Análise de regressão. *El niño*.

ABSTRACT

This study involves a research about the suspended sediment transport (SST) of large Amazonian white water rivers: Içá, Japurá, Juruá, Purus, Madeira, Solimões and Amazonas. Despite the environmental importance of the suspended sediment concentration (SSC) for those rivers, there are spatial and temporal restrictions in the *in situ* collected data series. As the amount of suspended sediment in the rivers might indicate the frequency and intensity of climatic processes and soil coverage changes, important research issues in the Amazon, an adequate database may support some hypothesis about the environmental dynamic of this region. Therefore, this research adopted empirical models, which use orbital images as input data, for estimating the SSC in the main Amazonian rivers that promote the sediment transport. Such models have not yet been applied, so this database is inédited, which is accessible in this document. This database supported some hypothesis tests, and some results are contradictory when compared to the consulted bibliography. In relation to the main results obtained here: (i) 5643 images were processed: 5511 from TM sensor and 132 from ETM+ sensor. Of that total, 5409 were applied for retrieving temporal series, while 234 were used in an experiment to investigate the applicability of the TM models in ETM+ data; (ii) the SSC estimates were grouped with *in situ* collected data, provided by the Brazilian National Water Agency and by the ORE HYBAM (from the last were also obtained estimates from MODIS images). With discharge data, the SSC series generated daily SST series, which have an average extension of 30,05 years. The mean periodicity of SSC data for all stations is one value every 11,46 days; (iii) it is possible to estimate the SST by using discharge data for three stations: Óbidos, Manacapuru and Fazenda Vista Alegre (rivers: Amazonas, Solimões and Madeira). For other stations, the described method should be applied only for certain periods of the year; (iv) the transport and sediment yield were mapped, as well as its temporal variabilities, for both monthly and annual scales. Also, were discussed some spatial relations between the sediment yield and latitude, longitude and distance from the source region; (v) trend analysis were performed for all the stations, taking into account series of approximately 30 years, and were not founded significant trends of SST increase or decrease along time. Another trend analysis was applied using extended temporal series (between 43 and 67 years) for the rivers: Amazonas, Madeira and Solimões, and once again significant trends were not founded; (vi) were performed analysis of the relationship between the SST and climate variables, as precipitation and sea surface temperature anomalies (SSTA) of both Atlantic and Pacific oceans. In annual scale, taking into account the series seasonality, correlations between the precipitation and the SST were observed for almost all the stations. However, when the trend-cycle series were used, significant correlations were not observed. In relation to the climate indexes, those with the highest correlations with the SST were associated to the North Tropical Atlantic. Some tests were performed using indexes linked to the *El Niño* episodes, which seems to have little influence over the SST estimated in the handled stations; (vii) the relation between the estimated SST and the deforestation at the hydrographic basin level was evaluated. Taking into consideration the PRODES and Terra-i databases, it was not possible to conclude that the deforestation is triggering an increase in the SST of the Amazon river. Finally, it is expected that these results collaborate for a better description and understating of some great Amazonian rivers.

Keywords: Amazon drainage basin. Sediment yield. Time series. Landsat 5 images. Regression analysis. *El niño*.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA -	Agência Nacional de Águas
ATS -	Atlântico Tropical Sul
ATN -	Atlântico Tropical Norte
CAMREX -	<i>Carbon in the Amazon River Experiment</i>
CSS -	Concentração de sedimentos suspensos
CSSS -	Concentração de sedimentos suspensos em superfície
DAT -	Dipolo do Atlântico Tropical
EMA -	Erro médio absoluto
EMQ -	Erro médio quadrático
EMQN -	Erro médio quadrático normalizado
ENOS -	<i>El Niño</i> - Oscilação Sul
ERTS -	<i>Earth Resources Technology Satellite</i>
ETM+	<i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>
HYBAM -	<i>Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion / alteration and material transport in the Amazon, Orinoco and Congo basins</i>
IDEAM -	<i>Instituto de Hidrologia, Meteorologia y Estudios Ambientales</i>
INPE -	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN -	Jatos de baixos níveis
MODIS -	<i>Moderate Resolution Imaging System</i>
MSS -	<i>Multispectral Scanner</i>
NASA -	<i>National Aeronautics & Space Administration</i>
NOAA -	<i>National Ocean and Atmosphere Administration</i>
ORE -	<i>Observatoire du Recherche in Enviroment</i>
OT -	Oceanos Tropicais
PDO -	<i>Pacific Multidecadal Oscillation</i>
PRODES -	Projeto de Monitoramento do Desmatamento na Amazônia Legal por Satélite
REM -	Radiação eletromagnética
SENAMHI -	<i>Servicio Nacional de Meteorología e Hidrologia</i>
SK -	<i>Seasonal kendall</i>
SR -	Sensoriamento remoto
TM -	<i>Thematic Mapper</i>
TSS -	Transporte de sedimentos suspensos
TSM -	Temperatura de superfície do mar
USGS -	<i>United States Geological Survey</i>
ZCAS -	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT -	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

ρ -	Reflectância
Q -	Vazão
d -	Dia juliano
C -	Cota fluvial
C_v -	Coefficiente de variação
σ -	Desvio padrão
μ -	Média
P -	Produção de sedimentos
A -	Área de drenagem

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	14
1.1 Hipótese geral.....	19
1.2 Objetivo geral.....	20
2 ÁREA DE ESTUDO	21
2.1 Geologia geral da Amazônia.....	21
2.2 Hidrometeorologia.....	24
2.3 Tipos de águas dos principais rios amazônicos.....	29
2.4 O transporte de sedimentos do rio Amazonas e principais afluentes	32
3 SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ESTIMATIVA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS SUSPENSOS	50
3.1 Sensoriamento remoto	50
3.2 Programa Landsat.....	53
3.3 Princípios físicos de sensoriamento remoto para estimativa da CSS	56
3.4 Modelos para estimativa da CSS ao redor do mundo.....	58
3.5 Uso de sensoriamento remoto na estimativa da CSS em rios amazônicos: estado da arte	61
3.5.1 Estimativas via dados MODIS e TM	83
4 GERAÇÃO DE SÉRIES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS PARA OS RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS BRANCAS.....	89
4.1 Métodos.....	91
4.1.1 Seleção de imagens	91
4.1.2 Modelos para imagens Landsat 5/TM.....	93
4.1.3 Experimento com imagens Landsat 7/ETM+.....	94
4.1.4 Recorte das imagens.....	95
4.1.5 Conversões físicas.....	96
4.1.6 Amostragem dos pixels e aplicação dos modelos.....	98
4.1.7 Dados de CSS	99
4.1.8 Integração em profundidade da CSS.....	100
4.1.9 Interpolação linear: séries diárias de CSS	102
4.1.10 Dados de vazão e preenchimento de falhas	104
4.1.11 Descrição das séries de transporte de sedimentos suspensos	105
4.2 Resultados	107

4.2.1 Descrição das séries	110
4.2.1.1 Rio Içá.....	110
4.2.1.2 Rio Japurá	116
4.2.1.3 Rio Juruá.....	120
4.2.1.4 Rio Purus.....	125
4.2.1.5 Rio Madeira – Porto Velho	127
4.2.1.6 Rio Madeira – Fazenda Vista Alegre (FVA)	130
4.2.1.7 Rio Solimões - Tabatinga	133
4.2.1.8 Rio Solimões - Manacapuru.....	136
4.2.1.9 Rio Amazonas	139
5 USO DA VAZÃO PARA ESTIMATIVA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS	142
5.1 Métodos.....	142
5.2 Resultados	144
5.2.1 Rio Içá	145
5.2.2 Rio Japurá.....	147
5.2.3 Rio Juruá.....	148
5.2.4 Rio Purus	151
5.2.5 Rio Madeira – Porto Velho.....	153
5.2.6 Rio Madeira – Fazenda Vista Alegre (FVA).....	154
5.2.7 Rio Solimões - Tabatinga	157
5.2.8 Rio Solimões - Manacapuru	159
5.2.9 Rio Amazonas.....	160
5.3 Discussões	162
5.4 Considerações finais	166
6 PADRÕES ESPACIAIS DO TRANSPORTE, PRODUÇÃO E VARIABILIDADE TEMPORAL DA CARGA SUSPensa	167
6.1 Métodos.....	167
6.2 Resultados e Discussões	170
6.2.1 Transporte anual de sedimentos suspensos e variabilidade interanual	170
6.2.2 Produção anual média de sedimentos.....	174
6.2.3 Produção mensal média de sedimentos.....	176
6.2.4 Variabilidade da produção mensal de sedimentos	177
6.3 Conclusões	181

7 INVESTIGAÇÃO DE TENDÊNCIAS TEMPORAIS UNIDIRECIONAIS.....	183
7.1 Métodos.....	184
7.1.1 Regressão linear em valores anuais.....	184
7.1.2 Teste Sazonal de Kendall em valores mensais	185
7.1.3 Avaliação da distribuição espacial das tendências.....	186
7.2 Resultados e discussão.....	186
7.3 Conclusões	190
8 INVESTIGAÇÃO DE TENDÊNCIAS TEMPORAIS UNIDIRECIONAIS EM SÉRIES ESTIMADAS VIA VAZÃO	191
8.1 Métodos.....	191
8.1.1 Rio Amazonas.....	191
8.1.2 Rio Solimões.....	193
8.1.3 Rio Madeira	193
8.2 Resultados e discussão.....	197
8.3 Conclusões	199
9 O TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS E AS FORÇANTES CLIMÁTICAS	200
9.1 Materiais e métodos.....	201
9.1.1 Bases de dados de precipitação e médias mensais	202
9.1.2 Testes de correlação entre TSS e precipitação	203
9.1.2.1 Decomposição de séries temporais	204
9.1.2.1.1 Séries temporais.....	204
9.1.2.1.2 Decomposição clássica	205
9.1.3 Investigação da relação entre TSS e índices climáticos	208
9.1.3.1 Índices climáticos adotados	208
9.1.3.2 Correlação entre índices climáticos e o TSS.....	211
9.2 Resultados e discussão.....	212
9.2.1 Comportamentos médios de precipitação, vazão, TSS e CSS.....	212
9.2.2 Correlação entre precipitação e TSS	216
9.2.3 Relação entre índices climáticos e TSS.....	220
9.2.4 TSS e ocorrências de <i>El Niño/La Niña</i>	226
9.3 Considerações finais e conclusões.....	227
10 O TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS E O DESFLORESTAMENTO.....	231

10.1 Materiais e métodos.....	231
10.2 Resultados e discussões	234
10.3 Considerações finais	237
11 CONSIDERAÇÕES FINAIS	238
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	240
APÊNDICE A - LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES E DAS CENAS LANDSAT 5/TM UTILIZADAS	254
APÊNDICE B - DADOS DE CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS SUSPENSOS (CSS) ESTIMADOS A PARTIR DA APLICAÇÃO DE MODELOS EMPÍRICOS EM DADOS RADIOMÉTRICOS LANDSAT 5/TM	257
APÊNDICE C – EXPERIMENTO COM DADOS ETM+	292
APÊNDICE D – TESTES DE IGUALDADE DE MÉDIA E VARIÂNCIA ENTRE SÉRIES ORIGINAIS E PREENCHIDAS DE DADOS DE VAZÃO	296
APÊNDICE E – RESÍDUOS DA REGRESSÃO LINEAR APLICADA PARA ANÁLISE DE TENDÊNCIA. O TEMPO É A VARIÁVEL EXPLICATIVA E O TRANSPORTE ANUAL DE SEDIMENTOS É A VARIÁVEL RESPOSTA	297
APÊNDICE F – SÉRIES TEMPORAIS DE TOTAIS ANUAIS DE TSS E TENDÊNCIAS AJUSTADAS PARA TODAS AS ESTAÇÕES	299
APÊNDICE G - ANÁLISE DA SÉRIE ESTENDIDA DE VAZÃO PARA A ESTAÇÃO DE FAZENDA VISTA ALEGRE, RIO MADEIRA.....	302
APÊNDICE H – AVALIAÇÃO DAS PREMISSAS DE HOMOCEDASTICIDADE E NORMALIDADE DOS RESÍDUOS DAS ANÁLISES DE TENDÊNCIA (VIA REGRESSÃO LINEAR), APLICADAS SOBRE VALORES MENSAIS DE ANOMALIAS DE TSS, PARA AS SÉRIES ESTENDIDAS DOS RIOS AMAZONAS E MADEIRA.....	304
APÊNDICE I – SÉRIES TEMPORAIS DE VALORES DE PRECIPITAÇÃO E TSS MENSAIS DOS RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS BRANCAS	305

1 INTRODUÇÃO

A pesquisa apresentada nesta tese tem como objeto de estudo alguns dos grandes rios amazônicos, especificamente os denominados rios de água branca (JUNK *et al.*, 2011). Mais objetivamente, o interesse reside sobre a descrição dos padrões espaciais e temporais e sobre a compreensão dos processos que modulam o fluxo de sedimentos em suspensão, o principal mecanismo de transporte de sedimentos desses sistemas fluviais. Tais temas não são novos na literatura, como pode ser observado em diversas contribuições devidamente revisadas ao longo do manuscrito, em especial nos capítulos 2 e 3. Em termos de métodos de obtenção de dados, adota-se em especial o sensoriamento remoto, ferramenta cujo uso também não é pioneiro no estudo de rios amazônicos. Portanto, uma aprofundada revisão com caráter crítico foi feita sobre o tema, apresentada no capítulo 3. Ainda, a hipótese e o objetivo geral estão descritos ao final desta introdução e o capítulo 2 apresenta aspectos importantes da área de estudo.

Optou-se pela apresentação dos resultados desta tese por meio de capítulos (capítulos 4 a 10), em que cada um possui sua própria estrutura, com introdução, métodos, resultados/discussões e considerações finais/conclusões. O capítulo 4 apresenta os procedimentos aplicados para obtenção das séries de dados utilizadas, bem como sua descrição detalhada. Os capítulos de 5 a 10 constituem investigações específicas, feitas com base nas séries de dados descritas no capítulo 4. Por fim, o capítulo 11 constitui uma visão geral sobre os resultados obtidos.

A pesquisa desenvolvida durante o curso de mestrado do autor desta tese (MONTANHER, 2013) pautou-se, especificamente, na geração de modelos para estimar a concentração de sedimentos em suspensão (CSS) dos rios amazônicos de águas brancas por meio de imagens Landsat 5/TM. Tal estudo devotou-se às questões de física de sensoriamento remoto (SR) e modelagem estatística para geração dos modelos (constituindo tipicamente um estudo de SR). No entanto, os modelos não haviam sido aplicados, bem como não havia sido analisada a potencialidade de tais dados para o estudo desses rios.

Por sua vez, esta tese representa a continuidade da pesquisa de Montanher (2013). Ainda que esta pesquisa utilize, em parte, os dados de SR, o foco atual é no entendimento dos processos que modulam o transporte de sedimentos, e, em um contexto mais amplo, na própria compreensão do sistema fluvial da bacia amazônica. A produção de sedimentos distribui-se espacialmente de forma heterogênea e relaciona-se com uma série de outras

variáveis (cobertura vegetal, clima, topografia, litologia, uso do solo), o que fornece um caráter geográfico para esta pesquisa.

Como um novo (e extenso) conjunto de dados de transporte de sedimentos suspensos (TSS) torna-se disponível a partir do uso de imagens orbitais, uma ampla gama de questões sobre os rios amazônicos de águas brancas foram abordados de forma original nesta pesquisa, constituindo o teor inovador necessário para uma tese. Nesta introdução são apresentadas algumas generalidades sobre: (i) a bacia amazônica; (ii) o campo do SR e (iii) a erosão do solo e sua relação com sistemas fluviais. A descrição *a priori* desses temas é necessária para o entendimento dos problemas científicos, das hipóteses postuladas e dos objetivos desta pesquisa, presentes nesta introdução.

A maior parte dos textos científicos sobre rios amazônicos chamam a atenção sobre a grandiosidade do objeto de estudo. Por exemplo, a bacia hidrográfica amazônica é a maior do mundo, com uma área de aproximadamente $6 \cdot 10^6$ km², bem como o rio Amazonas é o maior, tanto em extensão quanto em volume d'água, com uma vazão média de 209.000 m³ s⁻¹ (CALLÈDE *et al.*, 2010). Essa vazão representa 15% de toda água doce mundial que atinge os oceanos, enquanto que a área de sua bacia possui cerca de 5% de toda extensão continental. Isso mostra que, em média, os índices de pluviosidade na bacia são altos, nutrindo tanto uma extensa rede de drenagem, quanto a maior área contínua de floresta equatorial do mundo, com cerca de $5 \cdot 10^6$ km² (GLOOR *et al.*, 2013). Também expressivo é o transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas, não sendo, embora, o maior do mundo, estando abaixo de rios asiáticos como o Ganges e o Amarelo (MILLIMAN e MEADE, 1983).

Além desses fatos, é interessante frisar que a bacia hidrográfica amazônica não é apenas grandiosa em extensão territorial, mas também em complexidade e heterogeneidade interna. As próprias normais climatológicas de precipitação são muito heterogêneas: alguns pontos da bacia possuem alguns dos maiores índices pluviométricos do planeta, atingindo valores médios próximos a 6.000 mm/ano, enquanto que outros locais possuem climas tipicamente áridos, com cerca de 200 mm anuais. Em termos de substrato e processos geológicos, a área é igualmente complexa: áreas estáveis (crátons) e bacias sedimentares ocupam grande parte de seu território, ao passo que uma faixa orogênica atual ocorre em uma extensa faixa de sentido norte-sul, no setor oriental da bacia. Essa faixa corresponde aos Andes, que, embora ocupe apenas perto de 12% da área total da bacia, é responsável por cerca de 95% dos sedimentos transportados para o Oceano Atlântico.

Dada a sua dimensão e posição latitudinal, abrangendo porções dos dois hemisférios (Sul e Norte), a bacia é sujeita a importantes variações no regime hidrológico: chuvas e descargas fluviais variam em grande magnitude no decorrer do ciclo anual (e interanual) e com padrões temporais distintos no espaço. Diferentes massas de ar e processos climatológicos atuam no interior da bacia: efeitos de maritimidade são pronunciados em regiões próximas à foz do rio Amazonas, enquanto que efeitos orográficos causam eventos extremos de precipitação nas proximidades dos Andes, por exemplo. Os segmentos fluviais mais à jusante, que captam tais afluentes com diferentes regimes e ciclos associados, possuem complexas respostas.

A partir dessas considerações, entende-se a bacia amazônica como um grande sistema (o maior sistema fluvial do planeta), complexo e internamente heterogêneo em diversos aspectos. Por diversas razões, por vezes científicas e por vezes políticas, esse sistema é o foco de discussões no tocante à dualidade entre a conservação ambiental e o desenvolvimento econômico, ou em concordância com os termos utilizados por Ab'Sáber (2008), respectivamente: ecologismo e economismo. Isso resulta do fato de que o bioma amazônico é extremamente rico, mas ainda pouco alterado pelo homem e bastante desconhecido.

A própria característica de ser uma região pouco habitada e estruturada (em média), leva a um problema importante: a dificuldade de obtenção de dados. De fato, o bioma amazônico ainda é pouco conhecido e compreendido em diversos aspectos, tanto geográficos quanto em outras áreas acadêmicas. A própria cartografia de base é de pequena escala, impossibilitando estudos mais detalhados. No entanto, passos importantes rumo a uma melhor descrição e compreensão da Amazônia têm ocorrido. No que se refere à cartografia de base, o projeto Radiografia da Amazônia, atualmente em execução pelo exército brasileiro (www.cigex.eb.mil.br), deverá estabelecer um novo nível de escalas para os estudos geográficos em grande parte da Amazônia, dentro de poucos anos.

Uma das maiores justificativas do uso de SR para o estudo de qualquer objeto/processo da superfície terrestre é permitir adquirir dados em áreas remotas e a sua extensa abrangência espacial. Tais características são fundamentais para o estudo da Amazônia em diversos aspectos. A fenologia da floresta amazônica foi avaliada a partir do SR (ASNER *et al.*, 2000). Uma série de pesquisas tem adotado essa ferramenta para avaliação da floresta amazônica como um estoque de carbono (ASNER *et al.*, 2010). Tanto no âmbito científico quanto técnico, as imagens orbitais têm sido base para o levantamento do desmatamento amazônico (projetos PRODES: www.obt.inpe.br/prodes, e DETER:

www.obt.inpe.br/deter). Em termos de evolução da paisagem (processos sedimentares e biogeográficos), recentemente importantes estudos têm sido feitos no âmbito do grupo de pesquisa PATES (www.dsr.inpe.br/pates), como, por exemplo, a pesquisa descrita no artigo de Rossetti *et al.* (2014).

Com relação ao estudo do funcionamento atual dos sistemas fluviais amazônicos, variadas abordagens foram feitas com uso de SR. Uma abordagem clássica é no levantamento da extensão e distribuição das áreas alagáveis (MELACK e HESS, 2011). Dinâmicas de erosão-deposição nas margens e ilhas, identificação da distribuição de sedimentos nos canais e nas planícies de inundação também são temas recorrentes (MERTES, 1994; DUNNE *et al.*, 1998; PARK e LATRUBESSE, 2014). Um tópico em específico é a quantificação da concentração de sedimentos suspensos (CSS) por meio de imagens orbitais. Esse procedimento já foi aplicado tanto nos lagos das extensas planícies de inundação quanto em diversos rios da bacia amazônica.

Um argumento frequentemente mencionado em defesa do estudo de sedimentos em suspensão via SR é que, apesar de precisas, as amostragens *in situ* são pontuais no tempo e no espaço, ou seja, não descrevem a variabilidade do sistema aquático em questão, tanto em termos temporais quanto espaciais (SCHMUGGE *et al.*, 2002). Outro ponto de vista similar é o de Dekker e Bukata (1999), em que afirmam que o SR é uma ferramenta adequada para o monitoramento de grande escala de qualidade de águas costeiras e interiores, fornecendo uma visão sinóptica da distribuição espacial das variáveis biológicas, químicas e físicas da água. Também em mesmo sentido, mas com relação à série Landsat, Khorram *et al.* (2012) mencionam que tal série fornece uma das fontes de dados mais ricas para o estudo, via SR, de mudanças históricas em grandes áreas úmidas, qualidade d'água e plantas aquáticas. Ainda segundo os autores, embora haja sensores mais recentes, com melhores resoluções e calibração, os dados MSS e TM fornecem uma base histórica consistente ainda não disponível para os novos sensores.

As vantagens mencionadas são possibilitadas por meio do uso de equações que permitam relacionar medidas radiométricas feitas em nível orbital e determinados parâmetros de qualidade d'água. Equações empiricamente ou analiticamente ajustadas para a estimativa da CSS (bem como de outros componentes opticamente ativos na água) foram nomeadas com uso do termo algoritmo em estudos pioneiros nesse campo (HOLYER, 1978; TASSAN, 1993; DEKKER *et al.*, 2002). No entanto, entende-se que o termo modelo é mais adequado, pois algoritmo é um termo voltado à definição de um conjunto de regras e etapas de procedimentos computacionais. Comumente tais modelos (empíricos ou analíticos) são gerados por

algoritmos, mas são não sinônimos. Uma reta ajustada via mínimos quadrados pode ser calculada de outras formas, por exemplo.

A erosão do solo é um fenômeno que se relaciona com diversas características do espaço geográfico. Muitas variáveis naturais interferem em sua magnitude: substrato geológico, tipo de solo, grau de cobertura vegetal, aspectos geomorfológicos e climáticos. Além dessas variáveis, a ação humana também interfere nas taxas de erosão do solo, podendo até causar quadros extremos em condições de uso do solo inadequado. A erosão do solo varia ao longo do espaço geográfico e no decorrer do tempo, estando relacionada com processos em escala temporal que variam de dias a semanas (por exemplo, um processo erosivo causado por um procedimento agrário qualquer), até na escala de milhões de anos, por exemplo, na erosão geológica. Portanto, o nível de erosão do solo pode ser entendido como uma variável síntese de diversos processos (embora não todos) que estão ocorrendo em determinadas partes do espaço geográfico, constituindo-se em uma interessante variável em Geografia.

A tarefa de medir a erosão do solo é extremamente complexa, mesmo ao nível local. Quando a erosão de extensas áreas (como na bacia amazônica) é objeto de estudo, a medição *in situ* é impraticável. Nesse contexto, a quantidade de sedimentos que é transportada por um rio representa um indicador (*proxy*) da erosão do solo média de toda bacia à montante de uma determinada estação de monitoramento. Por conseguinte, a quantificação do transporte de sedimentos é plenamente justificada para o estudo da bacia amazônica, possuindo a capacidade de fomentar a investigação de uma ampla gama de questões geográficas.

Compreendida a importância do estudo do transporte de sedimentos para a bacia amazônica, investigou-se a abrangência dos dados já existentes para essa região. Conforme mencionado anteriormente, a bacia amazônica possui certa carência em termos de monitoramento e levantamento de algumas variáveis geográficas, fato que também vale para a carga suspensa dos rios. O esquema de amostragem da Agência Nacional de Águas (ANA) foi elaborado para coletas a cada três ou quatro meses. De fato, Montanher *et al.* (2013) calcularam uma média de 2,97 coletas por ano para todas as estações de amostragem de CSS da bacia amazônica, ao investigar a disponibilidade de dados da ANA para geração dos modelos adotados nesta pesquisa. Além da baixa frequência amostral, Montanher (2013) constata a existência de diversas lacunas nas séries temporais da ANA, que inviabilizam uma avaliação adequada do comportamento dos principais sistemas hidrossedimentares amazônicos.

O programa ORE/HYBAM também fornece dados para os rios amazônicos, em uma periodicidade maior do que aqueles da ANA. No entanto, as séries de dados são temporalmente curtas e também possuem lacunas. Além dos dados obtidos e disponibilizados por essas duas organizações mencionadas, também há uma série de coletas feitas desde a década de 1960 por iniciativas em pesquisas individuais. Contudo, essas fontes não constituem um programa de monitoramento porque muitas vezes esses dados são coletados por meio de diferentes técnicas e periodicidades e, principalmente, as coletas não são continuadas após o término das pesquisas.

Pode-se concluir, a partir do parágrafo anterior, que novos métodos que permitam a ampliação e detalhamento temporal dessas bases de dados serão eficazes para uma melhor compreensão dos processos geográficos atuantes na bacia amazônica. Um método que permite a ampliação da base de dados de transporte de sedimentos suspensos de alguns dos principais rios amazônicos foi desenvolvido durante a pesquisa de mestrado do autor (MONTANHER, 2013), e conforme mencionado, tais modelos ainda não foram aplicados. Eles fazem uso de dados de sensoriamento remoto, especificamente do sensor TM, cuja extensão temporal da série é determinante em seu uso nesta pesquisa, pois as maiores lacunas de dados das séries temporais de CSS dos rios amazônicos ocorrem nas décadas de 1980 e 1990, período em que o sensor TM já operava.

Espera-se que, depois de finalizado, o trabalho desenvolvido resulte em: (i) uma base de dados extensa e original de CSS, que deverá ser disponibilizada para toda a comunidade científica e (ii) a partir da integração dessa base com outras já existentes, uma melhor descrição e compreensão dos processos que regem o transporte de sedimentos suspensos dos rios amazônicos de água brancas.

1.1 Hipótese geral

As hipóteses desta pesquisa estão diferenciadas em uma hipótese geral e hipóteses específicas. A hipótese geral apresenta de forma explícita o raciocínio adotado para a elaboração deste estudo e está contida nesta introdução (bem como suas premissas). As hipóteses específicas são relacionadas com cada tema pontual, portanto são apresentadas em seus respectivos capítulos.

Hipótese geral: utilizando-se uma extensa série de imagens orbitais e modelos ainda não aplicados, é possível gerar uma base de dados de CSS, abrangendo períodos com baixa frequência amostral (ou mesmo nula). O uso de imagens de satélite para esse fim terá,

então, a capacidade de preencher lacunas das atuais bases de dados. A CSS, em conjunto com a descarga fluvial, permite a estimativa do transporte de sedimentos suspensos pelos principais rios amazônicos responsáveis por esse processo (os rios de águas brancas). Como o transporte fluvial de sedimentos é um processo que depende de outros fenômenos que estão ocorrendo à montante, na bacia hidrográfica, assume-se como hipótese que, a partir dessa base de dados amplificada, novas investigações podem ser feitas sobre o transporte de sedimentos em si e suas determinantes.

1.2 Objetivo geral

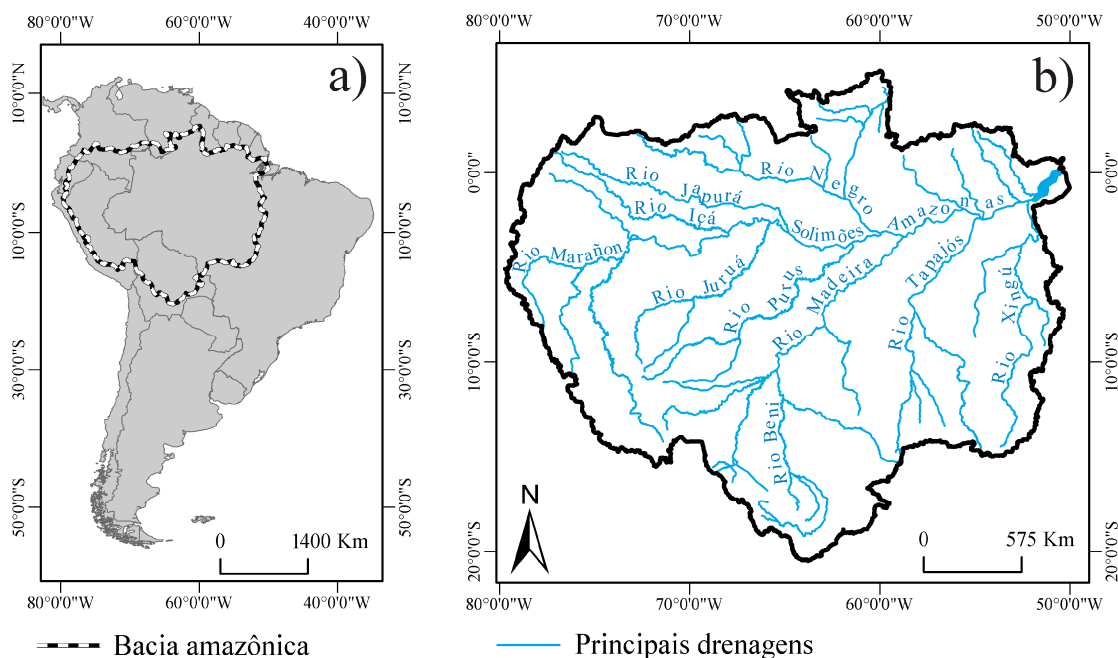
Da mesma forma que as hipóteses, os objetivos foram diferenciados em um objetivo geral e objetivos específicos, em que cada objetivo específico encontra-se no capítulo que aborda cada tema em particular.

Objetivo geral: esta pesquisa objetivou produzir uma extensa série de dados inéditos de CSS para os rios amazônicos de águas brancas, com uso de dados de sensoriamento remoto e avaliar, na medida do possível, padrões temporais e espaciais, além de possíveis agentes moduladores do TSS.

2 ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica amazônica localiza-se no setor norte da América do Sul, estando situada em uma vasta região equatorial (Figura 1a) e é a maior do mundo, possuindo uma área de aproximadamente $6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, ou cerca de 5% de toda superfície continental. A vazão média do rio Amazonas em sua foz no Oceano Atlântico é de aproximadamente $209.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o que representa quase 15% de toda água doce mundial que atinge os oceanos (CALLÈDE *et al.*, 2010). Isso mostra que, em média, há altas taxas de precipitação sobre a bacia, nutrindo uma extensa rede de drenagem (Figura 1b).

Figura 1 – Localização da bacia hidrográfica no contexto da América do Sul (a). Distribuição espacial dos principais rios amazônicos (b)

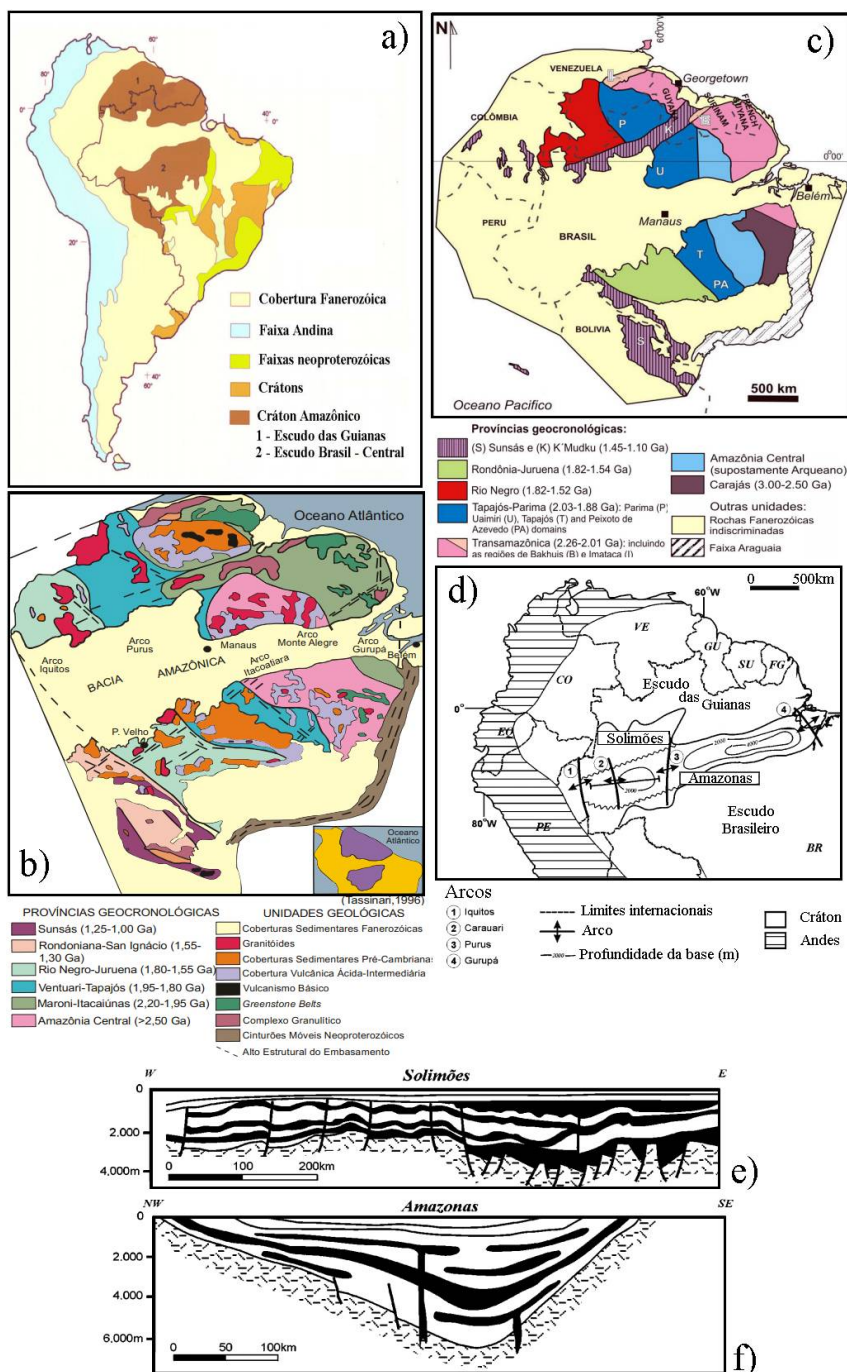


2.1 Geologia geral da Amazônia

A bacia hidrográfica amazônica possui uma grande diversidade geológica (CPRM, 2006), mas uma observação geral da subdivisão tectônica da América do Sul mostra que nessa área há três grandes domínios geológicos: Cráton amazônico, coberturas fanerozóicas e cinturão orogênico andino (Figura 2a). O Cráton Amazônico situa-se na borda norte da placa sul americana, possuindo uma extensão de aproximadamente de 4,3 milhões de km^2 , abrangendo as regiões brasileiras do Norte e do Centro-Oeste, além de outros países sul-

americanos: Bolívia, Colômbia, Venezuela, Guiana Francesa, Suriname e Guiana Inglesa (ALMEIDA *et al.*, 1981, *apud* SILVA, 2013).

Figura 2 - (a) Subdivisão tectônica da América do Sul; (b) Províncias geocronológicas do cráton amazônico segundo Tassirani e Macambira (1999, 2004); (c) Províncias geocronológicas do cráton amazônico segundo Santos *et al.* (2000, 2006), (Fonte: CPRM, 2006); (d) Disposição das duas bacias sedimentares amazônicas; (e) Seção geológica da bacia do Solimões; (f) Seção geológica da bacia sedimentar do Amazonas



Fonte: (a), (b) e (c): CPRM (2006); (d), (e) e (f): Milani e Zalán, (1999).

O Cráton Amazônico é formado por dois escudos: Escudo das Guianas e o Escudo do Brasil Central, posicionados respectivamente ao norte e ao sul (Figura 2) e subjacentes às coberturas sedimentares fanerozóicas das bacias do Marajó, Amazonas, Solimões e Acre (SILVA, 2013). O Cráton é limitado ao norte pelo Oceano Atlântico e pelo Mar do Caribe, ao sul e leste pela faixa Paraguai-Araguaia. A oeste limita-se com a Faixa Orogênica Andina, cujo limite está encoberto por coberturas plataformais de bacias subandinas de antepaís (TASSINARI, 1996 *apud* SILVA, 2013). O conjunto litológico engloba rochas metamórficas subdivididas em terrenos de alto grau formado por complexos gnáissico-migmatíticos e granulíticos, suítes granitóides e terrenos de baixo grau metamórfico, incluindo rochas supracrustais e *greenstones* (ROSA-COSTA, 2006 *apud* SILVA, 2013). Assim como outras áreas cratônicas, o cráton amazônico teve uma origem complexa, em que diversos autores propõem diferentes modelos evolutivos e classificações das províncias geocronológicas (Figuras 2b e 2c).

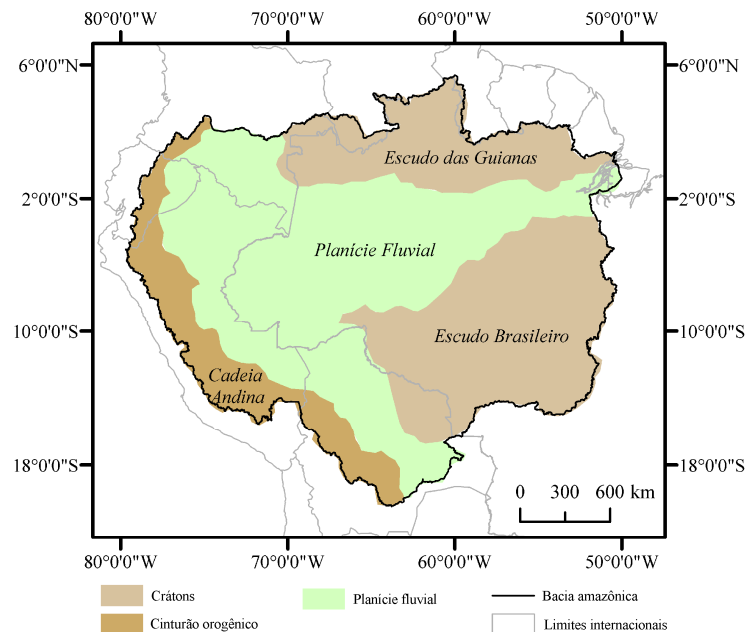
Os dois escudos do cráton amazônico são separados pelas bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas, que constituem parte das coberturas fanerozóicas na área de estudo. A Bacia do Solimões é uma bacia intracratônica, com aproximadamente 450.000 km² recobrimdo quase todo o estado do Amazonas. Encontra-se limitada a oeste pelo Arco Iquitos que a separa da Bacia do Acre, e a leste pelo Arco Purus que a separa da Bacia do Amazonas (Figura 2d). A Bacia do Solimões é dividida em duas sub-bacias: Jandiatuba e Juruá, controladas pelo Arco Carauari. Os depósitos da Bacia do Solimões atingem 3.800 m e 3.100 m de espessura nas sub-bacias Juruá e Jandiatuba, respectivamente (Figura 2e). A bacia é dividida em duas seqüências de primeira ordem: uma, principal, paleozóica, seccionada por diques e soleiras de diabásio, e outra mesozóico-cenozóica (CPRM, 2006).

A Bacia do Amazonas é uma unidade sedimentar intracratônica com disposição leste-oeste de aproximadamente 480.000 km², que atravessa os estados do Pará a leste e Amazonas a oeste, limitando-se com a fossa Marajó a leste a partir do Arco Gurupá e com a bacia do Solimões a oeste pelo Arco Purus (CPRM, 2006), (Figura 2d). Seus depósitos ultrapassam 5.000 m de profundidade (Figura 2f) e, assim como a Bacia do Solimões, esta possui duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica, em que aparecem diques e soleiras de diabásio e uma mesozóica-cenozóica. Detalhes sobre os processos evolutivos dessas duas bacias sedimentares podem ser consultados em CPRM (2006). Outras bacias sedimentares de menor expressão ocorrem na bacia hidrográfica amazônica, como a bacia do Alto Tapajós e a bacia do Acre além de grandes extensões de depósitos quaternários.

Os Andes são um conjunto extenso de montanhas produzidas por orogênese ainda em atividade. A faixa Andina corresponde a uma margem continental ativa, cuja atividade geológica deve-se essencialmente às forças geradas pela colisão na borda convergente das placas tectônicas de Nazca e Sul Americana. Os Andes possuem uma disposição marcadamente latitudinal, cujos domínios abrangem toda borda oeste da América do Sul, desde o extremo sul da Argentina até o norte da Colômbia. Os Andes possuem notável importância para este estudo por serem a área de origem de grande parte dos sedimentos transportados pelos rios amazônicos, conforme será discutido em detalhe no tópico 2.4.

Em conjunto com os agentes exógenos, os três grandes domínios geológicos descritos para a Amazônia 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 e GUYOT, 2011), as quais estão representadas na Figura 3.

Figura 3 - Unidades morfoestruturais da bacia amazônica segundo Filizola e Guyot (2011)



Fonte: Montanher (2013).

2.2 Hidrometeorologia

Devido à sua dimensão continental, a bacia amazônica possui uma diversidade de processos climáticos atuantes que promovem diferentes regimes de pluviosidade, resultando, conseqüentemente, em diferentes regimes hidrológicos conforme a região. A vazão fluvial, ou

descarga líquida, é uma variável importante nesta pesquisa, pois o transporte de sedimentos suspensos é determinado por sua multiplicação conjuntamente com a CSS. Além disso, a própria entrada de sedimentos nos sistemas fluviais é condicionada pelo escoamento superficial, o qual também está ligado à quantidade e intensidade da precipitação. Portanto, para compreensão adequada dos processos que regem o transporte de sedimentos suspensos dos rios sob estudo, é necessário compreender os processos hidrológicos atuantes na bacia.

Uma descrição do clima da região amazônica encontra-se em Marengo e Nobre (2009), em que, inicialmente, os autores discorrem sobre a circulação atmosférica regional. Durante o verão, os ventos alísios carregam umidade do Oceano Atlântico para a Amazônia. Esse processo associa-se com uma maior pressão atmosférica no Atlântico Tropical Norte, a qual não permite o deslocamento para norte da massa de ar quente e úmida do Atlântico Tropical Sul durante o verão e outono austral. Esses ventos distribuem umidade para o interior continental até atingir a cordilheira Andina que, devido à sua topografia, causa fortes eventos de precipitação orográfica. Outra parte dessa umidade é desviada para sudeste, podendo atingir os estados do sul do Brasil e norte da Argentina, constituindo os jatos de baixos níveis, ou JBN (MARENGO e NOBRE, 2009).

No inverno austral o padrão se inverte, em que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) desloca-se para norte, juntamente com a baixa pressão atmosférica do Atlântico Tropical Norte (MARENGO e NOBRE, 2009). Isso diminui drasticamente a entrada das massas de ar oceânicas, causando uma diminuição da pluviosidade em grande parte da bacia, especialmente no hemisfério sul. Nesse período também é percebida a entrada de massas de ar frio e seco provindas de latitudes maiores, que são mais intensas na porção oeste da bacia (MARENGO e NOBRE, 2009).

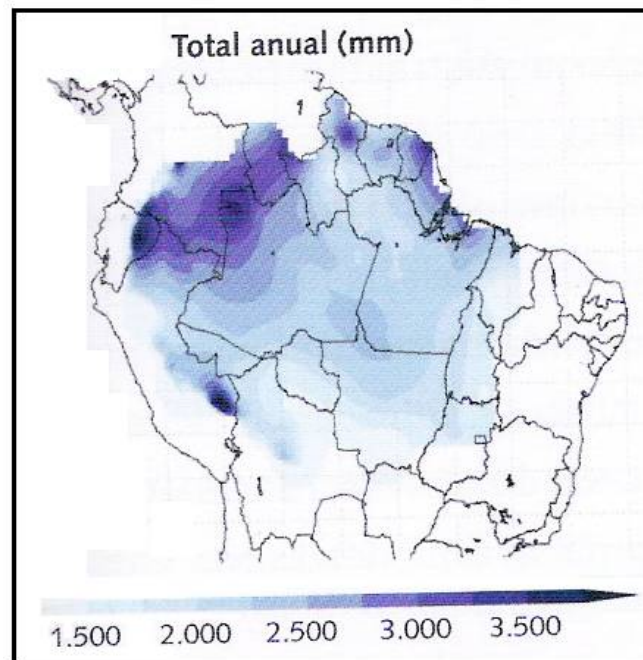
Em relação à precipitação, em média a bacia apresenta um padrão equatorial chuvoso, com altos índices pluviométricos, mas há, no entanto, muita variabilidade interna. Marengo e Nobre (2009), a partir do mapa de distribuição da precipitação total anual média, descrevem alguns núcleos em que ocorrem os índices mais expressivos (Figura 4). Uma observação desse panorama geral revela inicialmente dois conjuntos com altos valores: nas proximidades da foz do rio Amazonas, devido ao efeito de maritimidade e no setor oeste da bacia, devido ao efeito orográfico andino.

Além da variabilidade espacial dos valores médios, Marengo e Nobre (2009) destacam a sazonalidade anual (Figura 5), bem como sua defasagem entre os hemisférios. No sul da Amazônia, a estação chuvosa se inicia durante a primavera austral, em que os máximos ocorrem no verão (Figura 5a). No outono, os máximos deslocam-se para norte (juntamente

com a ZCIT e o centro de baixa pressão do Atlântico Tropical Sul), ocorrendo na Amazônia central (Figura 5b).

Durante o inverno austral, ocorre o período de máxima seca nessas regiões, enquanto que no norte da Amazônia acontece o máximo das chuvas (Figura 5c). Portanto, segundo Marengo e Nobre (2009), um aspecto notável da bacia amazônica é a defasagem de seis meses entre o máximo período chuvoso das porções ao norte (junho e julho) e ao sul (dezembro e janeiro) do equador. Em consequência, essa defasagem da precipitação altera o período em que ocorrem os picos das cheias dos afluentes do rio Amazonas das margens direita (que drenam a porção sul) e esquerda (que drenam a porção norte).

Figura 4 – Mapa de distribuição da precipitação total anual média sobre a bacia amazônica

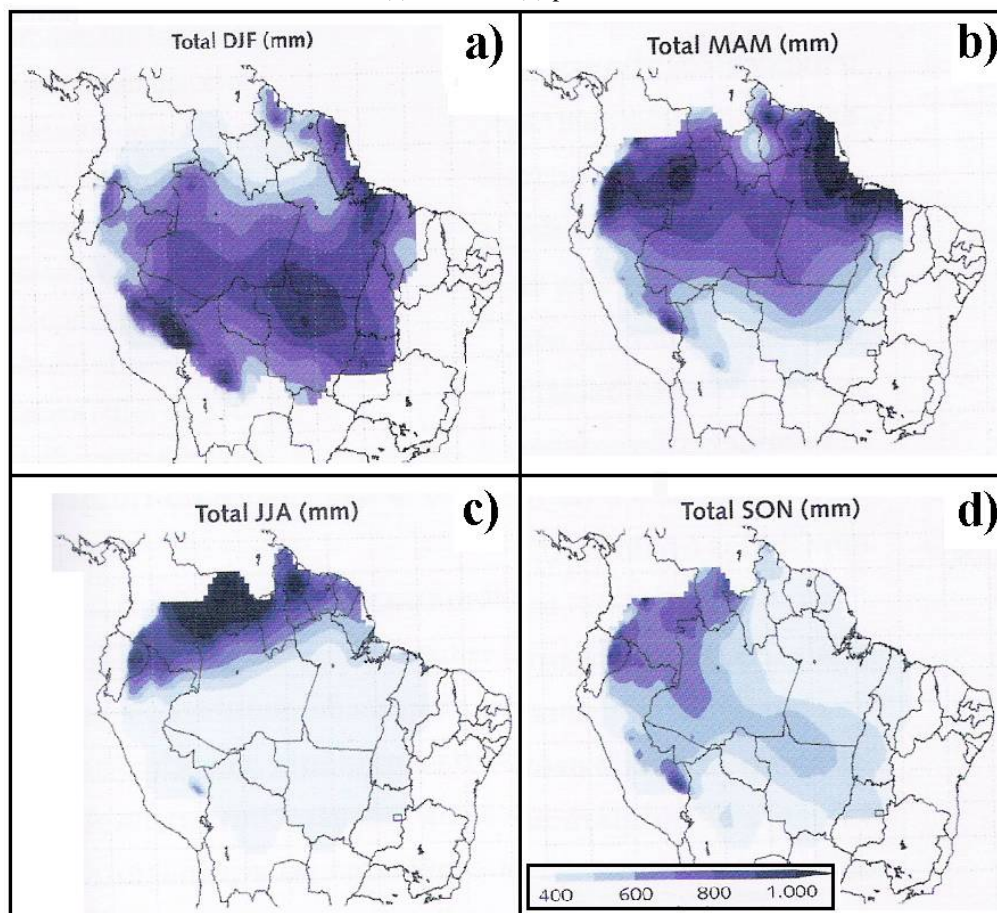


Fonte: Marengo e Nobre (2009).

Marengo e Nobre (2009) avaliam a variabilidade climática da Amazônia em escala interanual, associando-a com a temperatura de superfície do mar (TSM) dos oceanos Pacífico e Atlântico em suas porções tropicais. O fenômeno associado à TSM do Oceano Pacífico Tropical é o *El Niño*, enquanto que as anomalias do Atlântico Tropical são descritas pelo dipolo do Atlântico Tropical. O termo *El Niño* foi inicialmente utilizado para referência de uma fraca corrente de águas aquecidas que atingem as costas do Peru e do Equador todos os anos no final de dezembro. Posteriormente, esse termo foi associado com um aquecimento de

larga escala espacial, abrangendo grande parte do Oceano Pacífico Tropical, que ocorre em intervalos de poucos anos (TRENBERTH, 1997).

Figura 5 – Mapas sazonais de distribuição da precipitação total média sobre a bacia amazônica. (a) Verão; (b) Outono; (c) inverno e (d) primavera austral



Fonte: Marengo e Nobre (2009).

O fenômeno de *El Niño* constitui uma das principais fontes de variabilidade climática interanual ao redor do mundo. Esta interferência no clima mundial é explicada por sua grande capacidade de alteração dos padrões de circulação atmosférica. A água mais quente aquece o ar em sua interface, em resposta seu volume aumenta e o ar tende a subir para níveis atmosféricos mais elevados. Em consequência, os valores de pressão ao nível do mar diminuem. Portanto, a variável que expressa a resposta da atmosfera em relação ao aquecimento d'água é a pressão atmosférica.

O componente atmosférico ligado ao *El Niño* é a Oscilação Sul, e o termo referente aos dois processos de forma conjunta é o ENOS: *El Niño*-Oscilação Sul (ou ENSO: *El Niño-Southern Oscillation*) - (TRENBERTH, 1997). O *El Niño* corresponde à fase quente

do ENOS, enquanto que a fase fria corresponde ao seu antônimo *La Niña*. O índice quantitativo da Oscilação Sul é o SOI (*Southern Oscillation Index*) que comumente é definido a partir de valores de pressão ao nível do mar obtidos em estações localizadas no Taiti e em Darwin, na Austrália.

A variabilidade interanual da precipitação na Amazônia normalmente é associada com o ENOS (ZENG, 1999), em que a região normalmente é mais úmida durante a fase fria, ao contrário da região centro-sul do Brasil. No entanto, Marengo e Nobre (2009) afirmam que o ENOS, em conjunto com o Atlântico Tropical, modula boa parte da variância interanual do clima amazônico. Segundo os autores, a combinação das circulações atmosféricas anômalas provocadas pela distribuição da TSM nos dois oceanos afeta a posição latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico e, subsequentemente, a distribuição da precipitação sobre a bacia amazônica. Ainda segundo os autores, embora a variabilidade interanual da TSM e dos ventos sobre o Atlântico Tropical seja menor do que a observada no Pacífico Tropical, ela possui uma forte influência sobre o clima da região.

A variabilidade dos ciclos temporais, tanto da TSM quanto dos ventos sobre a superfície do mar no Atlântico Tropical, possui uma distribuição espacial pronunciada no sentido norte-sul. Portanto, ocorrem importantes gradientes meridionais de anomalias de TSM, calculados a partir das diferenças de TSM (normalizadas) entre o Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul, segundo o padrão dipolo. Essas anomalias impactam a posição da ZCIT (MARENGO e NOBRE, 2009), causando anomalias de precipitação na Amazônia, conforme mencionado anteriormente. Adicionalmente, Fu *et al.* (2001) apresentam um estudo detalhado sobre o nível de influência de cada um dos dois oceanos sobre a distribuição sazonal da precipitação sobre a Amazônia.

Com relação às mudanças no ciclo hidrológico amazônico, o desmatamento é frequentemente mencionado na bibliografia como um agente antrópico. Marengo e Nobre (2009) mencionam que modelos numéricos estimam uma redução de 15 a 30% da precipitação na bacia amazônica caso toda a cobertura florestal seja retirada. No entanto, apesar dessas previsões, ainda não há uma evidência observacional conclusiva de que tais mudanças climáticas estejam ocorrendo. No mesmo sentido, a partir da análise de séries hidrometeorológicas, Marengo (2009) conclui que não há tendências sistemáticas unidirecionais para condições mais secas ou úmidas para a bacia amazônica desde a década de 1920.

A partir de uma detalhada revisão sobre os efeitos do desmatamento no ciclo hidrológico da Amazônia, D'Almeida *et al.* (2007) encontraram resultados inconsistentes

segundo o método de modelagem adotado. Segundo esses autores, conforme as observações feitas na região, nenhum dos trabalhos realizados em ampla escala encontraram mudanças significativas no ciclo hidrológico amazônico que possam ser relacionadas com o desmatamento. Ao mesmo tempo, notou-se que, em escala de pequena bacia hidrográfica, a remoção da cobertura vegetal provocou o aumento do escoamento superficial e diminuição da evapotranspiração. Os autores apresentam uma discussão sobre as possíveis causas desses resultados contraditórios, dentre os quais os problemas inerentes à modelagem. Além dessa questão, também é mencionado que, apesar das grandes áreas já desmatadas, sua extensão ainda é pequena quando comparada ao tamanho total da bacia (D'ALMEIDA *et al.*, 2007). Portanto, cenários extremistas dificilmente seriam observados na prática, em conformidade com as conclusões de Marengo (2009).

Hayhoe *et al.* (2011) apresentam resultados que, em parte, são consistentes com aqueles encontrados na revisão de D'Almeida *et al.* (2007), de que em escala detalhada são observadas alterações no ciclo hidrológico amazônico. Contudo, Hayhoe *et al.* (2011), ao comparar bacias florestadas com bacias agrícolas (cultivo: soja), observaram que a retirada da cobertura florestal não alterou o escoamento superficial durante os eventos de precipitação. No entanto, a vazão média diária das bacias agrícolas foi aproximadamente quatro vezes maior. Isso deve-se à evapotranspiração substancialmente menor do cultivo agrícola do que em relação às áreas florestadas.

2.3 Tipos de águas dos principais rios amazônicos

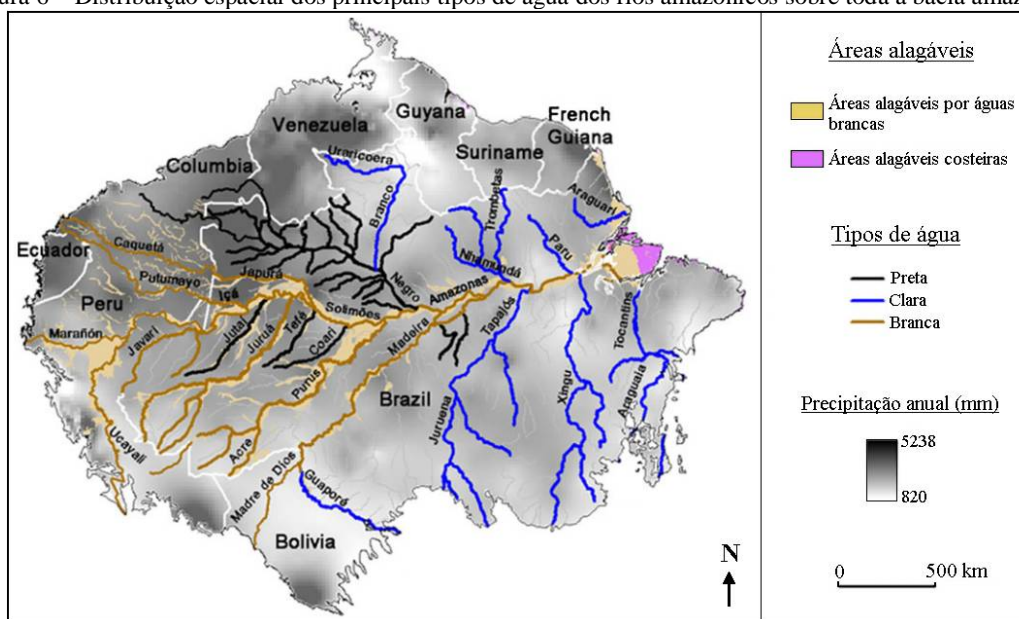
Os rios da bacia hidrográfica amazônica possuem uma diversidade de características limnológicas, as quais já eram reconhecidas pelas diferentes colorações das águas, pelos indígenas amazônicos anteriormente à colonização européia (JUNK *et al.*, 2011). Segundo a primeira classificação científica de Sioli (1956), são três os principais tipos: rios de águas pretas, claras e brancas (Figuras 6 e 7). Embora se saiba que existem diferenciações mais detalhadas, essa classificação inicial ainda é válida (JUNK *et al.*, 2011). A seguir, serão discutidos os principais condicionantes de cada tipo e suas propriedades, em que as águas brancas serão descritas com maior detalhe porque constituem o objeto deste estudo.

Muitas das principais drenagens amazônicas se originam na cadeia andina em países como Peru, Colômbia, Equador 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 rios de águas

brancas (SIOLI, 1956; AB'SÁBER, 2008; JUNK *et al.*, 2011). Esses sedimentos em suspensão conferem aos rios uma coloração de marrom claro e por vezes alaranjado a avermelhado (Figura 7a).

A origem do material sedimentar que chega aos rios de águas brancas é vinculada às altas taxas de soerguimento do cinturão orogênico andino em conjunto com a precipitação abundante (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 em que se originaram, as características d'água permanecem sob forte influência dos sedimentos em suspensão provenientes dos Andes (GIBBS 1967a; MEADE, 1985; MARTINELLI *et al.*, 1989; MCCLAIN e NAIMAN, 2008). As águas brancas possuem pH neutro e grandes quantidades de sólidos dissolvidos, como carbonatos (JUNK *et al.*, 2011). Isto faz com que nos períodos de cheias desses rios, a deposição desses materiais sobre a planície de inundação torne tais ambientes extremamente férteis, com altas taxas de produtividade primária e secundária, chamados de várzeas.

Figura 6 – Distribuição espacial dos principais tipos de água dos rios amazônicos sobre toda a bacia amazônica



Fonte: Modificado de Junk *et al.* (2011).

Os principais rios amazônicos de águas brancas são: Solimões, Amazonas, Madeira, Marañón, Ucayali, Japurá, Içá, Purus e Juruá (Figura 6). Embora Junk *et al.* (2011) mencionem que os rios Purus e Juruá são rios de águas brancas provenientes dos Andes, as maiores cotas altimétricas das bacias hidrográficas destas bacias não ultrapassam 500 m. Latrubesse *et al.* (2005) chamam atenção para a alta produção de sedimentos em suspensão

dos rios do sudoeste amazônico, os quais drenam uma região de relevo suave e com alto grau de cobertura florestal.

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. Esta área é influenciada pelo Arco de Fitzcarraldo (RÄSÄNEN *et al.*, 1987; ESPURT *et al.*, 2007), que tem sua origem vinculada à subducção da placa de Nazca. O arco é uma feição topográfica de comportamento ondulatório, de comprimento de onda de aproximadamente 340 km, uma feição tridimensional atípica, de ampla escala espacial (ESPURT *et al.*, 2007). Esta estrutura não é mais antiga do que 4 milhões de anos antes do presente, enquanto que a cadeia de montanhas dos Andes é mais antiga (ESPURT *et al.*, 2007). A alta produção sedimentar desta região pode estar ligada à reativação de ciclos erosivos ocasionados pelo arqueamento crustal recente. Montanher (2013) e Montanher *et al.* (2014), durante a construção de modelos empíricos para estimativa da concentração de sedimentos suspensos dos rios amazônicos de águas brancas, denominaram estes rios como rios de águas brancas do Arco de Fitzcarraldo.

Figura 7 – Aspecto visual dos principais tipos de água dos rios amazônicos. (a) – Rio de água branca; (b) – rio de água preta; (c) – rio de água clara



Fonte: Modificado de McClain e Naiman (2008).

Alguns rios da bacia hidrográfica amazônica possuem grandes quantidades de materiais orgânicos dissolvidos, o que confere à suas águas uma coloração “cor de chá” extremamente escura, são os rios de águas pretas (Figura 7). 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 (2008) faz uma descrição breve sobre a origem geográfica dos compostos formadores das águas pretas. As águas pretas são as mais ácidas dentre os três principais tipos da bacia amazônica, com pH variando entre 4 e 5 e não possuem quantidades significativas de sólidos suspensos ou dissolvidos, fazendo com que suas planícies de inundação tenham baixa fertilidade quando comparadas às várzeas (JUNK *et al.*, 2011). Essas áreas inundadas são denominadas igapós.

Outro grande conjunto de drenagens amazônicas origina-se em terras baixas de áreas cratônicas e de bacias sedimentares do domínio dos cerrados (AB'SÁBER, 2008). Tais drenagens são caracterizadas pela baixa quantidade de sedimentos (LATRUBESSE *et al.*, 2005; FILIZOLA e GUYOT, 2009) e de materiais orgânicos. Estas são as águas claras (SIOLI, 1984) ou ligeiramente esverdeadas (AB'SÁBER, 2008), em que a pequena quantidade de materiais suspensos ou dissolvidos confere uma coloração azul, da própria água, ou ligeiramente esverdeada quando há fitoplâncton, normalmente em pequenas quantidades (Figura 7).

Os rios de águas claras são 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, cujo relevo é mais erodido e com menos energia potencial para transporte sedimentar em relação à cadeia andina. As águas claras possuem uma acidez que varia entre 5 e 6, possuem uma menor quantidade de sólidos dissolvidos e suas áreas inundadas possuem fertilidade intermediária entre as áreas inundadas dos rios de águas brancas e pretas (JUNK *et al.*, 2011).

2.4 O transporte de sedimentos do rio Amazonas e principais afluentes

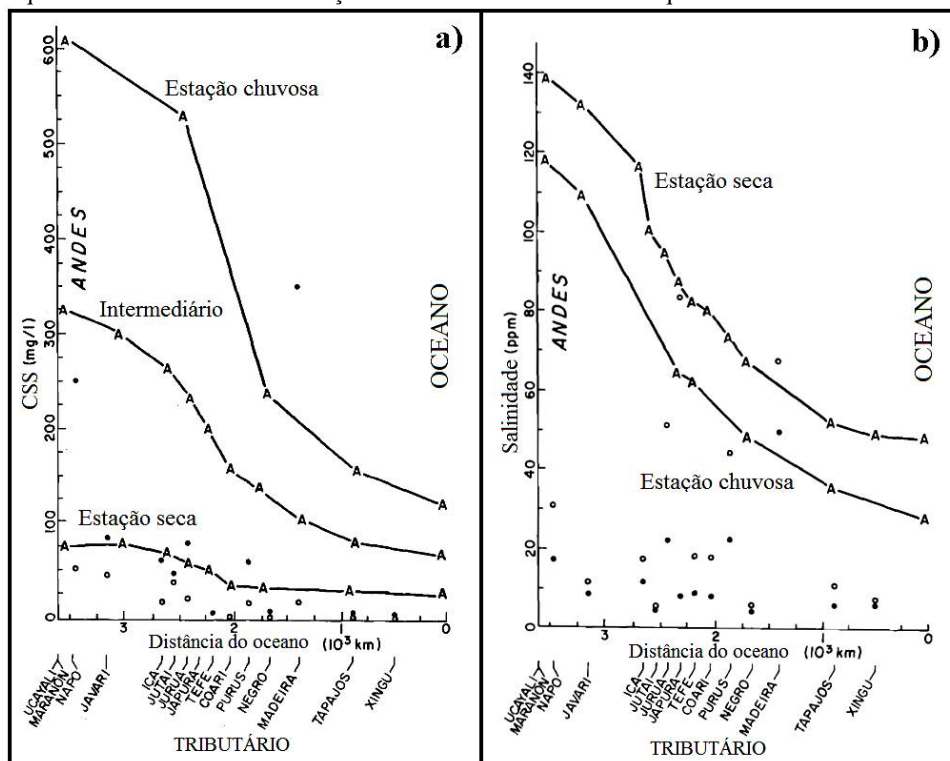
Este tópico possui como foco o levantamento dos principais estudos já realizados sobre o transporte de sedimentos na Amazônia. São discutidas as técnicas utilizadas em cada trabalho, bem como são feitas comparações dos resultados. A partir de uma amostragem em períodos de águas altas e baixas ao longo do canal principal do rio Amazonas e de 16 tributários, Gibbs (1967a) avaliou os fatores que controlam a salinidade e a composição e concentração dos sólidos em suspensão do rio Amazonas. Este foi um dos primeiros trabalhos

que determinou, quantitativamente, que os processos geradores de sedimentos na região andina controlam em grande parte a qualidade d'água do rio Amazonas até sua foz. O autor determinou que em torno de 85 a 86% dos sais dissolvidos transportados pelo rio Amazonas são gerados em 12% da área total da bacia, correspondente às regiões andinas e pré-andinas (GIBBS 1967a, 1967b). Ainda segundo o autor, entre 82 e 85% dos sólidos em suspensão transportados pelo rio Amazonas são provenientes da mesma área. Gibbs (1967a) ainda forneceu a primeira estimativa, com base em dados coletados *in situ*, do transporte anual de sedimentos em suspensão do Rio Amazonas, de aproximadamente $5 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (Quadro 1).

A partir de uma abordagem empírica, utilizando o método de regressão linear múltipla, Gibbs (1967a, 1967b), avaliou quatro fatores ambientais que possivelmente estariam relacionados ao transporte de sais e sólidos em suspensão: geologia, relevo, clima e vegetação, estabelecendo nove parâmetros ambientais para cada área de drenagem à montante dos pontos de coleta: (i) porcentagem da área total composta por rochas ígneas básicas e sedimentares carbonáticas; (ii) porcentagem da área composta por rochas ígneas e metamórficas ácidas a intermediárias; (iii) porcentagem da área composta por rochas sedimentares continentais; (iv) porcentagem da área composta por rochas sedimentares marinhas (excluindo as rochas carbonáticas); (v) porcentagem da área composta por rochas do tipo (i), mas apenas no terço superior da bacia, o qual poderia estar fornecendo maiores quantidades de material para as drenagens; (vi) elevação média; (vii) temperatura média; (viii) precipitação média e (ix) porcentagem da área ocupada por florestas densas (o restante da área poderia ser savanas, cerrado ou estepes). O autor conclui que a elevação média foi o fator predominante, tanto sobre a salinidade, explicando cerca de 85% de sua variabilidade, quanto sobre a composição e concentração de sedimentos.

Gibbs (1967a, 1967b) mostrou que as águas das drenagens que possuem nascentes nos Andes e fluem para o rio Amazonas, e este para o Oceano Atlântico, possuem altas concentrações de sais dissolvidos nas proximidades das áreas fonte, e, à medida que vão se distanciando, tais concentrações vão diminuindo (Figura 8). O autor ainda afirma, com base em dados de difratometria de raios x dos sedimentos, que grande parte da assembléia mineralógica dos sedimentos carregados nos ambientes montanhosos dos Andes não difere muito dos materiais que são transportados no baixo Amazonas. Embora haja deposição de materiais, e uma forte diluição das águas brancas provenientes dos Andes, por águas claras ou pretas, provenientes das áreas florestadas de relevo baixo, aparentemente não há uma grande diferenciação longitudinal em termos mineralógicos dos sedimentos.

Figura 8 - Variação da concentração de sedimentos em suspensão (a) e salinidade (b) ao longo do rio Amazonas desde Iquitos/Peru. Observe a diminuição das duas variáveis à medida que o canal afasta-se das áreas fonte



Fonte: Gibbs (1967a).

Oltman (1968) reporta os resultados de três campanhas de campo realizadas pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) em conjunto com a Universidade do Brasil e o Ministério da Marinha do Brasil. Nessas campanhas, foram realizadas medições de vazão e qualidade d'água do Rio Amazonas para a estação de Óbidos, as quais foram realizadas entre os anos de 1963 e 1964. A motivação para este trabalho era para preencher uma grande lacuna existente na base de dados de transporte de sólidos dissolvidos dos continentes para os oceanos, deixada pela bacia hidrográfica do rio Amazonas. Oltman (1968) também apresenta uma abrangente revisão sobre as estimativas pioneiras da vazão do rio Amazonas em Óbidos e em outras localidades, as quais datam desde o ano de 1831.

Oltman (1968) enfatiza que, ao contrário da relativa riqueza de trabalhos voltados à medição da vazão do rio Amazonas, havia pouco conhecimento sobre sua descarga sólida e dissolvida. Em seu trabalho, são apresentados os dados de concentração de sedimentos em superfície e próximo ao leito do rio e uma descrição do tamanho das partículas transportadas, em que a avaliação da qualidade d'água foi feita por F. C. Ames, do Serviço Geológico dos Estados Unidos. Oltman (1968) cita o trabalho de Pinto (1930) como uma estimativa pioneira do transporte de sedimentos pelo rio Amazonas em sua foz (Quadro 1). Considerando uma concentração de sedimentos em suspensão média de 100 mg L^{-1} ao longo do ano, Oltman

(1968) estimou que o transporte em Óbidos deveria ser a metade do valor estimado por Pinto (1930).

Holeman (1968), em um trabalho que aborda a produção de sedimentos dos maiores rios do mundo, cita que o rio Amazonas, apesar de ser de longe o maior do mundo em questão de vazão (em torno de 18% das águas mundiais), transporta apenas 2% da produção sedimentar dos continentes para os oceanos. Como o objetivo desse trabalho é fornecer um panorama mundial da produção fluvial de sedimentos, de forma resumida, não há uma descrição detalhada de como o autor obteve a estimativa do transporte de sedimentos em suspensão do rio Amazonas, de $4 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (Quadro 1). De fato, essa informação é proveniente de uma comunicação pessoal feita no ano de 1967 por F. C. Ames, responsável pelos dados apresentados por Oltman (1968).

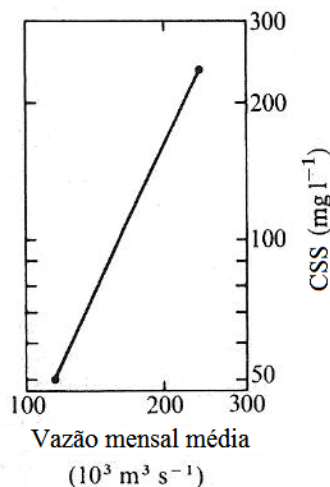
Meade *et al.* (1979), a partir de uma base de dados mais abundante, disponível na década de 1970, e uma série de coletas detalhadas em campo nos anos de 1976 e 1977, obtiveram resultados semelhantes aos de Gibbs (1967a, 1967b), com discrepâncias em termos de magnitude das medidas. Meade *et al.* (1979) também documentaram a diminuição da concentração de sedimentos em suspensão à medida em que os rios de águas brancas fluem à jusante, mas encontraram concentrações menores nas parte altas da bacia (> 400 mg L⁻¹) e concentrações maiores nas partes baixas, por exemplo para a estação de Óbidos. Os autores citam que a diferença entre as metodologias de coleta deveria ser a causa das diferenças entre os dados, enquanto que a variação interanual foi mencionada como hipótese secundária.

Em seu trabalho, Meade *et al.* (1979) estabelecem uma relação linear entre a concentração de sedimentos suspensos e vazão, para o intervalo entre 50 mg L⁻¹, para a vazão mínima, e 200 ou 235 mg L⁻¹ para a vazão máxima (Figura 9). Esta diferença entre os valores máximos de concentração resulta em estimativas do transporte anual de sedimentos suspensos que variam entre $8,2 \cdot 10^8$ e $9,3 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (Quadro 1).

Milliman e Meade (1983) revisam o transporte de sedimentos, dos continentes para os oceanos, produzido pelos maiores rios do mundo em termos de produção de sedimentos. Os autores alegam que, desde a publicação do artigo de Holeman (1968), grande quantidade de novos dados estava disponível, sendo necessário revisar as estimativas anteriores. Considerando os resultados apresentados por Meade *et al.* (1979), Milliman e Meade (1983) sugerem, em linhas gerais, o transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas da ordem de $9 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹. Isso fez com que os autores reclassificassem a posição do rio Amazonas de sétimo (HOLEMAN, 1968) para o terceiro maior rio do mundo

em termos de transporte de sedimentos para os oceanos, embora ainda considerassem esta estimativa inadequada.

Figura 9 - Relação entre vazão e concentração de sedimentos em suspensão utilizada por Meade *et al.* (1979) para estimativa do transporte anual de sedimentos suspensos do rio Amazonas



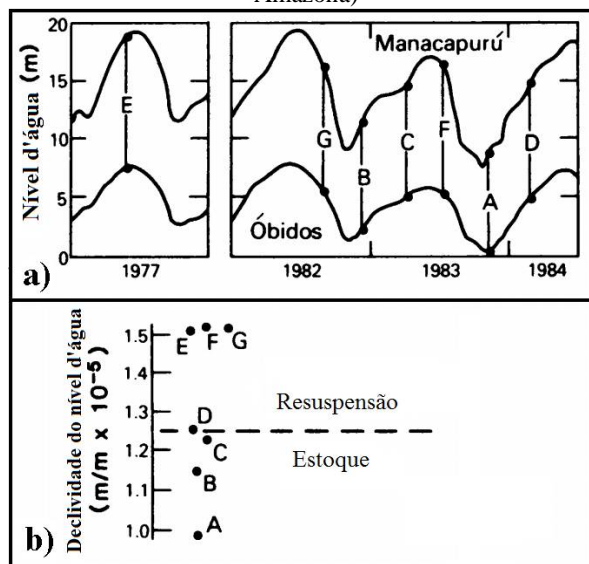
Fonte: Meade *et al.* (1979).

Meade *et al.* (1985) apresentam considerações a respeito do transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas com base em campanhas de campo ocorridas entre os anos de 1982 e 1984, em que os dados e os métodos utilizados estão descritos em Meade (1985). Essas campanhas de campo foram realizadas como parte do programa CAMREX. Avaliando essa base de dados, Meade *et al.* (1985) reavaliam os resultados anteriores sobre a relação entre a CSS e vazão, apresentada na Figura 9. Segundo os autores, essas duas variáveis não se relacionam de forma linear, mas são explicadas por uma histerese de sentido horário, relação amplamente reconhecida atualmente, bem descrita posteriormente por Martinez *et al.* (2009) e por Filizola e Guyot (2009).

A partir da nova compreensão da relação entre CSS e vazão, Meade *et al.* (1985) fornecem uma estimativa do transporte anual de sedimentos ainda maior do que a anterior, entre $1,1 \cdot 10^9$ e $1,3 \cdot 10^9$ ton ano⁻¹ (Quadro 1). Concordando com os trabalhos de Gibbs (1967a, 1967b), Meade *et al.* (1985) confirmam a preponderância da produção sedimentar dos Andes sobre a carga transportada pelo rio Amazonas, mas sugerem uma influência ainda maior. Segundo os autores, entre 90 e 95% do transporte de sedimentos em suspensão do rio Amazonas deve-se às cargas combinadas dos rios Madeira e Solimões à montante da confluência com o rio Içá, abrangendo as drenagens andinas.

Meade *et al.* (1985) também discutem com maior detalhe, em relação aos trabalhos anteriores, os processos de erosão e deposição dos sedimentos suspensos ao longo dos canais e planícies de inundação. Segundo os autores, há intensos processos de estoque e ressuspensão de sedimentos finos ao longo dos canais e planícies de inundação do rio Amazonas. Os autores observaram que nos períodos de aumento do nível d'água ocorre o estoque dos sedimentos e nos períodos de vazante há a deposição. Esse padrão pode ser relacionado com a declividade da superfície da água, em que a ressuspensão ocorre quando há maior declividade e conseqüentemente maior disponibilidade de energia para erosão e transporte de partículas (MEADE *et al.* 1985, Figura 10). Richey *et al.* (1986) apresentam, em um trabalho de caráter mais técnico, uma avaliação da mesma base de dados utilizada por Meade *et al.* (1985), em que são discutidos com maior profundidade os métodos de coleta de dados, bem como é feita uma apresentação mais extensiva dos dados.

Figura 10 – (a) Cotas fluviais dos rios Solimões e Amazonas para períodos em que foram feitas coletas in situ por meio de campanhas do projeto CAMREX. (b) Comportamento dos sedimentos (erosão ou deposição) em relação à declividade da lâmina d'água entre as estações de Manacapuru (Rio Solimões) e Óbidos (Rio Amazona)



Fonte: Meade *et al.* (1985).

Martinelli *et al.* (1989) apresentam uma visão geral sobre o transporte de sedimentos em suspensão da bacia amazônica. São revisados os principais fatores ambientais que controlam a produção de sedimentos na bacia, em que o papel da região andina é evidenciado, bem como diferenças regionais da produção e transporte sedimentar. Como objetivos do trabalho, os autores resumiram os resultados das principais bases de dados existentes até então, em uma revisão bibliográfica, e apresentaram uma nova base de dados

coletada na bacia do rio Madeira. As bases de dados utilizadas neste trabalho são do programa CAMREX, também usadas por Meade *et al.* (1985), porém com duas campanhas adicionais de amostragem e coletas feitas por meio do projeto Polonoroeste, na bacia do rio Madeira.

A diminuição da CSS nos rios amazônicos à jusante dos Andes foi avaliada, em que foram encontradas taxas de diminuição de 17 mg L^{-1} a cada 100 km para o rio Amazonas e 66 mg L^{-1} para cada 100 km para o rio Madeira (MARTINELLI *et al.* 1989). Os autores também apresentam estimativas do transporte de sedimentos suspensos para diversos rios da bacia amazônica: Solimões, Amazonas, Içá, Jutai, Juruá, Japurá, Purus, Negro e Madeira, bem como para alguns afluentes do rio Madeira. Para o Rio Amazonas, foi estimado um transporte de $11,56 \cdot 10^8 \text{ ton ano}^{-1}$ (Quadro 1), sendo realçada a importante contribuição do rio Madeira, de $4,88 \cdot 10^8 \text{ ton ano}^{-1}$ (MARTINELLI *et al.* 1989).

Martinelli *et al.* (1989) ainda apresentaram estimativas das taxas de denudação do relevo para cada bacia, com base na soma das cargas sólidas em suspensão e dissolvidas. Os maiores valores foram encontrados para os Andes ($732 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em Vargem Grande, rio Solimões), os menores para os rios que drenam os escudos cristalinos, em especial o Escudo das Guianas ($7 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para o rio Negro), e valores intermediários em bacias que possuem nascentes nos Andes e depois adentram terrenos mais estáveis ($140 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para o rio Içá).

Martinelli *et al.* (1989) fizeram uma discussão sobre mudanças de uso do solo como um provável fator que poderia causar um aumento do transporte de sedimentos em suspensão na bacia amazônica. A mudança das florestas originais para pastagens poderiam causar um aumento da produção, e, talvez, do transporte de sedimentos caso estes não fiquem retidos próximos às áreas de origem. Com base nisso, os autores concluem que os dados, embora escassos até então, mostravam que a coleta de dados não deveria ficar restrita apenas ao rio Amazonas e aos principais tributários (conforme visto nesta revisão até aqui). Ao invés disso, deveria ser feita uma amostragem mais detalhada em áreas de mudanças de uso e cobertura do solo (como no Estado de Rondônia, exemplo dado no artigo), para que fosse possível avaliar o quanto essas mudanças do sistema ambiental induziriam mudanças no transporte sedimentar, possibilitando a observação de tendências e a estimativa de projeções (MARTINELLI *et al.* 1989).

Meade (1994) faz uma revisão dos principais fatores que promovem o transporte de sedimentos em suspensão dos rios Amazonas e Orinoco e as suas variações sazonais. Em uma avaliação da distribuição vertical e lateral dos sedimentos suspensos ao longo de seções

transversais do rio Amazonas, o autor nota uma concentração esperada da fração arenosa (> 63 μm) próximo ao leito. Controversamente, também observou um aumento expressivo da concentração da fração mais fina (< 63 μm) em profundidade, o que não permite a relação direta entre a concentração superficial e a concentração integrada para o perfil.

Em relação à questão abordada por Meade *et al.* (1985), dos processos deposicionais e erosivos dos sedimentos suspensos, Meade (1994) fez uma discussão mais completa. Há uma diferenciação importante entre os sedimentos suspensos que são temporariamente depositados em: i) margens e leito dos canais e ii) planícies de inundação, em que diferentes processos governam seu transporte, e, conseqüentemente, seus tempos de residência possuem diferentes escalas temporais. No primeiro caso, os sedimentos permanecem em escalas mensais ou anuais, ao passo que no segundo caso os sedimentos residem por até dezenas de milênios. Partindo de estimativas preliminares do tempo de residência dos sedimentos para as planícies de inundação do rio Amazonas, Meade (1994) sugere o valor de 2500 anos. Esse ciclo, em conjunto com o processo de deposição e ressuspensão anual, faz com que a probabilidade de uma determinada partícula sedimentar alcançar o Oceano Atlântico, no mesmo ano em que ela foi erodida nos Andes, seja muito baixa, provavelmente entre 20 e 50% (MEADE, 1994).

Dunne *et al.* (1998) realizaram um estudo sobre as trocas de sedimentos entre a planície de inundação e o canal do rio Amazonas, em praticamente toda a sua extensão em território brasileiro. Os autores levaram em conta uma diversidade de processos sedimentares: transporte de fundo e em suspensão, erosão das margens, deposição em barras, canais secundários e na planície de inundação. Esses processos foram quantificados para dez trechos do rio Amazonas entre São Paulo de Olivença e Óbidos (Figura 11), para o período entre 1974 e 1989. Adicionalmente, a contribuição dos principais tributários também foi avaliada para o mesmo período.

Dunne *et al.* (1998) mostram que processos sedimentares de grande magnitude ocorrem nessa área: $15,7 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ são carregadas para o canal principal via erosão marginal; $3,8 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ são depositadas em barras; $20,7 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ são depositadas nas planícies de inundação; $12,4 \cdot 10^8 \pm 130$ ton ano⁻¹ são transportadas em Óbidos, dos quais entre 3 e $4 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ são depositadas na planície de inundação antes do rio Amazonas atingir o oceano. Levando em conta todas as entradas de sedimentos e esse fluxo sedimentar em Óbidos, os autores calcularam uma taxa anual de deposição, para todo o trecho analisado, de aproximadamente 14%, ou $2,09 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹.

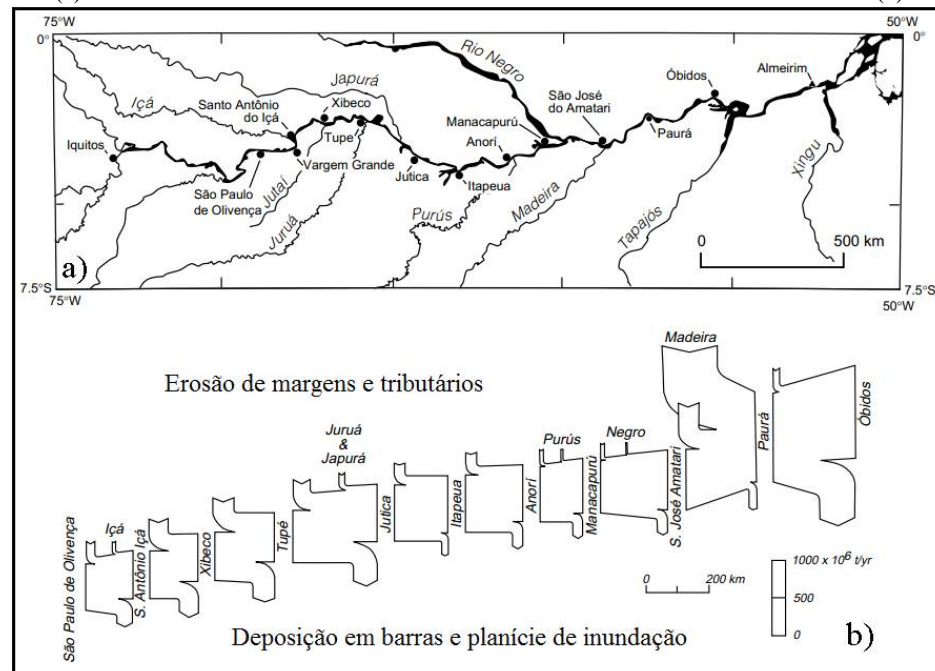
O artigo de Dunne *et al.* (1998) é uma referência frequente em trabalhos voltados ao estudo do transporte de sedimentos dos rios da bacia amazônica. No entanto, questiona-se o método pelo qual os autores estimam a CSS. O transporte de carga de fundo do rio Amazonas é pouco expressivo em relação ao transporte em suspensão, cerca de 1% do total (DUNNE *et al.*, 1998; STRASSER *et al.*, 2004), portanto a CSS é uma variável primordial para uma correta estimativa do transporte total. A CSS foi estimada por meio de uma relação com a vazão (DUNNE *et al.*, 1998). Meade *et al.* (1979) já haviam utilizado essa relação e posteriormente Meade *et al.* (1985) afirmam que ela não forneceria bons resultados para o rio Amazonas, pois as duas variáveis não apresentam relação linear.

Atualmente, segundo Armijos *et al.* (2013), entende-se que realmente a CSS não pode ser estimada para os grandes rios das regiões de relevo plano da Amazônia, igualmente notado por outros trabalhos, que serão apresentados posteriormente nesta seção. Os próprios autores (DUNNE *et al.*, 1998), ao avaliar a relação entre essas duas variáveis, mencionam que para uma mesma vazão, são encontrados valores de CSS até 2,5 vezes maior durante as enchentes do que em relação à vazante, em que os valores começam a diminuir anteriormente ao pico de cheia. Portanto, a principal base de dados adotada na pesquisa foi produzida por meio de uma fraca relação com a vazão.

Além do fato de a CSS ser fracamente relacionada com a vazão para os grandes rios amazônicos, ela também varia entre diferentes rios. Isso faz com que a estimativa da contribuição de cada tributário seja tendenciosa. Considera-se que o trabalho de Dunne *et al.* (1998) deve ser totalmente refeito com valores de CSS mais próximos da realidade para que seus resultados possam ser considerados. Algo intrigante é que Robert H. Meade, primeiro autor dos dois trabalhos (MEADE *et al.* 1979 e MEADE *et al.* 1985), que concluem que a CSS não pode ser estimada com precisão por meio de sua relação com a vazão, é também um dos autores desse trabalho em discussão (DUNNE *et al.* 1998, terceiro autor).

Nittrouer *et al.* (1995) apresentam uma visão geral sobre o transporte e deposição de sedimentos sobre a plataforma continental amazônica. Os autores reportam uma série de características geológicas do ambiente deltaico do rio Amazonas e a complexa dispersão de sedimentos para mar aberto e para as regiões litorâneas do Estado do Amapá e para as Guianas, em que processos de diferentes escalas temporais atuam. O trabalho de Nittrouer *et al.* (1995) é resultado do projeto AmasSeds (*Amazon Shelf SEDiment Study*), que realizou uma série de coletas entre os anos de 1989 e 1991.

Figura 11 - Localização dos trechos estudados por Dunne *et al.* (1998), entre São Paulo de Olivença e Óbidos (a). Valores anuais estimados de entrada e saída de sedimentos do Rio Amazonas (b)



Fonte: Dunne *et al.* (1998).

Nittrouer *et al.* (1995) fizeram um balanço de massa dos sedimentos transportados pelo rio Amazonas, em que foram considerados: (i) a estimativa de Meade *et al.* (1985) para Óbidos como o total transportado pelo rio Amazonas (entre 11 e $13 \cdot 10^8 \text{ ton ano}^{-1}$); (ii) aporte sedimentar inexpressivo dos afluentes à jusante de Óbidos; (iii) pequena geração de sedimentos a partir de rios e erosão costeira da região litorânea do Amapá (entre 2 e $5 \cdot 10^6 \text{ ton ano}^{-1}$); (iv) importante deposição sobre a plataforma continental (entre 4 e $8 \cdot 10^8 \text{ ton ano}^{-1}$); (v) transporte litorâneo de sedimentos para noroeste em águas rasas - profundidade menor do que 10 metros - (entre 1 e $1,8 \cdot 10^8 \text{ ton ano}^{-1}$); (vi) transporte litorâneo de sedimentos para noroeste em águas rasas - profundidade maior do que 10 metros ($50 \cdot 10^6 \text{ ton ano}^{-1}$); (vii) transporte de sedimentos inexpressivo para mar aberto e à sul da foz.

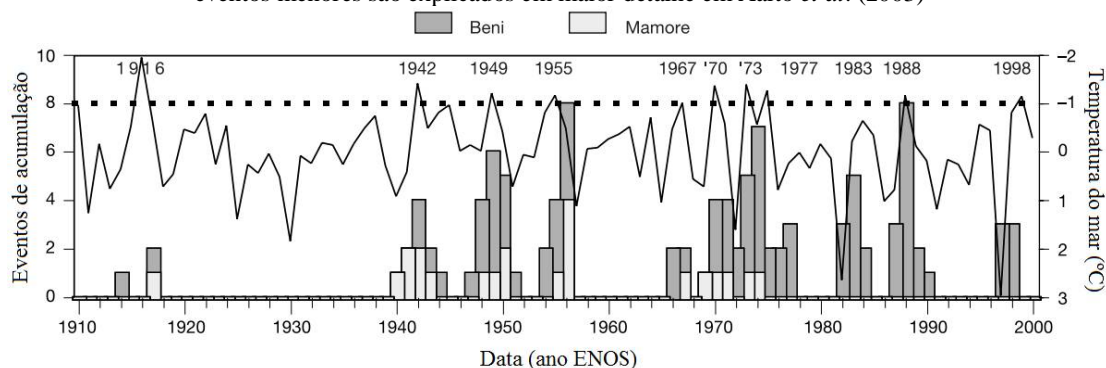
Essas considerações produzem a estimativa da descarga de sedimentos do rio Amazonas para o oceano entre $5,5$ e $10,3 \cdot 10^8 \text{ ton ano}^{-1}$ (Quadro 1). A partir da diferença entre o total de sedimentos transportados em Óbidos e o total descarregado no oceano, os autores concluem que o trecho de aproximadamente 800 km entre os dois pontos possui um forte potencial para retenção de sedimentos.

Aalto *et al.* (2003) apresentam uma pesquisa que demonstra a relação entre os episódios de sedimentação em uma planície amazônica e as variações da temperatura de

superfície do Oceano Pacífico (eventos de *El niño/La niña*). A área de estudo compreendeu a planície dos rios Beni e Mamoré, na Bolívia, que constituem uma importante bacia continental de deposição, formada em resposta ao soerguimento andino. Foram feitas coletas de depósitos sedimentares em profundidades de até 160 cm (via *cores*), em distâncias variadas do canal. Ao todo foram 276 coletas (153 no rio Beni e 123 no rio Mamoré), que foram datadas por meio da atividade do Pb210. Os pacotes deposicionais são predominantemente formados por silte, com espessuras entre 20 e 80 cm, com recorrência temporal de, em média, oito anos (Aalto *et al.*, 2003).

Embora os rios Beni e Mamoré superem as cotas do nível de margens plenas anualmente, essas cheias anuais são apenas capazes de formar os diques marginais (Aalto *et al.*, 2003). Em eventos menos frequentes, de rápida elevação dos níveis d'água, grandes quantidades de sedimentos são levados para áreas distantes dos canais, sendo o principal mecanismo de formação da planície de inundação. Segundo os autores, esses eventos estão ligados com as fases frias dos eventos de *El niño* (oscilação sul), conhecidos como *La niña*. Durante esses eventos os Andes bolivianos passam por altas taxas de precipitação, causando o aumento do transporte de sedimentos para a planície (Figura 12).

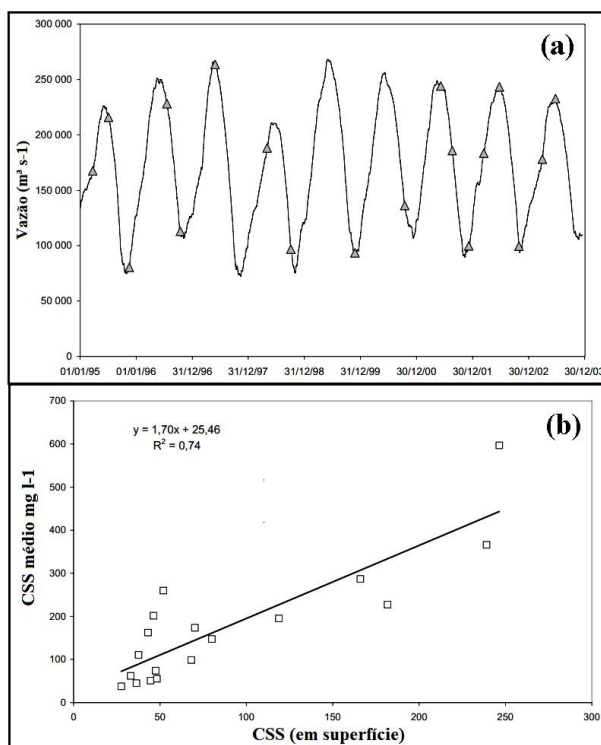
Figura 12 - Séries temporais do índice de temperatura do oceano (anomalias de temperatura) e dos eventos de deposição sedimentar nos rios Beni e Mamoré. Observe que ocorreram nove eventos de *La niña* no século passado (*La niña* = índice menor do que -1) e houve eventos de deposição sedimentar em todos eles. Outros eventos menores são explicados em maior detalhe em Aalto *et al.* (2003)



Guyot *et al.* (2005) apresentam uma avaliação do transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas para a estação de Óbidos, no período entre 1995 e 2003. Em relação aos trabalhos apresentados nessa revisão, esse estudo é o primeiro que utiliza uma série temporal de dados adquiridos em alta frequência temporal, a cada 10 dias. Essas coletas são feitas próximo à superfície do rio (por volta de 20 cm de profundidade), o que gera um valor de concentração de sedimentos em superfície. Para que seja possível relacionar esse valor ao total de sedimentos que o rio transporta, é necessário ajustar a concentração em superfície em

relação à concentração média. Os autores fizeram isso a partir da calibração das amostras superficiais com os resultados de 18 coletas detalhas feitas em campanhas de campo realizadas em diversas épocas e em diferentes anos (Figura 13a). A dispersão entre a concentração em superfície e a concentração média mostra que há uma boa correlação entre as duas variáveis, e que a concentração média é maior do que a de superfície (Figura 13b).

Figura 13 – (a) Vazão do rio Amazonas entre os anos de 1995 a 2003. Os triângulos indicam as datas em que as campanhas de campo foram realizadas; (b) Gráfico de dispersão entre a concentração de sedimentos em superfície (abscissa) e a média do perfil (ordenada)



Fonte: Guyot *et al.* (2005).

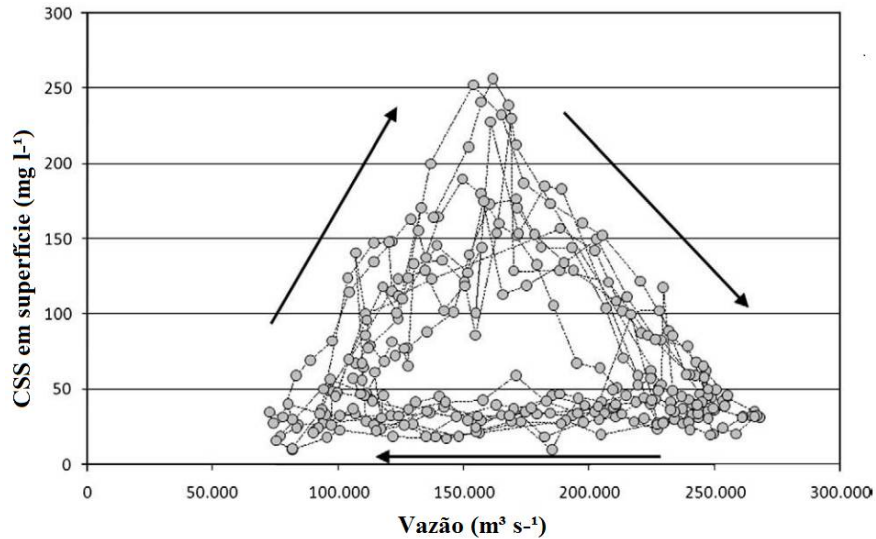
Por meio da base de dados proveniente do programa HYBAM, os autores também notam a inexistência de uma relação linear entre a vazão e a concentração de sedimentos suspensos observada anteriormente por Meade *et al.* (1985). Avaliando a série de dados, Guyot *et al.* (2005) mencionam que os anos de *El niño* (1997-1998) e *La niña* (1999) aparentemente não tiveram grande influência sobre o transporte de sedimentos do rio Amazonas. Ainda sugerem que, a partir do ano de 2000, houve um aumento do transporte. O fluxo anual médio de sedimentos suspensos do rio Amazonas é estimado em $8,1 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (GUYOT *et al.*, 2005 – Quadro 1).

Utilizando uma abordagem mista entre amostragem em campo da CSS e estimativas via dados orbitais MODIS, Martinez *et al.* (2009) fazem uma avaliação do transporte de sedimentos em suspensão do rio Amazonas. Nesse trabalho são utilizados dados de três fontes: (i) 390 amostras coletadas *in situ*, não integradas em profundidade, mas apenas da superfície do rio. São coletas realizadas pelo programa HYBAM a cada 10 dias, desde 1995, sendo que o trabalho abrange o período entre 1996 e 2007; (ii) 18 amostragens detalhadas em campo, em que foram feitos perfis horizontais e verticais, para que as amostras superficiais de concentração de sedimentos pudessem ser relacionadas com o total do perfil; (iii) estimativas da concentração de sedimentos em suspensão via relação dessa variável com a refletância, a qual foi estimada via dados orbitais MODIS, banda referente à faixa espectral do infravermelho próximo.

Assim como Meade *et al.* (1985), Martinez *et al.* (2009) também não encontraram relação linear entre a vazão e a CSS (Figura 14), descartando o uso dessa variável como única preditora do transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas. Segundo Martinez *et al.* (2009) a união entre as bases de dados - coletas *in situ* e estimativas orbitais – permitiu uma avaliação robusta do transporte de sedimentos do rio Amazonas em 12 anos hidrológicos completos. Entre 1996 e 2007 foi encontrado um valor anual do transporte médio de sedimentos de $7,54 \cdot 10^8$, com um coeficiente de variação de 8,6% (Quadro 1).

Além da estimativa do total anual do transporte de sedimentos, os autores fazem uma discussão acerca de sua variabilidade temporal, afirmando que o transporte de sedimentos possui uma variação interanual maior do que a vazão. Ainda nesse trabalho, é encontrada uma tendência significativa do aumento do transporte de sedimentos para o período analisado. São levantadas duas possíveis explicações para o fato (i) o aumento do escoamento superficial provocado pelo desmatamento da floresta amazônica; (ii) mudanças climáticas, que também poderiam influenciar as taxas e a intensidade da precipitação, o que também poderia alterar o fluxo d'água superficial. Ambas as possibilidades estão relacionadas com o fato de que o aumento do escoamento superficial pode causar o aumento das taxas de erosão do solo, e por fim da quantidade de material que adentra as drenagens. Embora Martinelli *et al.* (1989) já tivessem levantado a hipótese de que as mudanças no uso e cobertura do solo poderia causar um aumento no transporte de sedimentos em suspensão, o trabalho de Martinez *et al.* (2009) foi o primeiro a apresentar uma tendência estatisticamente significativa desse possível aumento.

Figura 14 - Dispersão entre vazão e concentração de sedimentos em suspensão do Rio Amazonas em Óbidos. Observe que não há uma relação linear entre as variáveis, ao invés disso, ocorre um ciclo anual em sentido horário



Fonte: Martinez *et al.* (2009).

Filizola e Guyot (2009) realizam uma avaliação dos processos de produção, transporte e deposição de sedimentos em suspensão dos rios amazônicos a partir de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), ou seja, apenas em estações de monitoramento brasileiras. Assim como no trabalho de Martinez *et al.* (2009), Filizola e Guyot (2009) realizaram revisões abrangentes sobre o transporte de sedimentos suspensos dos rios amazônicos. Foram utilizadas 1584 coletas de concentração de sedimentos suspensos, integradas na coluna d'água, provenientes de 49 estações de monitoramento, adquiridas desde o final da década de 1970 (FILIZOLA e GUYOT, 2009). Inicialmente os autores produziram estimativas do transporte de sedimentos em suspensão por meio de três métodos diferentes, em que o primeiro consiste na multiplicação simples da vazão pela concentração de sedimentos e os outros dois baseiam-se em uma possível relação entre vazão e concentração de sedimentos.

Assim como Meade *et al.* (1985) e Martinez *et al.* (2009), Filizola e Guyot (2009) também não encontraram boas relações entre a vazão e a CSS, o que sugere não ser adequado o uso dessa variável como única preditora do transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas e também para outros grandes rios amazônicos, como o Solimões e o Madeira. Os mesmos três métodos para estimativa do transporte de sedimentos suspensos utilizados nesse trabalho foram também aplicados para os rios Amazonas, Madeira e Solimões por Filizola *et al.* (1999).

Foram apresentadas estimativas do transporte de sedimentos em suspensão para as 49 estações de monitoramento utilizadas, segundo os três diferentes métodos (FILIZOLA e GUYOT, 2009, pag. 3211). Para o rio Amazonas em Óbidos, os valores: $5,5593 \cdot 10^8$, $4,5263 \cdot 10^8$ e $6,1424 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (Quadro 1), em que o primeiro é derivado a partir da multiplicação entre a vazão e a CSS, e os dois últimos são calculados em função da vazão.

Filizola e Guyot, (2009) também fizeram uma avaliação da produção sedimentar em toda a bacia amazônica, tendo como resultado um mapeamento da produção de sedimentos para a porção brasileira da bacia. É destacada a importância da produção de sedimentos da região Andina em relação ao restante da bacia, de forma que os escudos são responsáveis por apenas 7% dos sedimentos transportados pelo rio Amazonas, e que o escudo Brasileiro possui uma maior produção sedimentar em relação ao escudo das Guianas. Os autores também identificaram uma importante região em que há valores negativos para o balanço sedimentar, ou seja, há deposição. O mapeamento destas áreas coincide com as áreas de “várzeas”, extensas planícies de inundação da porção central da bacia. Por fim, também são feitas estimativas da quantidade de sedimentos que são depositados nas várzeas e das taxas de sedimentação, que variam entre 3 e 6 mm/ano (FILIZOLA e GUYOT, 2009).

Filizola e Guyot (2011) analisaram o regime hidrossedimentométrico do rio Amazonas e de seus principais tributários (Solimões, Madeira e Negro). Foram utilizadas três diferentes abordagens para o cálculo do fluxo de sedimentos suspensos, cada qual adotando uma base de dados correspondente. São as três fontes: (i) amostragens detalhadas realizadas ao menos 3 vezes ao ano no período de 1995-2000 nos locais das estações da rede nacional de monitoramento ANA; (ii) amostragens da concentração de sedimentos em suspensos em superfície de alta frequência temporal (a cada 10 dias), desde o ano de 1995, nos mesmos locais de coleta da ANA, mas independentes dessa, nesse caso os dados de vazão utilizados foram os medida pela ANA; (iii) amostragens realizadas pela ANA por meio de campanhas de campo realizadas em média a cada três meses, ao mesmo tempo das medições de vazão efetuadas também pela ANA (FILIZOLA e GUYOT, 2011). O terceiro método é o mesmo utilizado por Filizola e Guyot (2009).

Os resultados apresentados por Filizola e Guyot (2011) mostram o transporte anual de sedimentos suspensos do rio Amazonas para a estação de Óbidos: para o primeiro método: $7,15 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹; para o segundo: $6,09 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ e para o terceiro: $5,36 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (Quadro 1). Em relação ao resultado do terceiro método, os autores citam o trabalho anterior (FILIZOLA e GUYOT, 2009) como fonte, mas há uma pequena diferença entre os valores

apresentados nos dois trabalhos ($5,36 \cdot 10^8$ e $5,5593 \cdot 10^8$) o que deve ser resultado da integração de novos dados.

Guyot *et al.* (2011) recalculam as estimativas do fluxo anual de sedimentos suspensos do rio Amazonas em Óbidos utilizando novos dados (entre 1995 e 2009) das coletas a cada 10 dias do programa ORE HYBAM. As estimativas variam entre $6 \cdot 10^8$ e $9 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹, enquanto que a média encontrada foi de $8,72 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹ (Quadro 1). Armijos *et al.* (2013) avaliaram a dinâmica dos sedimentos suspensos e da vazão de grandes rios amazônicos situados no Peru. Nesse trabalho, foram utilizadas nove estações distribuídas em seis rios, em que os dados hidrológicos são adquiridos pelo HYBAM em quatro estações e pelo Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia peruano (SENAMHI) em cinco. Já os dados de CSS são coletados pelo HYBAM. Todas as séries de dados abrangem períodos anteriores ao ano de 2010, em que a série mais extensa abrange o período de 2001-2010 e a série mais curta abrange o período de 2009-2010.

Em relação ao comportamento hidrológico, Armijos *et al.* (2013) ressaltaram duas características: (i) o comportamento anual médio da vazão possui uma relação com o regime de precipitação, o qual, por sua vez, depende da latitude. Enquanto na porção sul, na bacia do rio Ucayali, as cheias ocorrem entre dezembro e fevereiro, na porção norte, na bacia do rio Napo, elas ocorrem entre maio e julho. No rio Marañón, na porção central, as cheias ocorrem entre janeiro e março; (ii) nas estações andinas a vazão mostra uma variabilidade de alta frequência, cuja amplitude de curtos eventos de cheias equivale à própria amplitude do sinal de baixa frequência anual. Já as estações a jusante, na planície amazônica, o regime hidrológico é mais simples, adequadamente explicado pelo sinal anual de baixa frequência.

Em relação ao fluxo de sedimentos suspensos, Armijos *et al.* (2013) também ressaltaram duas características: (i) igualmente à vazão, a CSS de rios andinos possui uma variabilidade muito acentuada, enquanto que nas estações a jusante ela é menor, seguindo um sinal anual de baixa frequência; (ii) o transporte de sedimentos suspensos dos afluentes situados na região dos Andes é facilmente estimado por meio de uma relação entre vazão e concentração de sedimentos suspensos ($R^2 = 0,86$). Por outro lado, os dados das estações a jusante, situadas em áreas mais planas, não apresentam essa relação. Armijos *et al.* (2013) afirmam que a diluição provocada pelas águas provenientes das regiões florestadas da planície pode criar um efeito de histerese na relação entre essas duas variáveis. Os autores ainda apresentam valores médios e desvio padrão do transporte de sedimentos para os rios Marañón,

Ucayali, Napo e Amazonas (Solimões brasileiro) e estimam o transporte médio de sedimentos, de $5,4 \cdot 10^8$ ton ano⁻¹, para toda a porção da bacia amazônica estudada.

Quadro 1 - Resumo das estimativas do transporte total anual de sedimentos em suspensão do rio Amazonas em seu curso baixo

Fonte	Estimativa x 10 ⁸ ton ano ⁻¹	Período de amostragem	Base de dados
Pinto (1930)*	12,045	-	-
Gibbs (1967a)	4,985	-	Duas campanhas de campo (águas altas e baixas)
Oltman (1968)	6,0225	1963 - 1964	Três campanhas de campo
Holeman (1968)	4	-	Comunicação pessoal
Meade <i>et al.</i> (1979)	8,2 – 9,3	1970 - 1977	Campanhas de campo diversas
Milliman e Meade (1983)	9	1970 - 1977	Meade <i>et al.</i> (1979)
Meade <i>et al.</i> (1985)	11 - 13	1977 e 1982 - 1984	Seis campanhas CAMREX (1982-1984) e dados apresentados em Meade <i>et al.</i> (1979)
Martineli <i>et al.</i> (1989)	11,56	1982 - 1985	Oito campanhas CAMREX
Nittrouer <i>et al.</i> (1995)*	5,5 - 10,3	1989 - 1991	Campanhas do projeto AmasSeds
Dunne <i>et al.</i> (1998)	12,4 · 10 ⁸ ± 10,48%	1974 - 1989	Campanhas CAMREX e estimativas via relação da CSS com a vazão
Guyot <i>et al.</i> (2005)	8,1	1995 - 2003	HYBAM – coletas em superfície a cada 10 dias
Filizola e Guyot (2009)	5,5593**	1979 - 1998	53 coletas da ANA
Filizola e Guyot (2009)	4,5263***	1979 - 1998	53 coletas da ANA
Filizola e Guyot (2009)	6,1424***	1979 - 1998	53 coletas da ANA
Martinez <i>et al.</i> (2009)	7,54 ± 8,6%	1996 - 2007	390 coletas in situ HYBAM / imagens MODIS
Filizola e Guyot (2011)	7,15	1995 – 1998	HYBAM – três coletas anuais detalhadas
Filizola e Guyot (2011)	6,09	1998 – 1999	HYBAM – coletas em superfície a cada 10 dias
Filizola e Guyot (2011)	5,36	1979 - 2000	ANA – (Filizola e Guyot, 2009)
Guyot <i>et al.</i> (2011)	8,72	1995-2009	HYBAM – coletas em superfície a cada 10 dias

* Estimativas para a foz do Rio Amazonas, todas as outras correspondem à estação de Óbidos/PA.

** Estimativa calculada a partir da multiplicação da vazão pela concentração de sedimentos.

*** Estimativas calculadas a partir de funções ajustadas entre a vazão e a concentração de sedimentos.

3 SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ESTIMATIVA DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS SUSPENSOS

Nesta pesquisa foram utilizados dados de sensoriamento remoto, imagens adquiridas por sensores em nível orbital. Estimativas da CSS foram obtidas a partir de três origens distintas: os sensores TM (a bordo do satélite Landsat 5) e ETM+ (a bordo do satélite Landsat 7), ambos pertencentes ao programa Landsat, e a partir de dados do sensor MODIS. As estimativas com uso do sensor MODIS não foram feitas nesta pesquisa, sendo obtidas por meio do programa ORE HYBAM, conforme será descrito posteriormente. Portanto, esse capítulo tem como objetivo fornecer os fundamentos teóricos que sustentam o uso do sensoriamento remoto para estimativa da CSS, bem como fornece uma revisão bibliográfica sobre a aplicação dessa ferramenta nos rios da bacia amazônica.

Este capítulo apresenta inicialmente alguns aspectos básicos do campo de sensoriamento remoto e do programa Landsat, pois é o que forneceu os dados processados nesta pesquisa. Posteriormente são descritos os princípios físicos de sensoriamento remoto para estimativa da CSS, além de alguns modelos já existentes para diversas partes do mundo. Por último (tópico 3.5), apresenta-se uma ampla revisão bibliográfica, incluindo comparações e críticas das pesquisas que já utilizaram as técnicas de sensoriamento remoto para estimativa da CSS em rios amazônicos.

3.1 Sensoriamento remoto

A aquisição de dados por meio de sensores remotamente situados tem apresentado importantes contribuições para obtenção de informações sobre a superfície terrestre em diversos campos do conhecimento científico. Essa fonte de dados tem-se tornado fundamental em estudos geográficos e do ambiente de uma forma geral, sendo essencial ferramenta de análise espacial e temporal dos diversos fenômenos, naturais ou antrópicos (MONTANHER e SOUZA FILHO, 2011). Entre os aspectos que tornaram a interpretação de fotografias aéreas e imagens orbitais uma rica ferramenta científica, podem ser citados (JENSEN, 2009): perspectiva aérea/regional; percepção de profundidade; aquisição de dados além da percepção visual humana; possibilidade de geração de um registro histórico de imagens que permite documentar mudanças.

Em Geografia, existe uma gama muito ampla de aplicações de sensoriamento remoto, essencialmente devido ao caráter de grande abrangência espacial da aquisição de

dados, o qual permite a investigação das relações espaciais que existem entre os fenômenos geográficos em escalas dificilmente atingidas via visitas tradicionais em campo. White (1998) reportam o uso de sensoriamento remoto em geografia física, mencionando alguns setores específicos de aplicações: monitoramento ambiental, vegetação, gelo e neve, solos e geomorfologia.

Alonzo *et al.* (2014) mapearam espécies arbóreas em ambiente urbano, exemplo de estudo em biogeografia urbana. Meer *et al.* (2012) apresentam uma revisão detalhada sobre dados, produtos e aplicações de imagens multiespectrais e hiperespectrais em Geologia. Smith e Pain (2009) revisaram as aplicações do sensoriamento remoto em geomorfologia. Schmutge *et al.* (2002) e Tang *et al.* (2009) apresentam revisões sobre uma série de aplicações do sensoriamento remoto no estudo de variáveis hidrológicas: precipitação, neve e gelo, umidade do solo, evapotranspiração, estoque d'água em subsolo, escoamento d'água em superfície e qualidade d'água. Dor *et al.* (2009) discutem vantagens e desvantagens do uso de sensoriamento remoto orbital em pedologia, bem como uma revisão de estudos de caso abrangendo os tópicos: degradação dos solos por salinidade, erosão e deposição, mapeamento, classificação, gênese, formação, contaminação, matéria orgânica e umidade dos solos.

Também existem aplicações do sensoriamento remoto em Geografia da saúde, como na busca por possíveis locais de disseminação de vetores de doenças (LIU e WENG, 2012; THOMPSON *et al.*, 2013) e gerenciamento de saúde pública (TATEM *et al.*, 2004). Em climatologia existem, por exemplo, investigações sobre a distribuição de aerossóis (DEY *et al.*, 2012; HU *et al.*, 2014) e aplicações que buscam a compreensão das ilhas de calor em grandes cidades (ANNIBALLE *et al.*, 2014; QUAN *et al.*, 2014), via mapeamento da temperatura da superfície terrestre. Aplicações do sensoriamento remoto em geografia da população também são possíveis (AZAR *et al.*, 2013).

De maneira geral, os dados captados por sensores orbitais podem ser analisados sob a ótica de duas abordagens distintas, mas não excludentes: uma qualitativa e outra quantitativa. A primeira constitui-se na avaliação visual de um intérprete, o qual perfaz interpretações acerca do significado dos valores digitais de uma determinada imagem. Por consequência, a precisão do resultado final dessa análise depende da experiência do intérprete. Por exemplo, um determinado agrupamento de pixels claros de uma imagem pode ser produto de uma rocha igualmente clara, exposta à superfície. Nesse exemplo, caso o intérprete não possua conhecimentos em Geologia, essa feição constituirá um fenômeno desconhecido, ou mesmo passará despercebido. Existem diversos elementos de interpretação de imagens: localização, tonalidade, cor, tamanho, forma, textura, padrão, sombra, altura,

profundidade, volume, declividade, aspecto, sítio, associação e situação, os quais constituem os princípios básicos para análises visual das imagens (LILLESAND e KIEFER, 1994; JENSEN, 2009). Jensen (2009) apresenta uma sistematização dos níveis de complexidade desses elementos, os quais podem ser primários, secundários, terciários ou de ordem superior.

A abordagem quantitativa, por sua vez, não parte apenas do julgamento sistemático do significado dos pixels das imagens, podendo fazê-lo ou não. Ela parte dos princípios físicos que regem: o comportamento espectral dos alvos, a interação da REM com a atmosfera e as características dos sensores, como as resoluções: espectral, radiométrica e espacial.

Para Hingfa *et al.* (2005), existem duas formas de quantificação em sensoriamento remoto. A primeira é a conversão para valores físicos, vinculada a um posicionamento preciso, das diferentes bandas espectrais do espectro eletromagnético, como a reflectância para as bandas do visível, infravermelho próximo e de ondas curtas, a temperatura de brilho para a banda termal e o coeficiente de retroespalhamento em microondas. A outra forma é a quantificação de informações secundárias via sensoriamento remoto, em que alguns parâmetros biogeofísicos podem ser derivados a partir dos valores físicos primários com uso de modelos, por exemplo: biomassa da vegetação, índice de área foliar, evapotranspiração, estoque de madeira, área de uso do solo, espessura da neve, velocidade e direção do vento e temperatura dos oceanos, conteúdo de clorofila, entre outros. Essa quantificação de informações biogeofísicas pode ser feita por meio de modelos de caráter empírico e/ou analítico.

Os modelos de Montanher *et al.* (2014), utilizados nessa pesquisa, seguem os dois passos mencionados por Hingfa *et al.* (2005), em que inicialmente os pixels são convertidos para valores com significado físico (reflectância aparente) e posteriormente, por meio de modelagem empírica, são produzidas estimativas de uma variável limnológica: concentração de sedimentos suspensos (CSS). Montanher e Souza Filho (2011) apresentam maiores detalhes e discussões sobre as formas de abordagem de imagens multiespectrais em Geografia.

Variadas abordagens são adotadas para o estudo de rios e ambientes fluviais com uso de dados de sensoriamento remoto, as quais abrangem temas de escalas temporais e espaciais igualmente diversificadas. Uma breve revisão do uso de sensoriamento remoto no estudo de rios e ambientes fluviais foi apresentada por Montanher (2013). Revisões mais profundas podem ser encontradas em Mertes (2002) e Marcus e Fonstad (2010). O estudo de materiais presentes na água, incluindo os sedimentos suspensos, tem sido citado como uma

das aplicações do sensoriamento remoto em ambientes fluviais (RITCHIE e SHIEBE, 2000; MERTES, 2002; GILVEAR; BRYANT, 2003), o qual será discutido em profundidade no tópico 3.3.

3.2 Programa Landsat

No ano de 1967, a NASA (*National Aeronautics & Space Administration*) iniciou o programa ERTS (*Earth Resources Technology Satellite*), cujo objetivo era de projetar, lançar e manter satélites de observação de recursos terrestres (JENSEN, 2009), sendo que em 1972 foi lançado o primeiro satélite desse tipo. Apesar de que anteriormente já existiam sensores remotos operando, eles possuíam resolução espacial compatível com o monitoramento atmosférico e oceanográfico apenas, campos científicos que usualmente não exigem fino detalhamento da superfície.

Em 1975, o programa foi renomeado para Landsat. Ao total, o programa lançou oito satélites (Quadro 2), de forma que em mais de 40 anos não houve interrupção na aquisição de dados. De fato, Loveland e Dwyer (2012) afirmam que os satélites Landsat têm contribuído para a construção do registro mais longo e geograficamente abrangente das superfícies continentais. Tal banco de dados possui aproximadamente três milhões de imagens da superfície terrestre, e há esforços para continuidade do programa, no desenvolvimento dos satélites Landsat 9 e 10 (LOVELAND e DWYER, 2012). Atualmente, há dois satélites que ainda estão ativos: Landsat 7 e 8, os quais devem garantir a longevidade do programa para até 50 anos (LOVELAND e DWYER, 2012).

Os dados do programa Landsat foram distribuídos comercialmente em grande parte do tempo de sua existência. Até a década de 1980, uma cena Landsat custava 4.000 dólares, valor reduzido para 600 dólares em 1992 (MARKHAM e HELDER, 2012). Seguindo uma tendência mundial, no ano de 2008 a USGS tornou gratuito o acesso aos dados Landsat. A recente gratuidade e o desenvolvimento de novos produtos científicos a partir dos dados do programa Landsat fazem com que atualmente o programa esteja atingindo seu potencial máximo, desde a perspectiva do usuário (LOVELAND e DWYER, 2012).

Loveland e Dwyer (2012) mencionam alguns exemplos de estudos que seriam inviáveis caso os dados não fossem gratuitos. Montanher *et al.* (2014) também citam a inviabilidade do estabelecimento de modelos para estimativa da CSS de rios amazônicos pelo mesmo motivo. Claramente, se ainda houvesse custos para aquisição dos dados Landsat, esta pesquisa não seria desenvolvida com a atual facilidade, pois lida com milhares de imagens.

Apenas para uma simulação aproximada, levando em conta um preço de 600 dólares por imagem e 5500 imagens, apenas para aquisição das imagens esta pesquisa teria um custo de 3.300.000 dólares, ou aproximadamente 10.000.000 R\$ (levando em conta o preço do dólar no período em que essa pesquisa foi feita).

Maiores detalhes sobre a importância do acesso gratuito aos dados Landsat para a humanidade pode ser consultada em Wulder *et al.* (2012). Adicionalmente, uma característica dos dados dessa série, importante em estudos quantitativos e baseados em princípios físicos, é a boa calibração radiométrica dos sensores, que segue uma lista de protocolos que são disponibilizados para a comunidade acadêmica, por exemplo, em Chander *et al.* (2009) e Markham e Helder (2012).

Quadro 2 - Datas de lançamento, desativação e sensores a bordo dos satélites do programa Landsat (USGS, 2013)

Satélite	Lançamento	Desativado	Tempo em operação (anos)	Sensores
Landsat 1	23/07/1972	06/01/1978	5,46	MSS/RBV
Landsat 2	22/01/1975	27/07/1983	8,51	MSS/RBV
Landsat 3	5/03/1978	07/09/1983	5,51	MSS/RBV
Landsat 4	16/07/1982	15/06/2001	18,92	MSS/TM
Landsat 5	01/03/1984	05/06/2013	29,25	MSS/TM
Landsat 6	05/10/1993	-	0	ETM
Landsat 7	15/04/1999	Operacional	16,16 (até 06/2015)	ETM+
Landsat 8	11/02/2013	Operacional	2,33, (até 06/2015)	OLI/TIRS

Dentre os satélites mencionados no Quadro 2, alguns possuem cargas úteis semelhantes entre si, o que os identifica como pertencentes a uma mesma série. Os satélites Landsat 1, 2 e 3 compõem a primeira série, os satélites Landsat 4 e 5 compõem a segunda, Landsat 6 e 7 a terceira e o último, Landsat 8 compõe a quarta e mais recente série. Apenas o sensor TM, da segunda série, será descrito em detalhe por se tratar do equipamento que captou os dados utilizados neste estudo. Assim como os satélites da primeira série, os satélites Landsat 4 e 5 também carregavam consigo o sensor MSS, como um esforço para continuidade da estratégia de levantamento da superfície terrestre.

O sensor TM possui 16 detectores que operavam em um mecanismo de imageamento *Whisky-broom*. Com uma altitude de órbita de 705 km e imageamento de uma faixa de 185 km de largura da superfície terrestre, a frequência amostral do sensor TM é de 16 dias (JENSEN, 2009). O sensor TM possui resolução radiométrica de oito bits, codificando o sinal analógico em 256 números digitais. Esse sensor possui resolução espacial de 30 m para as bandas espectrais do visível, infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas, e 120 m para uma banda do infravermelho termal (descrição detalhada no Quadro 3).

Quadro 3 – Características gerais das bandas espectrais do sensor TM

Banda	Faixa espectral (μm)	Comprimento de onda central (μm)	Radiância mínima ($\text{W}/\text{m}^2 \text{sr m}$)	Radiância máxima ($\text{W}/\text{m}^2 \text{sr m}$)	Designação	Algumas aplicações, segundo Jensen (2009)
1	0,45 – 0,52	0,485	-1,52	169	Azul	Essa banda tem maior penetração em corpos d'água, assim como fornece suporte para análises de uso da terra, solo e características da vegetação.
1'				193		
2	0,52 – 0,60	0,569	-2,84	333	Verde	Essa banda cobre a região entre as bandas de absorção pela clorofila no azul e no vermelho e responde à reflectância da vegetação sadia no verde.
2'				365		
3	0,63 – 0,69	0,66	-1,17	264	Vermelho	Essa é a banda vermelha de absorção por clorofila da vegetação verde sadia e é útil para discriminação da vegetação. É também útil para delinear os limites de classes de solos e tipos de rochas. Essa banda pode exibir mais contraste do que as bandas 1 e 2 devido ao efeito reduzido da atenuação atmosférica.
4	0,76 – 0,90	0,84	-1,51	221	Infravermelho próximo	Essa banda é muito sensível à quantidade de biomassa da vegetação e/ou área foliar presente. É útil para identificação de culturas e para realçar contrastes entre solo/cultura e terra/água.
5	1,55 – 1,75	1,676	-0,37	30,2	Infravermelho de ondas curtas	Essa banda é sensível à turgidez ou quantidade de água nas plantas. Esta informação é útil em estudos de estresse de culturas e em investigações de vigor das plantas.
6	10,4 – 12,5	11,435	1,2378	15,3032	Infravermelho termal	Essa banda mede a quantidade de energia radiante infravermelha emitida das superfícies. A temperatura aparente é uma função da emissividade e da temperatura verdadeira (cinética) da superfície. É útil para localizar atividade geotermal, mapeamento de inércia termal para investigações geológicas, classificação e análise de estresse de vegetação, e para estudos de umidade do solo.
7	2,08 – 2,35	2,223	-0,15	16,5	Infravermelho de ondas curtas	Essa é uma importante banda para a discriminação de formações geológicas de rochas. Ela tem sido efetiva para identificar zonas de alteração hidrotermal em rochas.

3.3 Princípios físicos de sensoriamento remoto para estimativa da CSS

Este tópico apresenta um levantamento dos fundamentos do uso de sensoriamento remoto para estimativa da CSS. O estudo via sensoriamento remoto de diversos materiais presentes na água baseia-se na análise dos componentes opticamente ativos (COAs). Os COAs são componentes microscópicos que, ao interagir com a radiação eletromagnética (REM), produzem uma alteração no campo de luz emergente do corpo d'água. Logo, compostos que não produzem qualquer alteração no fluxo radiante que penetrou o volume d'água não são COAs e não são passíveis de estudo com técnicas de sensoriamento remoto. Além da própria água pura, os COAs mais frequentemente encontrados nos corpos d'água são: diversos tipos de pigmentos presentes em fitoplâncton, sedimentos inorgânicos e materiais orgânicos dissolvidos. Nesta revisão, será detalhado apenas o comportamento dos sedimentos suspensos.

O nível de CSS tem sido citado como um dos parâmetros de qualidade d'água passíveis de estudo via sensoriamento remoto (MIDDLETON e MARCELL, 1983; CURRAN e NOVO, 1988; DEKKER e BUKATA, 1999; RITCHIE e SHIEBE, 2000; SCHMUGGE *et al.*, 2002; MERTES, 2002; RITCHIE *et al.*, 2003; KHORRAM *et al.*, 2012), sendo o material mais importante, tanto em peso, quanto volume em sistemas de água doce (SCHMUGGE *et al.*, 2002).

O estudo ao longo do espectro das propriedades ópticas dos sedimentos suspensos pode ser feito via espectros de reflectância, transmitância ou absorvância. Devido ao fato de que os sensores captam apenas a REM eletromagnética refletida (ou emitida) pelos alvos, os espectros de reflectância são usualmente adotados para o estudo via sensoriamento remoto. Por conta disso, muitos trabalhos avaliaram espectros de águas com concentrações variadas de sedimentos em suspensão a partir de dados adquiridos em condições controladas de laboratório (NOVO *et al.*, 1989; HAN *et al.*, 1994; HAN e RUNDQUIST, 1996; LODHI *et al.*, 1997 RITCHIE e SHIEBE, 2000).

Os estudos que levantaram em detalhe as relações entre a reflectância espectral e a CSS mostram que a intensidade da radiação ascendente do corpo d'água aumenta concomitantemente com o aumento da CSS. Isto ocorre devido ao aumento do retroespalhamento provocado pelo aumento do número de partículas suspensas na água, produzido tanto pelo aumento do espalhamento simples quanto pelo aumento do espalhamento múltiplo. No entanto, essa relação é logarítmica, ou seja, à medida que os níveis de CSS aumentam, as taxas de aumento da reflectância diminuem (Figura 15). Embora a

natureza logarítmica dessa relação seja constante, tanto a intensidade quanto os níveis de CSS em que as curvas atingem a assíntota variam ao longo do espectro, como também pode ser notado nas Figuras 15 e 16. Para maiores níveis de CSS, o pico de refletância desloca-se para comprimentos de onda maiores (CURRAN e NOVO, 1988; HAN e RUNDQUIST, 1996; LODHI *et al.*, 1997; RITCHIE e SHIEBE, 2000) – Figura 16.

Figura 15 – Relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e refletância para bandas espectrais entre o azul e o infravermelho próximo. Note que todas as curvas aproximam-se de um padrão logarítmico, mas para as bandas de menor comprimento de onda, a assíntota é atingida em menores concentrações

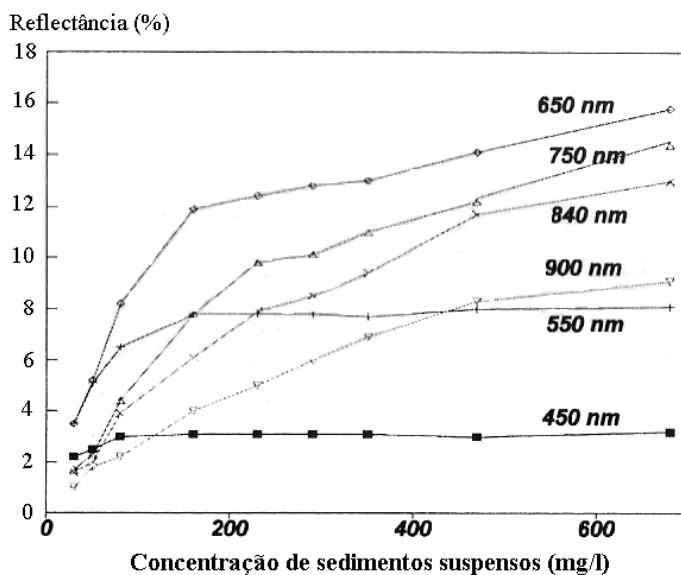
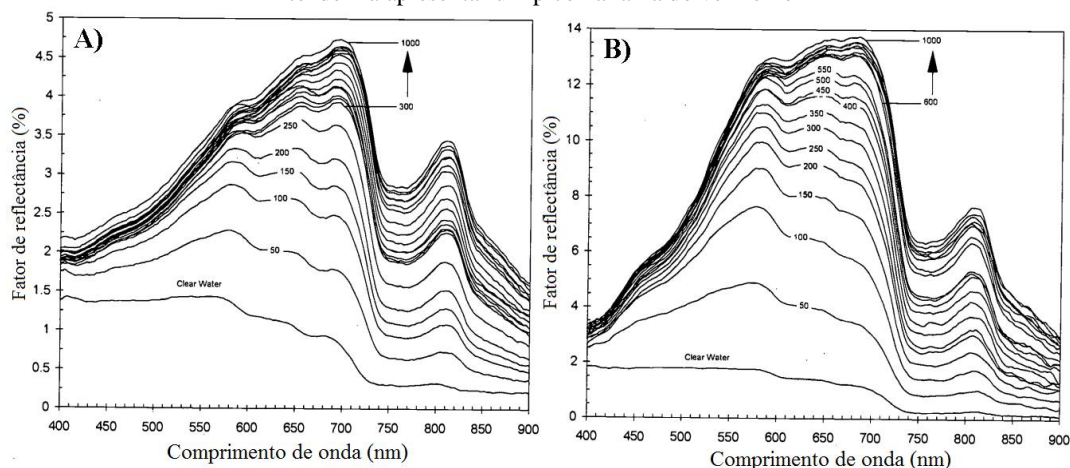


Figura 16 – Gráficos que mostram a relação entre refletância e a CSS ao longo do espectro e para dois tipos de solos: A – solo argiloso; B – solo siltoso. As concentrações variam entre 0 (água pura) e 1000 mg L⁻¹. Note a diferença nos valores de refletância, em que os solos argilosos são mais escuros. Os solos argilosos também tendem à apresentar um pico na faixa do vermelho



A bibliografia mostra que, além do nível de concentração e do comprimento de onda, a reflectância d'água opticamente controlada por sedimentos suspensos varia também em função da composição e tamanho das partículas (NOVO *et al.*, 1989; HAN e RUNDQUIST, 1996; LODHI *et al.*, 1997), o que torna a relação entre CSS e reflectância ainda mais complexa. Portanto, isso deve explicar as observações feitas por Curran e Novo (1988) e Ritchie e Shiebe (2000), em que não há uma concordância na bibliografia 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. Observe, na Figura 16, que as relações entre CSS e reflectância variam ao longo do espectro e também em função dos dois tipos de solos cujas amostras foram utilizadas para o experimento.

Os exemplos vistos até então consideram apenas a presença de sedimentos suspensos na água. Raramente - ou talvez até nunca - isso seja válido para corpos d'água naturais, pois mesmo que em proporções insignificantes, normalmente há outros COAs em corpos hídricos (além da própria água). Portanto, apesar de que o comportamento óptico dos sedimentos suspensos é bem conhecido, quando há a mistura desse com outros COAs a resposta espectral da água pode assumir uma complexidade maior. Quibell (1991) e Han *et al.* (1994), por exemplo, apresentam em experimentos controlados a resposta espectral da água com presença de sedimentos suspensos e fitoplâncton. Como produto dessa resposta complexa, modelos para estimativa da CSS podem ter sua precisão reduzida.

3.4 Modelos para estimativa da CSS ao redor do mundo

Conforme mencionado na introdução, o autor entende que o uso do termo modelo é mais adequado do que o termo algoritmo ao remeter-se às equações, ajustadas estatisticamente ou derivadas fisicamente, para estimativa de parâmetros de qualidade d'água. Diversos modelos foram desenvolvidos para estimativa da CSS a partir de dados de sensoriamento remoto ao redor do mundo, inclusive em rios da bacia hidrográfica amazônica. Como essas drenagens compõem o objeto de estudo desta pesquisa, tais estudos foram revisados com maior detalhe, os quais estão dentro do escopo do tópico 3.5, enquanto que neste tópico é apresentada uma revisão geral de alguns trabalhos desenvolvidos em outras regiões. Adicionalmente, esta revisão aborda apenas as águas de maior complexidade óptica, conhecidas na bibliografia como águas do caso 2: águas costeiras, lagos, reservatórios, rios e planícies de inundação. As águas do caso 1 possuem uma complexidade óptica menor: as propriedades ópticas dessas águas são determinadas pelo fitoplâncton e seus produtos de

decomposição (DEKKER e BUKATA, 1999), que não serão detalhadas aqui porque as águas amazônicas fazem parte do primeiro grupo mencionado.

As águas do caso 1 são restritas às áreas oceânicas de mar aberto, o que permite o uso de sensores de baixa resolução espacial, de ordem quilométrica, para seu estudo. A soma desse fato com a menor complexidade óptica dos mares abertos fez com que, em grande parte da história do sensoriamento remoto, os esforços de modelagem e a literatura em geral fossem majoritariamente dirigidos às águas do caso 1. Como prova disso, comumente encontra-se na literatura do sensoriamento remoto voltado ao estudo da qualidade d'água o argumento de que a água é um alvo de baixíssima reflectância, ao se explicar a dificuldade da aplicação do procedimento de correção atmosférica. Isso é essencialmente verdadeiro para as águas do caso 1, pois há uma baixa concentração de materiais que promovam o retroespalhamento da REM. Entretanto, para muitas águas do caso 2, principalmente aquelas com presença de sedimentos em suspensão, há altos valores de reflectância: por exemplo entre 20 e 30% para as faixas espectrais entre o verde e o infravermelho próximo, em alguns rios da Amazônia. Portanto o uso desse argumento não é sempre válido para as águas do caso 2.

Modelos de qualidade d'água podem ser desenvolvidos a partir de uma série de abordagens, possuindo níveis de embasamento físico distintos, em que os modelos podem ser totalmente empíricos, semi-empíricos (também existem os chamados modelos semi-analíticos em algumas referências), ou totalmente analíticos. Os modelos empíricos têm sido frequentemente criticados na bibliografia a partir da afirmação de que tais modelos são aplicáveis apenas nas cenas em que eles foram gerados (WHITLOCK *et al.*, 1982; SCHMUGGE *et al.*, 2002), ao passo que sua aplicação em outras imagens não gera bons resultados. Muitos trabalhos recentes têm mostrado resultados contrários (MARTINEZ *et al.*, 2009; WANG *et al.*, 2009; ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2012; ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013; LONG e PAVELSKY, 2013 ; MANGIAROTTI *et al.*, 2013; FENG *et al.*, 2014; KABA *et al.*, 2014; PARK e LATRUBESSE, 2014; ZHANG *et al.*, 2014).

Os modelos desenvolvidos nessa série de pesquisas têm algo em comum: a grande quantidade de imagens para o ajuste dos modelos. Realmente, até a década de 2000 não havia muitas opções para aquisição gratuita de imagens orbitais. Portanto, boa parte dos modelos empíricos era ajustada a partir de poucas cenas ou mesmo com apenas uma. Isso fazia com que os modelos fossem tendenciosos em relação aos dados ajustados. A atual grande disponibilidade de dados gratuitos como MODIS e Landsat permitem o ajuste entre centenas de cenas e seus respectivos dados de CSS coletados *in situ* para geração de modelos. Isso faz com que os modelos sejam elaborados com uma gama ampla de condições atmosféricas, tipos

de sedimentos, mistura entre componentes e níveis de brilho solar, fato que, segundo os autores, faz com que os modelos possam ser aplicados em outras imagens sem grandes erros inerentes (MONTANHER *et al.*, 2015).

As primeiras pesquisas que relatam o uso de sensores de observação de recursos terrestres para avaliação da carga suspensa em águas do caso 2 utilizaram dados do sensor MSS a bordo do primeiro satélite do programa Landsat, e foram desenvolvidos principalmente nos Estados Unidos. Alguns exemplos de artigos publicados em periódicos que reportam tais estudos são: Kritikos *et al.* (1974), Maul e Gordon (1975) e Rouse e Coleman (1976). Ainda nessa linha de pesquisa, Munday e Alfoldi (1979) apresentam uma série de referências de trabalhos apresentados em congressos na década de 1970. Desde então foram desenvolvidas muitas pesquisas abrangendo as águas do caso 2, levando em conta uma diversidade de sensores:

MSS: Kritikos *et al.* (1974), Rouse e Coleman (1976), Holyer (1978), Munday e Alfoldi (1979), Aranuvachapun e Walling (1988), Khorram (1985), Ritchie *et al.* (1987), Ritchie *et al.* (1990), Kaur e Rabindranathan (1999). **TM:** Ritchie *et al.* (1990), Braga *et al.* (1993), Lavery *et al.* (1993), Tassan (1993), Tassan e d'Alcalá (1993), Dekker *et al.* (2002), Tyler *et al.* (2006), Wu *et al.* (2013), Barnes *et al.* (2014), Zhang *et al.* (2014). **ETM+:** Tyler *et al.* (2006), Wang *et al.* (2009), Zhang *et al.* (2014). **SPOT:** Dekker *et al.* (2002), Doraxan *et al.* (2002). **MODIS:** Long e Pavelsky (2013), Wu *et al.* (2013), Doraxan *et al.* (2014), Feng *et al.* (2014). **MERIS:** Shen *et al.* (2013), Doraxan *et al.* (2014), Loisel *et al.* (2014). Long e Pavelsky (2013) ainda apresentam uma revisão de outros modelos para estimativa da CSS a partir de dados de sensoriamento remoto.

Essas pesquisas abrangem igualmente uma diversidade geográfica: Wu *et al.* (2013) – China: Lago Poyang; Wang *et al.* (2009) – China: Rio Yangtze; Aranuvachapun e Walling (1988) – China: Rio Amarelo; Zhang *et al.* (2014) – China: Rio Amarelo; Doraxan *et al.* (2014) – Leste do Mar da China; Feng *et al.* (2014) - China: Estuário do Rio Yangtze; Shen *et al.* (2013) – China: Estuário do Rio Yangtze; Khorram (1985) – EUA: Baía de São Francisco; Barnes *et al.* (2014) – EUA: Ambientes costeiros da Flórida; Ritchie *et al.* (1987) – EUA: Rio Mississippi; Ritchie *et al.* (1990) – EUA: Rio Mississippi; Rouse e Coleman (1976) – EUA: Delta do Rio Mississippi; Kritikos *et al.* (1974) – EUA: Rio Potomac/Baía de Chesapeake; Holyer, (1978) – EUA: Lago Mead – Nevada/Arizona; Doraxan *et al.* (2002) – Sudoeste Francês; Dekker *et al.* (2002) – Holanda: Lagos Frisian; Braga *et al.* (1993) – Brasil: Baía de Guanabara; Tyler *et al.* (2006) - Europa Central: Lago Balaton; Tassan e d'Alcalá (1993) - Mar mediterrâneo: Golfo de Naples; Lavery *et al.* (1993) - Estuário no sudoeste

Australiano; Loisel *et al.* (2014) – Vietnam: Ambiente estuário do rio Mekong; Kaba *et al.* (2014) – Etiópia: Lago Tana; Munday e Alfoldi (1979) – Canadá: Baía de Foundy; Long e Pavelsky (2013) – Canadá: Lago Athabasca.

Nesta revisão também foi encontrada uma diversidade de métodos de modelagem para estimativa orbital da CSS. Alguns modelos foram elaborados a partir da relação estatística (via ajuste por mínimos quadrados) entre as medições *in situ* da CSS e a refletância orbital, como por exemplo: Khorram (1985), Ritchie *et al.* (1987), Braga *et al.* (1993), Tyler *et al.* (2006) e Wang *et al.* (2009). Outros trabalhos ainda fizeram uso da mesma relação empírica, mas entre CSS e refletância obtida *in situ*: Zhang *et al.* (2014), Feng *et al.* (2014). Abordagens fisicamente embasadas também são observadas, como as modelagens semi-empírica de Shen *et al.* (2013) e analítica de Dekker *et al.* (2002).

3.5 Uso de sensoriamento remoto na estimativa da CSS em rios amazônicos: estado da arte

Este tópico tem como objetivo apresentar o estado da arte do uso de sensoriamento remoto para geração de estimativas da CSS em rios amazônicos. Em conjunto com uma extensa revisão descritiva dos estudos que adotam essa linha de pesquisa, são feitas críticas, discussões e comparações entre eles. Estudos que abrangem apenas lagos e planícies de inundação da Amazônia não foram incluídos nesta revisão devido a uma série de motivos: (i) tais sistemas não fazem parte do escopo deste estudo; (ii) possuem uma complexidade óptica diferente daquela encontrada nos rios, em que diversos tipos de fitoplâncton e materiais orgânicos diversos ocorrem em maiores quantidades; (iii) ao contrário dos sensores utilizados para estimativa da CSS nos rios amazônicos (TM e MODIS), devido a sua maior complexidade óptica, tais sistemas são muitas vezes avaliados com uso de sensores de maior resolução espectral, como o MERIS e o HYPERION.

O Quadro 4 resume os modelos encontrados nesta revisão. Esses trabalhos seguem basicamente duas abordagens distintas de modelagem, ambas empíricas: (i) adoção de espectros de referência, os quais são usados para extração de imagens-fração de sedimentos suspensos, que são relacionadas com os níveis de concentração (MERTES *et al.*, 1993; KILHAM e ROBERTS, 2011); e (ii) regressão entre valores de concentração obtidos *in situ* e os valores de refletância via dados orbitais (MARTINEZ *et al.*, 2009; ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2012; ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013; MONTANHER *et al.*, 2014; PARK e LATRUBESSE 2014; LOBO *et al.*, 2014).

O primeiro estudo que apresenta um modelo para estimativa da CSS para algum rio da bacia amazônica, com base em SR e dados de calibração obtidos *in situ*, foi desenvolvido por Mertes *et al.* (1993). Esses autores mencionam dois trabalhos anteriores, no primeiro, Bradley *et al.* (1979) utilizaram bases de dados de trabalhos de outras localidades para gerar uma curva logarítmica baseada em uma razão entre bandas, obtendo como resultado estimativas da CSS em diversos rios da bacia amazônica. Embora esse seja o primeiro trabalho quantitativo que produz estimativas do nível de concentração em rios amazônicos, os autores não possuíam dados que permitissem uma avaliação de sua precisão. O outro trabalho citado por Mertes *et al.* (1993) corresponde à Bayley e Moreira (1980), que parte de uma abordagem qualitativa, consistindo em uma classificação de imagens Landsat para distinção de áreas de água ricas e pobres em sedimentos suspensos nas planícies de inundação amazônicas.

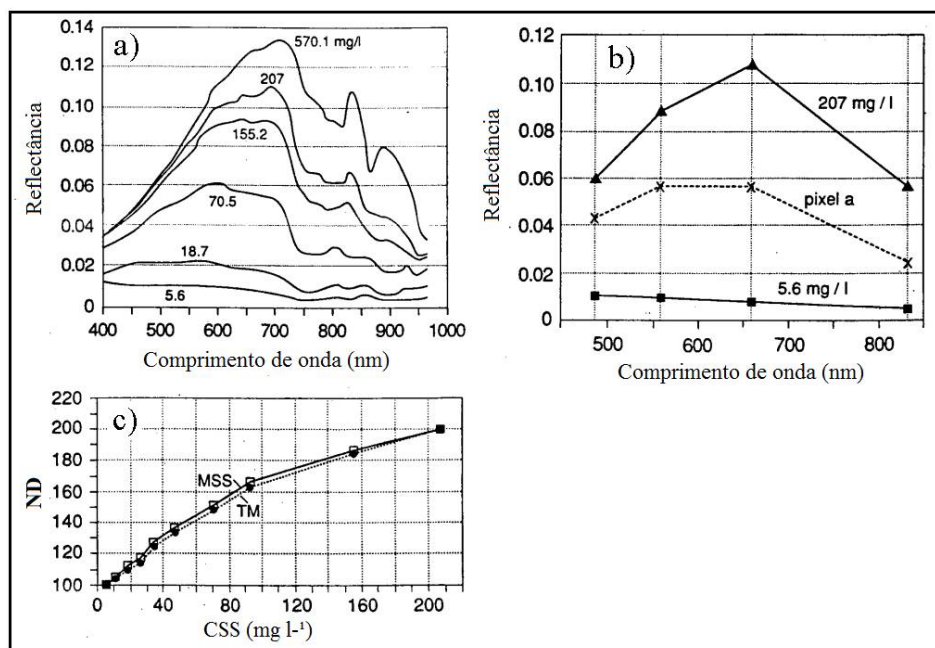
O objetivo de Mertes *et al.* (1993) foi estimar a CSS nas águas superficiais de um trecho da planície de inundação amazônica, muito embora o canal principal também tenha sido tratado, por isso esse trabalho é apresentado nesta seção. Uma exposição dos resultados ligados à dinâmica sedimentar, a partir do uso das modelos desenvolvidos nesse trabalho, foi apresentada por Mertes (1994) e será descrita posteriormente. Para geração do modelo, Mertes *et al.* (1993) utilizaram uma série de imagens: uma imagem MSS de 18/10/1978 da localidade de “*Bay of Fundy*”, situada no limite entre o extremo nordeste dos EUA e o Sudeste do Canadá; uma imagem MSS de 31/07/1977 e duas imagens TM de 02/08/1988 e 15/08/1989 que abrangem a área de estudo na bacia amazônica. Os autores também utilizaram dados obtidos em laboratório de refletância d’água em vários níveis de concentração, entre 5,6 e 570,1 mg L⁻¹ (Figura 17). Os sedimentos para elaboração desse experimento foram coletados no Lago Chicot, Arkansas, um lago próximo à margem direita do Rio Mississippi.

Mertes *et al.* (1993) fizeram uso do conceito de linearidade da mistura espectral, em que o valor de brilho de um determinado pixel pode ser modelado como a soma dos sinais de cada alvo presente na área respectiva à cobertura do pixel, ponderados por suas áreas por média simples (Figura 17). Os autores utilizaram o modelo linear de mistura espectral tanto para tratar efeitos atmosféricos e de ruído dos sensores quanto para estimativa da CSS. Para aplicação do modelo linear de mistura espectral é necessária a adoção de espectros de referência, conhecidos na bibliografia internacional (e no Brasil) como *endmembers*.

No estudo de Mertes *et al.* (1993), os *endmembers* foram definidos a partir dos dados de refletância obtidos em laboratório. Embora seja bastante questionável pela falta de apresentação de dados de composição mineralógica, os autores mencionam que o uso de

endmembers baseados em sedimentos do Rio Mississippi é aceitável para modelagem no rio Amazonas, dadas as semelhanças entre a granulometria (siltosa a argilosa, embora a granulometria também não tenha sido apresentada) e quantidade de material orgânico dos dois rios. Foram então definidos dois *endmembers*, um para águas com baixas concentrações (5,6 mg L⁻¹) e outro para águas com altas concentrações (207 mg L⁻¹ – Figura 1b), cujas conversões levaram em conta as bandas dos sensores TM e MSS. A adoção do valor de 207 mg L⁻¹ como sendo representativo de altas concentrações também é questionável, pois no segmento do rio em questão, esse valor é superado em quase todos os anos hidrológicos. Como a forma do espectro se altera em função da variação da CSS, necessariamente um maior valor de CSS produzirá um espectro diferente, e, em consequência, o *endmember* considerado como para altas concentrações não será adequado.

Figura 17 – (a) Espectros de reflectância, obtidos em laboratório, de águas com variados níveis de concentração de sedimentos suspensos do Rio Mississippi/EUA. (b) Espectros de referência (*endmembers*) adotados por Mertes *et al.* (1993), correspondentes a baixa (5,6 mg L⁻¹) e alta concentração (207 mg L⁻¹) de sedimentos. Observe que a concentração para um determinado pixel “a” pode ser modelada por meio da análise linear de mistura espectral. (c) Relação entre a proporção do *endmember* “alta concentração”, entre 100 e 200, e a concentração de sedimentos suspensos, entre 5,6 e 207 mg L⁻¹



Fonte: Mertes *et al.* (1993).

Estabelecidos os *endmembers* de concentrações baixas e altas para os dois sensores, eles foram utilizados para conversão dos valores originais dos pixels das áreas que cobrem corpos d'água para imagens fração de cada componente, em que 0% equivale ao ND (número digital) 100 e 100% equivale ao ND 200, as quais foram relacionadas com a

concentração de sedimentos (Figura 17). Considerando essa relação, os erros médios quadráticos do ajuste dos *endmembers* e possíveis discrepâncias entre os dados laboratoriais e orbitais, os autores sugerem erros de estimativa de 15 mg L^{-1} para imagens TM e 20 mg L^{-1} para imagens MSS. No entanto, como nenhuma dessas imagens foi adquirida simultaneamente com as coletas de campo, os autores utilizaram a imagem MSS de “*Bay of Fundy*” para averiguação dos erros de estimativa. Nesse experimento, foram observados altos erros de estimativas, acima de 50 mg L^{-1} , em que todos os valores foram superestimados, mas em uma coleta d’água de 196 mg L^{-1} , o modelo foi capaz de estimar a concentração com 7% de erro, o que os autores consideraram um erro baixo. Isso ocorreu devido às variações nas quantidades de matéria orgânica e de fitoplâncton presentes na águas da baía (MERTES *et al.*, 1993).

Mertes (1994) utilizou os modelos estabelecidos por Mertes *et al.* (1993) e uma série de coletas em campo para estimativa das taxas de sedimentação da planície de inundação do rio Solimões nas proximidades de Manacapuru. Para tal, foram necessários valores de vazão específica e CSS sobre as áreas inundadas da planície de inundação. Essa base de dados foi alcançada a partir da combinação entre modelos hidrológicos obtidos por simulação numérica e estimativas da CSS via imagens Landsat.

Campanhas de campo foram feitas em julho e agosto de 1986, em que a vazão e a CSS foram medidas (MERTES, 1994). Os dados de vazão adquiridos foram comparados com os resultados da simulação hidrológica e verificou-se a existência de diferenças da ordem de 2%, o que demonstrou a adequabilidade do modelo. Os dados de campo mostraram que, para o período de cheia de 1986, entre 80 e 90% dos sedimentos transportados para a planície de inundação foram depositados, em que a taxa de deposição variou entre 0,8 e 1,6 cm/dia. Essas coletas e valores estimados correspondem a um trecho de aproximadamente 200 km ao longo do rio Solimões e suas várzeas.

Quadro 4 - Trabalhos que apresentam modelos baseados em sensoriamento remoto para estimativa da concentração de sedimentos suspensos em rios amazônicos*

* Esta tabela não leva em conta trabalhos realizados apenas em planícies de inundação e/ou lagos amazônicos, pois estão fora do escopo deste estudo.

** Esses dois trabalhos apresentam modelos baseados na análise de mistura espectral, utilizando espectros de referência, portanto não há valores de R² e número amostral (N).

*** Os autores não mencionam qual das duas bandas é utilizada. Presume-se que seja a banda 2 (vide texto).

**** Esse modelo baseia-se em espectros de campo coletados em 21/09/1992. As estimativas foram feitas em imagens MODIS do ano de 2001.

***** O modelo foi estabelecido a partir de duas imagens, dos anos descritos. O modelo foi aplicado em 77 imagens de diversas órbitas/ponto, entre 1973 e 2013.

Referência	Sensor	Informação espectral	R ²	N	Erro médio	Intervalo de CSS (mg L ⁻¹)	Rio(s)	Período/data dos imageamentos utilizados
MERTES <i>et al.</i> (1993)**	MSS	Bandas 4, 5,6 e 7	-	-	20 mg L ⁻¹	5,6 - 207	Solimões - Manacapuru	31/07/1977
MERTES <i>et al.</i> (1993)**	TM	Bandas 1, 2, 3 e 4	-	-	15 mg L ⁻¹	5,6 - 207	Solimões - Manacapuru	02/08/1988 e 15/08/1989
Martinez <i>et al.</i> (2009)	MODIS	Banda 2	-	77	29 mg L ⁻¹	17 - 235	Amazonas (Óbidos)	2000 – 2007
Kilham e Roberts (2011)**	MODIS	Bandas 1, 2, 3 e 4	-	-	10 mg L ⁻¹	6,01 - 83,18	Solimões e Negro	02/2001 – 12/2001*****
Espinoza Villar <i>et al.</i> (2012)	MODIS	Banda 1 ou 2***	0,99	7	75 mg L ⁻¹	142 - 500	Amazonas (Peruano)	2000 – 2009
Espinoza Villar <i>et al.</i> (2012)	MODIS	Banda 1 ou 2****	0,8	6	72 mg L ⁻¹	116 - 864	Ucayali	2000 – 2009
Espinoza Villar <i>et al.</i> (2012)	MODIS	Banda 1 ou 2****	0,87	6	-	88 - 430	Marañon	2000 – 2009
Espinoza Villar <i>et al.</i> (2013)	MODIS	Razão entre as bandas 1 e 2	0,62	282	-	4 - 1832	Madeira	2000 – 2011
Montanher <i>et al.</i> (2014)	TM	Bandas 1, 2, 3, 4 e 5	0,78	112	39,55 mg L ⁻¹	0 – 728,4	Solimões, Içá, Japurá, Marañon e Mamoré	1984 - 2011
Montanher <i>et al.</i> (2014)	TM	Bandas 1, 2, 3, 4 e 5	0,85	168	59,66 mg L ⁻¹	0,39 – 881	Madeira	1984 – 2011
Montanher <i>et al.</i> (2014)	TM	Bandas 1, 2, 3, 4 e 5	0,91	34	330,2 mg L ⁻¹	28 – 3561	Beni	1984 – 2011
Montanher <i>et al.</i> (2014)	TM	Bandas 1, 2, 3, 4 e 5	0,89	83	10,12 mg L ⁻¹	10,4 – 180	Amazonas (Óbidos)	1984 – 2011
Montanher <i>et al.</i> (2014)	TM	Bandas 1, 2, 3, 4 e 5	0,83	107	67,98 mg L ⁻¹	7 - 1280	Purus, Juruá e Envira	1984 – 2011
Park e Latrubesse (2014)	MODIS	Banda 1	0,88	232	6,2 mg L ⁻¹	~ 30 – 150	Solimões - Manacapuru	2000 - 2010
Park e Latrubesse (2014)	MODIS	Banda 1	0,91	72	35,5 mg L ⁻¹	~ 20 – 420	Solimões – Tabatinga (março a maio)	2000 - 2010
Park e Latrubesse (2014)	MODIS	Banda 1	0,85	135	29,3 mg L ⁻¹	~ 30 - 560	Solimões – Tabatinga (outros meses)	2000 - 2010
Park e Latrubesse (2014)	MODIS	Banda 1	0,83	106	9,8 mg L ⁻¹	~ 25 – 200	Amazonas (Óbidos) - enchente	2000 - 2010
Park e Latrubesse (2014)	MODIS	Banda 1	0,79	207	6,5 mg L ⁻¹	~ 15 – 80	Amazonas (Óbidos) – vazante	2000 - 2010
Lobo <i>et al.</i> (2014)	TM/LISS-III	Bandas do vermelho	0,94	39	1,33 %	~ 0 - 110	Tapajós e principais afluentes	2011 – 2012*****

Para estimativa da CSS via sensoriamento remoto, foram utilizadas duas imagens Landsat, das datas de 31/07/1977 (sensor MSS), e 02/08/1989 (sensor TM). As áreas em que a vazão e a CSS foram simuladas por meio de sistema de informações geográficas abrangem um trecho de 70 km ao longo do rio Solimões. De acordo com Mertes (1994), apesar de essas estimativas serem correspondentes apenas à concentração superficial dos sedimentos suspensos, seus dados adquiridos em campo mostram que não há um aumento muito expressivo das concentrações em profundidade, possibilitando o uso de suas estimativas. Para a data de 31/07/1977, entre 25 e 89% dos sedimentos transportados para a planície de inundação foram depositados, enquanto que para a data de 02/08/1989 os valores variaram entre 12 e 91%. Já as taxas de deposição variaram entre 0,4 e 3,3 cm/dia para a primeira data e entre 0,3 e 2,9 cm/dia para a segunda. As imagens ainda demonstram claramente o padrão esperado de que o transporte de sedimentos sobre a planície diminui fortemente à medida que aumenta a distância do canal (MERTES, 1994).

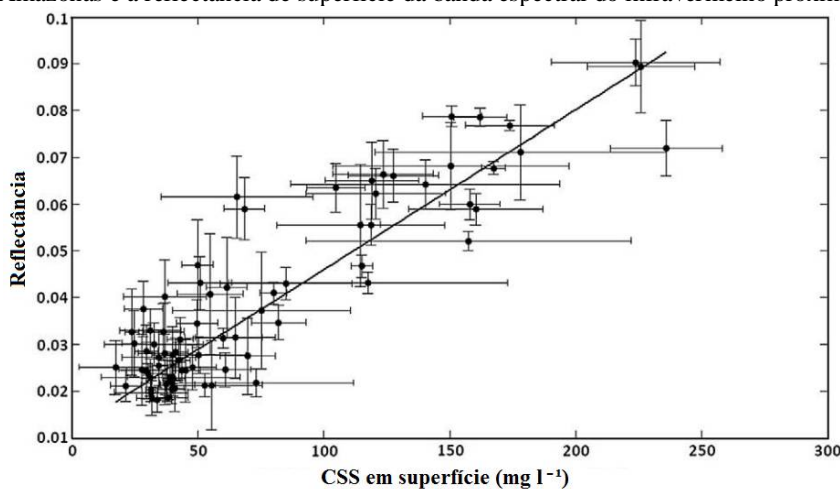
Martinez *et al.* (2009) utilizaram dados do sensor MODIS para estimativa da CSS do rio Amazonas pois, segundo os autores, esses dados são adequados para monitoramento de águas interiores, visto que eles oferecem uma resolução espacial compatível com as dimensões de sistemas fluviais e em frequência temporal quase diária. Foi utilizada a coleção 5 dos produtos MOD09Q1, do satélite TERRA, e MYD09Q1 do satélite AQUA, os quais fornecem a reflectância de superfície para as bandas espectrais do vermelho e infravermelho próximo, com resolução espacial de 250 m. Foram utilizadas imagens compostas de oito dias, pois, segundo os autores: (i) elas são compatíveis com as coletas *in situ* do programa ORE/HYBAM a cada 10 dias; (ii) facilitam o número de dados para tratar, devido à cobertura de nuvens nas imagens diárias; (iii) reduzem os efeitos bidirecionais e atmosféricos, também maiores nas imagens diárias (MARTINEZ *et al.*, 2009).

Como os autores utilizaram dados dos dois satélites (MARTINEZ *et al.*, 2009), duas imagens estavam disponíveis por dia, então a que tivesse menor cobertura de nuvens era escolhida, e quando as duas possuíam baixa cobertura de nuvens, a imagem adquirida em menor ângulo de visada era escolhida (MARTINEZ *et al.*, 2009). Os pixels foram extraídos por meio de uma máscara do rio Amazonas. No entanto, é mencionada a dificuldade de obtenção de pixels puros devido à mistura espectral com outros alvos, como vegetação e barras arenosas, por causa da baixa resolução espacial do sensor MODIS. Uma inconsistência emerge: ao defender o uso de dados MODIS para essa aplicação, os autores afirmaram anteriormente que a resolução espacial desse sensor é compatível com sistemas fluviais. Como solução ao problema de resolução espacial, uma abordagem com base no modelo linear

de mistura espectral (MLME) foi aplicada para obtenção de pixels d'água puros, em que além do próprio *endmember* da água pura, também foram incluídos os espectros de vegetação e areia exposta. Para obtenção do *endmember* correspondente à água pura os autores citam um método que é descrito em um artigo que havia sido apenas submetido para uma revista (e que, ainda atualmente, este não foi publicado), o que inviabilizou sua compreensão.

Após a obtenção dos valores de reflectância das imagens compostas de oito dias, foram feitas médias mensais dos valores de reflectância e médias mensais dos valores de CSS obtidos *in situ* a cada 10 dias. Há 93 meses entre o início da operação do sensor MODIS, em março de 2000, até o período que o trabalho abrange, em 2007, mas foram usados 77 meses devido à existência de falhas na série de dados *in situ*. Por fim, a regressão foi aplicada entre as duas bases de valores mensais, em que foi utilizada apenas a reflectância da banda espectral do infravermelho próximo (Martinez *et al.*, 2009). O modelo empírico de Martinez *et al.* (2009) possui 36% de erro relativo, abrange concentrações que variam entre 0 e 250 mg L⁻¹ e a reflectância não é maior do que 10% (Figura 18).

Figura 18 - Dispersão entre valores mensais médios de concentração superficial de sedimentos suspensos do Rio Amazonas e a reflectância de superfície da banda espectral do infravermelho próximo



Fonte: Martinez *et al.* (2009).

Embora o uso de médias, tanto dos dados *in situ* quanto dos valores de reflectância das imagens compostas, agilize bastante o procedimento, considera-se que não seja o mais adequado. Principalmente nos meses em que há variações significativas da CSS, como nos períodos de enchente e vazante, a variabilidade intramensal, que pode ser grande, não é levada em conta. Em relação à regressão, uma maior quantidade de pontos torna a equação mais confiável, sendo possível fazê-lo ao não utilizar as médias mencionadas. No que se refere à modelagem, seria mais interessante que cada coleta *in situ* tivesse seu valor de reflectância

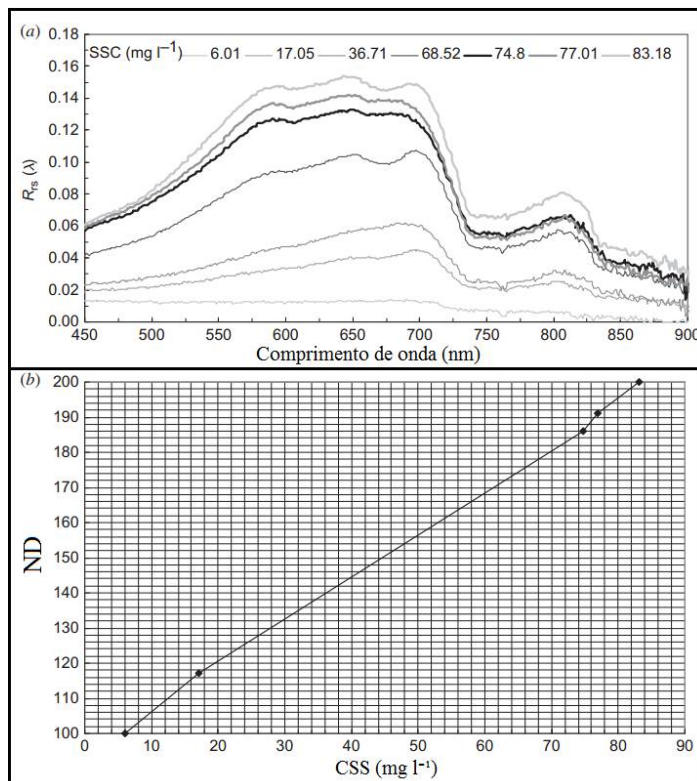
correspondente a partir da imagem do mesmo dia, para que fosse possível uma avaliação adequada da relação CSS x reflectância. Por último, o uso de médias não introduz erro no ajuste da equação apenas se esta for linear, o que não é sabido *a priori*.

Kilham e Roberts (2011) utilizaram uma abordagem muito semelhante à de Mertes *et al.* (1993) para estimar a CSS do rio Amazonas e principais tributários, a partir de dados MODIS. Os autores, com base em uma revisão bibliográfica adequada, apontam o uso de sensoriamento remoto como uma boa opção para monitoramento do nível d'água e da descarga sedimentar de grandes rios ao redor do mundo. Assim como Martinez *et al.* (2009), Kilham e Roberts (2011) também optaram pelo uso de imagens compostas MODIS de oito dias para estimativa da CSS. As cenas h11v09 e h12v09 foram utilizadas, as quais cobrem todo o canal principal do rio Amazonas e os principais tributários. Segundo os autores, entre 19 e 21 imagens compostas de oito dias são capazes de fornecer estimativas da CSS para os rios amazônicos no período de um ano.

Para estimativa da CSS, Kilham e Roberts (2011) utilizaram a mesma estratégia de modelagem de Mertes *et al.* (1993), que consiste da análise linear de mistura espectral. Os autores obtiveram *in situ* os espectros de referência em 21/09/1992 em diversos locais dos rios Negro e Solimões (Figura 19), os quais posteriormente foram utilizados para simulação das bandas MODIS 1, 2, 3 e 4. Essas coletas radiométricas abrangem águas com diversos níveis de CSS. As concentrações foram obtidas com uso de filtros de porosidade de 1,0 μm , ao invés de 0,45 μm , porosidade mencionada em todas as outras pesquisas desta revisão. Os níveis de concentração para essas amostras variam entre 6,01 e 83,18 mg L^{-1} , os quais correspondem aos espectros adotados como *endmembers* de baixa e alta concentração, respectivamente, para modelagem linear de mistura espectral.

Após a definição dos espectros de referência, foram criadas imagens fração da mistura entre águas de baixa e alta concentração, em que as imagens fração de alta concentração foram aplicadas à estimativa da concentração de sedimentos. As imagens fração foram reescaladas para o intervalo entre 100 e 200 (valores arbitrários, adotados provavelmente para conformidade com a pesquisa de Mertes *et al.* (1993), que também definiu essa amplitude de forma arbitrária), e esses valores são então relacionados com os níveis de concentração por meio de uma série de relações lineares apresentadas na Figura 19.

Figura 19 - Espectros obtidos in situ nos rios Solimões e Negro (a). Relações lineares entre a concentração de sedimentos suspensos (CSS) e os valores das imagens fração reescalados entre 100 e 200 (ND)



Fonte: Kilham e Roberts (2011).

A série de procedimentos que relacionam o nível de concentração com as imagens fração foi aplicada para 11 imagens do ano de 2001, em que os autores apresentam mapas de CSS do rio Amazonas e áreas alagadas na região de Óbidos (KILHAM e ROBERTS, 2011). A partir desses mapas, os autores reportam a interferência da cobertura de nuvens, os padrões de circulação de água entre rio e planície de inundação e os baixos níveis de concentração do rio Tapajós. Ainda utilizando essas imagens, Kilham e Roberts (2011) apresentaram a variação longitudinal da concentração de sedimentos dos rios Solimões e Amazonas e caracterizaram os rios: Juruá, Purus, Madeira, Branco, Negro, Xingu, Içá e Japurá.

É importante expor algumas críticas ao trabalho de Kilham e Roberts (2011). A variação dos níveis de concentração das águas em que os espectros de referência foram adotados, entre 6 e 83 mg L⁻¹, não é adequada para grande parte dos rios amazônicos de águas brancas, em que o espectro da água com 83 mg L⁻¹ não pode ser considerado como representativo de altas concentrações. A Figura 19 mostrou a relação linear encontrada entre a imagem fração e a concentração para o intervalo entre 6 e 83 mg L⁻¹, mas essa relação deve ser logarítmica para níveis maiores, não devendo ser utilizada nesses casos. Estimativas que

apontam valores maiores do que 83 mg L^{-1} , no mínimo infringem uma regra básica da modelagem empírica em que não reproduz-se uma realidade não conhecida. Isso pode ser observado nas estimativas de concentração das águas do rio Madeira em sua foz, para o ano de 2001, que não ultrapassam 129 mg L^{-1} , ao passo que anualmente são normais níveis acima de 400 mg L^{-1} .

A maior crítica, no entanto, é feita ao fato de que os autores não levaram em conta os diferentes tipos de materiais que podem ser transportados pelos rios amazônicos em função de diferenças em suas bacias hidrográficas e ao longo do tempo. Isso é afirmado devido ao fato de que os espectros que serviram de base para a análise de mistura linear foram obtidos apenas nos rios Solimões e Negro, em apenas uma data. Os autores não apresentam nenhum dado ou discussão sobre a forte premissa de que tais espectros de referência são adequados para todos os rios avaliados e para todas as épocas do ano. Além disso, apenas os espectros obtidos no rio Solimões apresentam feições de sedimentos suspensos, enquanto que o espectro das águas do rio Negro apresenta valores baixos devido à forte absorção pela matéria orgânica dissolvida, e não somente pela ausência de sedimentos. Locais alternativos para a aquisição do *endmember* de baixa concentração seriam os rios de águas claras, como os rios Xingu e Tapajós, pois estes não são fortemente influenciados pela matéria orgânica dissolvida.

Em relação aos rios de águas brancas, diferenças significativas nos espectros podem resultar de diferentes granulometrias e composições mineralógicas dos sedimentos, o que foi corretamente mencionado pelos autores, por meio de rica revisão bibliográfica sobre o tema (KILHAM e ROBERTS, 2011). No entanto, ao adotar apenas o espectro do rio Solimões, em uma única data, todas as variações espaciais e temporais dos sedimentos suspensos dos rios amazônicos de águas brancas, em termos de distribuição de tamanho e composição, foram negligenciadas. Portanto, as estimativas apresentadas por Kilham e Roberts (2011) para os rios de águas claras e todos os rios de águas brancas (além do rio Solimões), não são, necessariamente, coerentes com os espectros de referência adotados. Considerando apenas o rio Solimões, também não é possível afirmar que os *endmembers* são representativos de todos os períodos do ano.

O trabalho apresentado por Kilham e Roberts (2011) ainda mostra uma deficiência em termos de busca por dados de referência de concentração de sedimentos. A ANA disponibiliza dados para dezenas de estações da bacia amazônica desde a década de 1970 (FILIZOLA e GUYOT, 2009) e o programa HYBAM desde 1995 (MARTINEZ *et al.*, 2009). De fato, os autores utilizam dados das campanhas CAMREX, coletados entre 1982 e 1984,

para comparação com suas estimativas com dados MODIS do ano de 2001. Como são períodos distintos, a comparação direta entre os valores para avaliação de incertezas é impossibilitada. Por último, os autores utilizaram quatro bandas do sensor MODIS em que duas possuem 250 m de resolução espacial (vermelho e infravermelho próximo) e outras duas possuem 500 m (azul e verde), mas não foi descrito de que forma essa diferença foi resolvida, além de que alguns rios avaliados podem não ter dimensões compatíveis com a resolução de 500 m, como, por exemplo, os rios Içá e Juruá, por exemplo (para reforçar esta crítica, a resolução de 500 m vale apenas ao nadir).

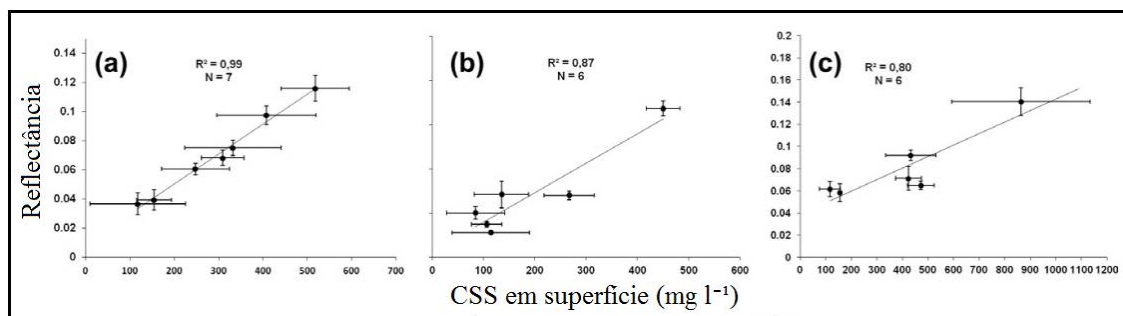
Espinoza Villar *et al.* (2012) utilizaram dados do sensor MODIS para estimativa da CSS dos rios Marañon e Ucayali, os quais formam o rio Amazonas no Peru, sendo denominado como rio Solimões ao adentrar o território brasileiro. Nesse artigo, os autores chamam a atenção de que grandes extensões do globo são pobremente monitoradas em termos hidrológicos, o que é mais evidente nos trópicos e em áreas boreais. Nessas condições o sensoriamento remoto pode ser uma saída para a aquisição de dados (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2012). Os autores apresentam dados de CSS em três estações: Requena, no rio Ucayali, San Regis, no rio Marañon e Tamshiyacu, no rio Amazonas (Peruano). Uma vez que os rios monitorados nas duas primeiras estações formam o rio Amazonas e não há importantes afluentes entre as estações, deveria haver uma boa concordância das descargas líquidas e sólidas entre elas. Ao observar dados de sedimentos suspensos do período 2004 a 2006, os autores notaram que a estação de Requena possui inconsistências claras quando comparada à estação de jusante. Este fato fez com que os dados dessa estação fossem descartados e a série histórica perdida e a estação fosse desativada. Ao compreender os problemas existentes nos dados dessa estação, os autores optaram por utilizar imagens MODIS para geração de uma série de dados.

Para cada uma das três estações foram feitas campanhas de campo entre 2005 e 2008 em que a CSS foi obtida em superfície e integrada para todo o perfil. A partir desses dados obtidos em campo, foram calibrados três modelos empíricos, um para cada estação (Quadro 4). Espinoza Villar *et al.* (2012) não mencionam qual banda foi utilizada entre as bandas MODIS do vermelho e do infravermelho próximo, mas os três modelos se baseiam em relações lineares entre a concentração e a reflectância de uma banda, a qual não atinge mais do que 16%. Devido aos elevados valores de concentração, os autores devem ter utilizado a reflectância da banda do infravermelho próximo, a qual também foi utilizada por Martinez *et al.* (2009) no rio Amazonas. O método para escolha e recorte dos pixels das imagens MODIS

é o mesmo descrito em Martinez *et al.* (2009) e Espinoza Villar *et al.* (2013) – (esse último será descrito posteriormente).

Para o rio Amazonas, o modelo trata concentrações que variam entre 142 e 500 mg L⁻¹, possuindo coeficiente de determinação (R²) de 0,99. Para o rio Marañon, o modelo lida trata concentrações que variam entre 88 e 430 mg L⁻¹, possuindo um R² de 0,87. Para o rio Ucayali, o modelo lida com concentrações que variam entre 116 e 864 mg L⁻¹, possuindo um R² de 0,8. No entanto, algo notável é que os três modelos possuem um baixo número de valores para calibração, seis ou sete (Figura 20).

Figura 20 - Dispersão da CSS e a reflectância de superfície em alguma das duas bandas MODIS de 250 m (faixas espectrais do vermelho ou infravermelho próximo) para três rios: (a) Amazonas (peruano); (b) Marañon; (c) Ucayali



Fonte: Espinoza Villar *et al.* (2012).

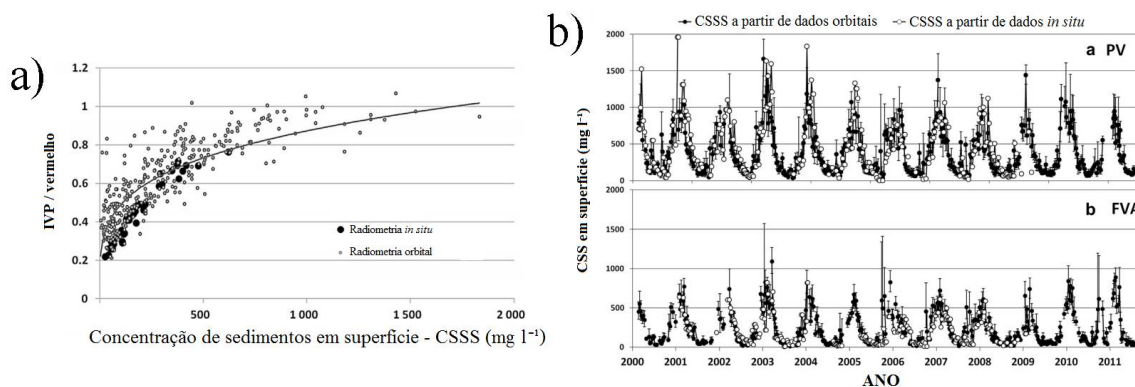
A partir das estimativas fornecidas pelos modelos empíricos, Espinoza Villar *et al.* (2012) avaliaram que o transporte médio anual de sedimentos suspensos do rio Marañon foi de $150 \cdot 10^6$ ton ano⁻¹, o do rio Ucayali foi de $270 \cdot 10^6$ ton ano⁻¹ e o do rio Amazonas foi de $392 \cdot 10^6$ ton ano⁻¹, com um máximo de $430 \cdot 10^6$ ton ano⁻¹ em 2004 e mínimo de $339 \cdot 10^6$ ton ano⁻¹ em 2005. Com base nisso, os autores concluem que cerca de metade do fluxo de sedimentos suspensos do rio Amazonas para o Oceano Atlântico é proveniente das áreas avaliadas em seu trabalho. Essa afirmação é altamente questionável, pois os autores não fazem nenhuma alusão aos intensos processos deposicionais que ocorrem à jusante e aos grandes tributários do rio Amazonas/Solimões: Napo, Içá, Japurá, Purus, Juruá. Enquanto que aproximadamente metade do fluxo de sedimentos que são transportados em Óbidos é proveniente do rio Madeira, a outra metade provém da interação do fluxo medido pelos autores juntamente com a soma dos afluentes de jusante e a deposição de materiais até o oceano.

Espinoza Villar *et al.* (2013) utilizaram dados do sensor MODIS para estimativa da CSS do rio Madeira, afluente do rio Amazonas, responsável por aproximadamente metade

de sua carga sedimentar. Os autores mencionam que, assim como para o rio Amazonas, não há uma relação robusta que permita estimar a CSS a partir da vazão, de forma que é necessário realizar o monitoramento da carga suspensa. Para tal, além dos dados orbitais, foram obtidas, por meio de coletas *in situ*: concentração de sedimentos suspensos; granulometria dos sedimentos; e espectros de reflectância em 10 campanhas de campo entre 2007 e 2011. Dados do programa ORE/HYBAM da concentração superficial de sedimentos suspensos entre 2000 e 2011 também foram utilizados, os quais serviram de base para a calibração de um modelo empírico via imagens MODIS.

O modelo de Espinoza Villar *et al.* (2013) foi estabelecido a partir de 282 valores de concentração de sedimentos e os valores correspondentes de razão entre a banda 2 (infravermelho próximo) e a banda 1 (vermelho), para imagens MODIS com no máximo quatro dias de diferença da data de coleta *in situ*. O modelo lida com uma larga amplitude de concentrações, entre 4 e 1832 mg L⁻¹ (Figura 21). A razão entre bandas foi escolhida para minimizar efeitos sazonais que existiam sobre a relação entre a CSS e a reflectância, os quais, segundo os autores, devem-se a diferenças que os sedimentos possuem em termos de granulometria ao longo do ano (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013). A descrição dos procedimentos para escolha dos pixels das imagens MODIS é o mesmo descrito por Martinez *et al.* (2009), os quais já foram mencionados anteriormente.

Figura 21 – (a) Gráfico de dispersão entre a CSS em superfície e a razão entre as bandas MODIS das faixas espectrais do vermelho e do infravermelho próximo, em que também são incluídas medidas radiométricas tomadas *in situ*. (b) Séries temporais de CSS em superfície do Rio Madeira em duas estações: Porto Velho (PV) e Fazenda Vista Alegre (FVA), geradas por dados *in situ* e estimados via imagens MODIS



Fonte: Espinoza Villar *et al.* (2013).

A partir do modelo estabelecido, as estimativas foram feitas sobre 936 imagens compostas MODIS de oito dias em seis localidades do rio Madeira, em que cinco possuem dados hidrológicos fornecidos pela ANA. As estações utilizadas, em ordem de montante para

jusante, são: Abunã, Porto Velho, Humaitá, Manicoré e Fazenda Vista Alegre. Além dessas estações, foram realizadas estimativas da concentração de sedimentos em uma estação extra próxima à foz do rio Madeira (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013). Essas estimativas permitiram a geração de uma série histórica de concentração de sedimentos entre 2000 e 2011, a qual mostra seu comportamento anual quando comparada aos dados *in situ* (Figura 21).

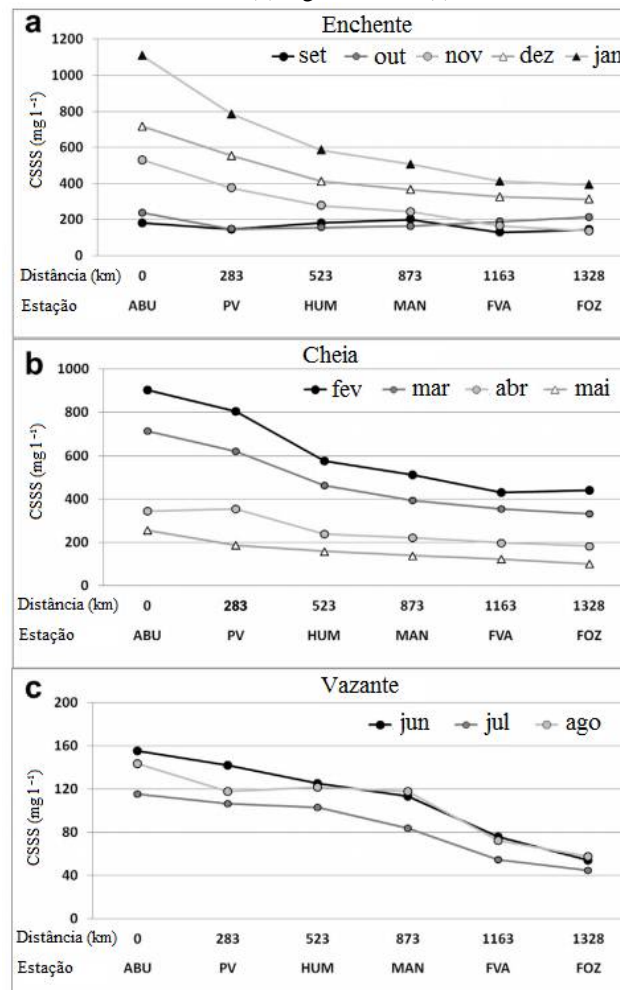
Os autores verificaram que há uma diminuição da concentração de sedimentos suspensos de montante para jusante em todos os períodos do ano ao longo do segmento brasileiro do rio Madeira. Apesar disso, algumas diferenças no gradiente longitudinal são observadas para diferentes períodos hidrológicos. Para o período de subida das águas, entre outubro e janeiro, há uma relação linear entre vazão e CSS e uma forte diminuição da concentração à jusante (de 1000 a 400 mg L⁻¹ entre as duas estações mais distantes, em janeiro). Para o período de cheia, entre fevereiro e maio, os níveis de concentração são menores em todas as estações, bem como o gradiente entre as estações (de 350 a 200 mg L⁻¹, em abril).

No período de águas baixas, entre junho e setembro, os valores de concentração são os menores para todo o ano, e há, igualmente, o menor gradiente longitudinal (de 160 a 50 mg L⁻¹). Ainda para esse período, os autores observaram que há uma forte diminuição da concentração à jusante da estação de Manicoré, rumo à foz do Rio Madeira. Isso foi explicado pela diminuição da velocidade das águas e consequente decantação de materiais, causada pelo barramento provocado pelo rio Amazonas, pois enquanto o rio Madeira está em seu nível mais baixo, o rio Amazonas ainda está com um nível intermediário (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013).

Espinoza Villar *et al.* (2013) ainda descrevem o comportamento sedimentar do rio Madeira a partir de seguimentos fluviais (Figura 22). Entre as duas estações mais à montante (Abunã e Porto Velho), há uma área de deposição de cerca de 30% de toda a carga suspensa transportada. Para o trecho intermediário, entre as estações de Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, ocorrem processos de sedimentação, ressuspensão e diluição por águas de tributários, processos que variam de intensidade segundo a época do ano. No último trecho, próximo à foz do Rio Madeira, há uma importante zona de deposição de sedimentos, em que o processo ocorre entre maio e agosto. Entre 12 e 36% dos sedimentos transportados são depositados nessa região devido ao barramento das águas do rio Amazonas, que possuem um efeito que se estende até 400 km rio Madeira acima (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013).

Mangiarotti *et al.* (2013) apresentaram estimativas de fluxos de sedimentos suspensos para extensos trechos dos rios Amazonas, Solimões e Madeira. Esse trabalho se diferencia das demais estimativas do transporte de sedimentos suspensos para os rios amazônicos na medida em que o fez de forma contínua ao longo dos perfis longitudinais dos canais, o que permitiu uma avaliação de como a descarga sólida propaga-se longitudinalmente.

Figura 22 - Concentração de sedimentos suspensos em superfície do Rio Madeira em seis localidades, de montante para jusante (esquerda para direita), em três períodos hidrológicos distintos: Subida das águas (a); cheia (b); águas baixas (c)



Fonte: Espinoza Villar *et al.* (2013).

Apesar de ser bem descrito e extensivo, o trabalho de Mangiarotti *et al.* (2013) não apresenta nenhuma informação sobre o(s) modelo(s) utilizado(s) para estimativa da concentração de sedimentos. Os autores mencionam a adoção dos métodos apresentados por Martinez *et al.* (2009), e a utilização de imagens MODIS compostas de oito dias, dos satélites TERRA e AQUA para o período entre os anos de 2000 e 2008, mas como nesse trabalho a

área de estudo é diferente daquela abordada por Martinez *et al.* (2009), não fica claro se foram feitas novas calibrações do modelo prévio ou não. Caso os autores tenham utilizado o modelo de Martinez *et al.* (2009), podem ser feitos questionamentos quanto à sua adequação, pois esse modelo foi desenvolvido apenas para o rio Amazonas na estação de Óbidos, enquanto que nesse trabalho os autores trabalharam com mais três estações. Contrariamente, caso tenham sido feitas novas calibrações, essas deveriam estar presentes no escopo do artigo, ou deveriam ser citadas suas fontes, que não estão documentadas ou referenciadas. Esse contexto impossibilitou a inserção do trabalho de Mangiarotti *et al.* (2013) no Quadro 4, pois se existirem, os novos modelos não foram apresentados.

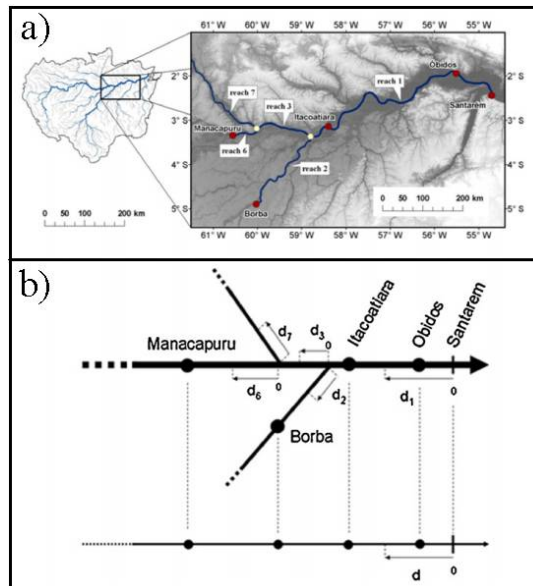
Mangiarotti *et al.* (2013) utilizaram dois tipos de dados: vazão (provenientes da ANA) e concentração de sedimentos, em que o segundo possui duas fontes: coletas *in situ* e estimativas via imagens MODIS. Foram construídas séries temporais (2000-2008) desses dados para quatro estações: Óbidos e Itacoatiara no rio Amazonas, Borba no rio Madeira e Manacapuru, no rio Solimões, em que os objetos de estudo do trabalho são os trechos dos canais entre essas estações (Figura 23).

A metodologia para estimativa dos fluxos líquidos e sólidos em longos trechos, a partir das estações pontuais citadas, foi descrita e testada ao longo do artigo. Ela parte do princípio de que a CSS para um trecho i (CSS_i) pode ser estimada para um ponto específico do trecho em função do tempo (t) e da distância (x) da estação em que há dados de referência, da seguinte forma (MANGIAROTTI *et al.*, 2013):

$$CSS_i(t, x) = \frac{TSS_i(t, x)}{Q_i(t, x)} \quad (1)$$

Além disso, o modelo assume que as velocidades de deslocamento da água e dos sedimentos é a mesma. Apesar de os princípios fundamentais serem relativamente simples, os autores adotam uma abordagem complexa para resolver essa equação e testar sua adequação. Como resultado da modelagem, os autores apresentam a forma com que os fluxos d'água e de sedimentos propagam-se ao longo dos canais (Figura 24), bem como os erros de estimativa (MANGIAROTTI *et al.*, 2013). Essa base de dados permitiu a geração de estimativas da proporção dos sedimentos que é depositada ao longo dos trechos, bem como taxas médias de deposição e acreção vertical de sedimentos sobre as planícies de inundação.

Figura 23 - Localização das estações de dados de vazão e concentração de sedimentos suspensos (a). Representação esquemática dos trechos avaliados (b)

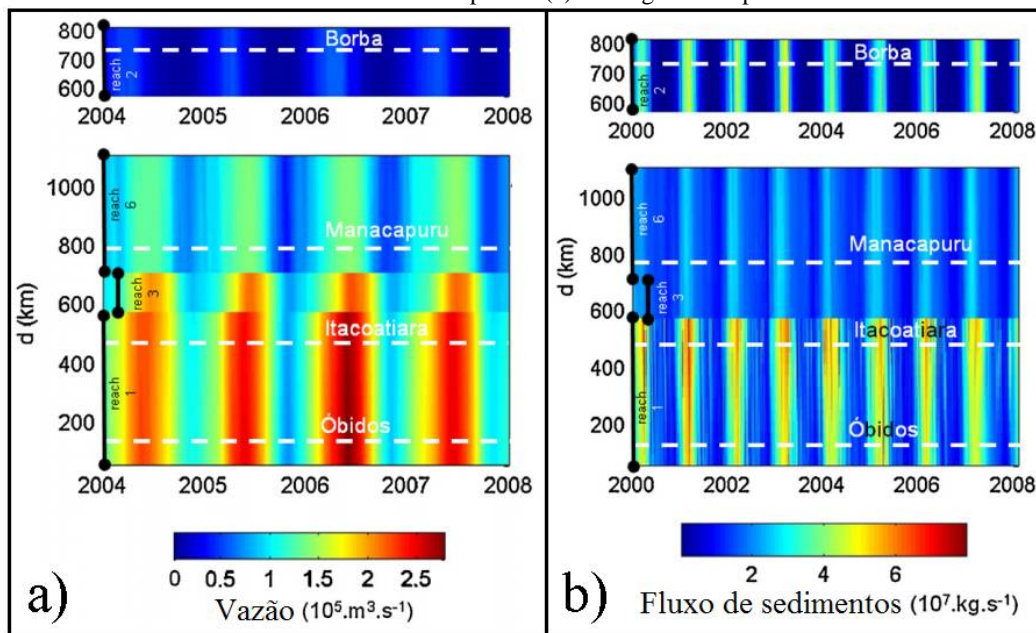


Fonte: Mangiarotti *et al.* (2013).

Montanher *et al.* (2013) realizaram um estudo de viabilidade da integração de dados TM do satélite Landsat 5 e medidas *in situ*, cujo intuito era elaborar modelos para estimativa da CSS em rios amazônicos. Esse trabalho não apresenta nenhum modelo propriamente dito, mas traz os fundamentos teóricos e uma análise preliminar dos dados disponíveis para tal.

Os autores obtiveram os seguintes resultados e conclusões: (i) a base de dados de sedimentos em rios amazônicos da ANA possuía uma irregularidade amostral bem como uma baixa quantidade de dados, de forma que o uso de imagens de satélite poderia melhorar o conhecimento sobre esses sistemas; (ii) de um total de 97 estações distribuídas em toda a bacia amazônica, 23 não poderiam ser utilizadas para modelagem devido a sua estreita seção transversal, incompatível com a resolução espacial do sensor TM (Figura 25); (iii) as estações localizadas em seções de largura compatível com o sensor TM foram classificadas e mapeadas segundo sua carga suspensa e tipo de água; (iv) observou-se que os rios de águas pretas possuíam um comportamento espectral que não permitia o desenvolvimento de modelos para estimativa da CSS, ao contrário dos rios de águas brancas.

Figura 24 - Resultados da modelagem para os quatro trechos avaliados considerando a vazão líquida (a) e o fluxo de sedimentos suspensos (b) ao longo do tempo



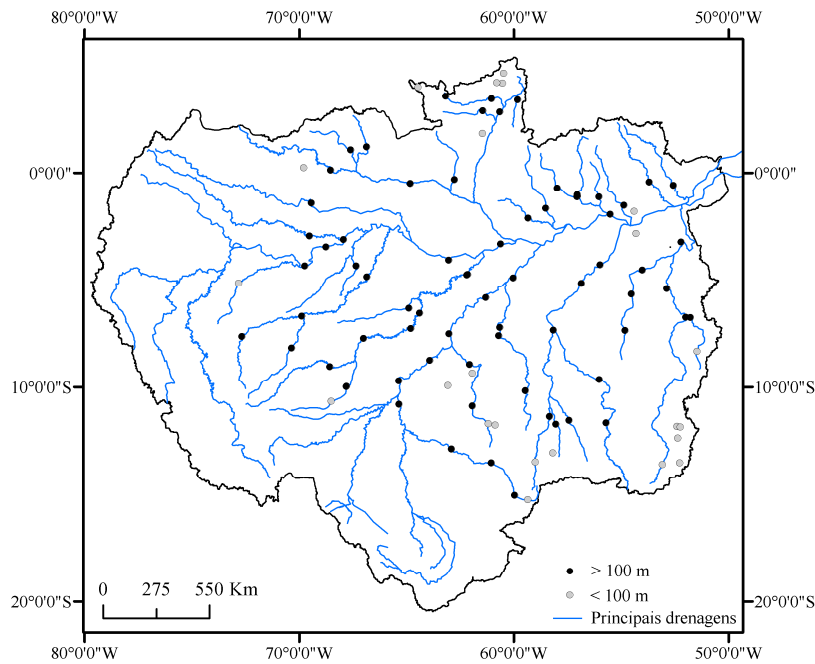
Fonte: Mangiarotti *et al.* (2013).

Montanher *et al.* (2014) desenvolveram modelos para estimativa da CSS em vários rios amazônicos de águas brancas a partir de imagens Landsat 5. Como tais modelos foram utilizados na pesquisa apresentada neste documento, alguns aspectos do trabalho de Montanher *et al.* (2014), bem como da dissertação do primeiro autor (MONTANHER, 2013), serão descritos com maior profundidade no capítulo que trata da geração de estimativas do transporte de sedimentos suspensos (capítulo 4).

Nesse artigo foram utilizados dados de CSS coletados *in situ* disponibilizados pela ANA e do programa HYBAM, e imagens Landsat 5 (sensor TM), adquiridas via catálogo online do INPE (www.dgi.inpe.br). As bandas 1, 2, 3, 4 e 5 do sensor TM foram transformadas para refletância aparente e então adotadas para calibração dos modelos, bem como razões entre bandas. No total, 11 variáveis estavam disponíveis para modelagem, em que foi utilizada a técnica de *Forward Stepwise* para seleção das variáveis.

Dentre as publicações revisadas nesta seção, o trabalho de Montanher *et al.* (2014) é o único que utilizou a abordagem de regressão multivariada, a qual é um diferencial positivo, visto que uma série de fenômenos físicos complexos atuam sobre o fluxo radiante captado pelo sensor orbital, os quais diminuem a precisão das estimativas. As imagens utilizadas por Montanher *et al.* (2014) abrangem todo o período de operação do satélite Landsat 5: 1984 – 2011.

Figura 25 - Classificação das estações da ANA de sedimentos suspensos na bacia amazônica em extensão da largura transversal. Seções menores do que 100 m foram consideradas incompatíveis com a resolução espacial do sensor TM.



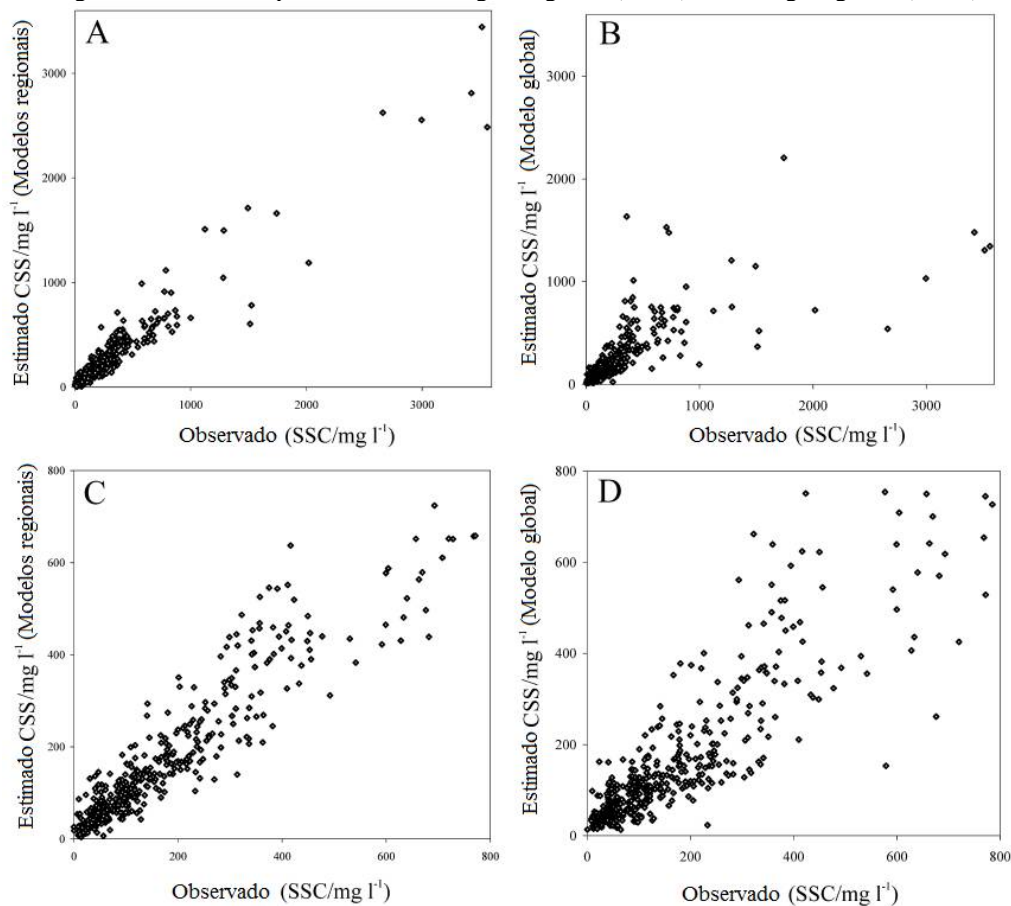
Fonte: Montanher *et al.* (2013).

Os modelos de Montanher *et al.* (2014) foram estabelecidos a partir de 23 estações de coleta, distribuídos em 11 rios. A partir desses locais, um total de 504 coletas *in situ* foram feitas em datas próximas aos imageamentos TM. Duas abordagens foram testadas: (i) uma modelagem global, com todas as amostras e (ii) uma modelagem regional, em que a base de dados foi particionada em grupos menores, definidos segundo características físicas das áreas de drenagem. O modelo global, embora robusto ($R^2 = 0,76$, valor- $p < 0,00001$) possuiu um erro médio de estimativa muito maior, de $283,6 \text{ mg L}^{-1}$, do que o conjunto de modelos regionalizados, que foi de $113,7 \text{ mg L}^{-1}$ (Figura 26). Isso sugeriu que a regionalização dos modelos realmente aumentou a precisão das estimativas, confirmando que as características das bacias hidrográficas têm uma forte influência sobre o tipo de material transportado por seus rios, e que isso está relacionado com seu comportamento óptico. Os modelos regionais são: rio Amazonas, rio Beni, rio Madeira, Arco de Fitzcarraldo e Andes – baixa produção, os quais estão descritos no Quadro 4.

Montanher *et al.* (2014) notaram que a banda 5 (infravermelho de ondas curtas) foi uma variável significativa em todos os modelos. Esse é um fato aparentemente contraditório, visto que, dada a forte absorção da REM pela água nessa faixa do espectro, não há espalhamento pelas partículas inorgânicas e, portanto, essa banda não deveria ser útil para detectar diferentes níveis de CSS. No entanto, essa banda registra a radiância que ascende da

superfície d'água, conhecido como *Sun Glint* na bibliografia internacional, de forma que o coeficiente negativo faz sentido (MONTANHER *et al.*, 2014). Os autores também notaram que à medida que aumentam os níveis de concentração de sedimentos, os modelos tendem a errar mais em suas estimativas, o que está ligado à relação logarítmica entre CSS e refletância.

Figura 26 - Gráficos de dispersão entre valores de concentração de sedimentos suspensos reais e estimados via imagens Landsat 5/TM por meio de modelagem regional (A e C) e modelagem global (B e D)



Fonte: Montanher *et al.* (2014).

Park e Latrubesse (2014) modelaram os padrões de distribuição de sedimentos suspensos do rio Amazonas com uso de dados MODIS. Nesse trabalho, foram usados dados de concentração superficial de sedimentos do programa ORE HYBAM de três estações: Tabatinga e Manacapuru no rio Solimões e Óbidos no rio Amazonas. Ao invés de imagens compostas de oito dias utilizadas nos trabalhos anteriores, para modelagem, esses autores utilizaram imagens diárias, em que apenas a banda 1 foi adotada.

A busca de imageamentos nas mesmas datas das coletas HYBAM resultou em 1328 imagens que abrangem as três estações, para o período de 2000 a 2010. Essas imagens

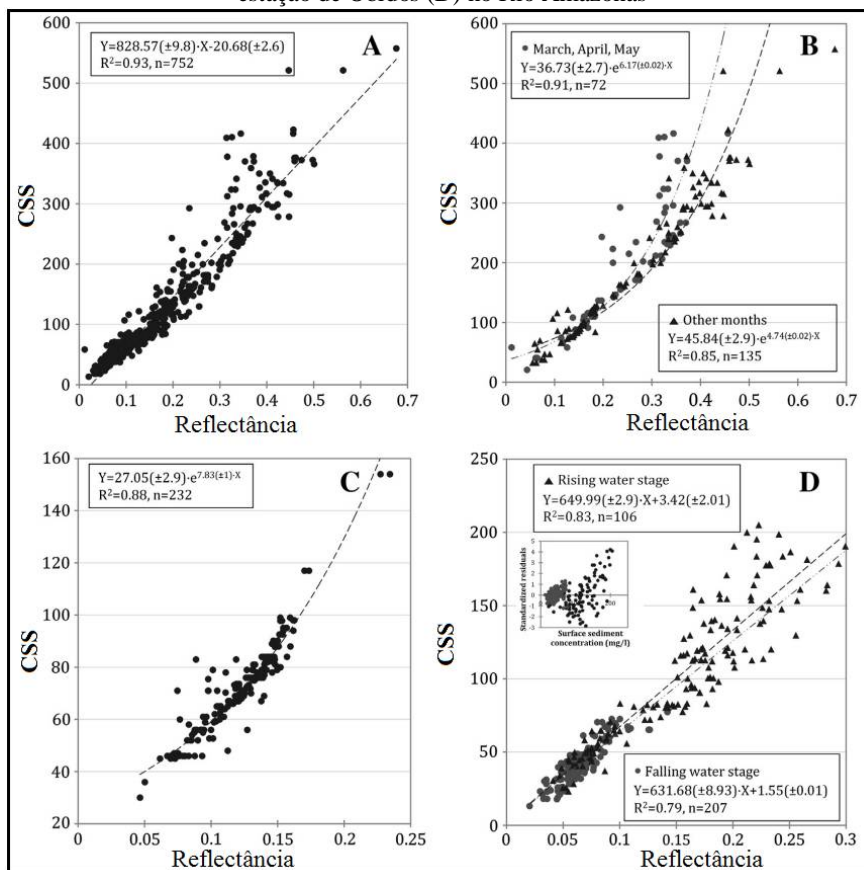
passaram por filtros de qualidade de pixels, que foram definidos para janelas de 5x5 pixels, em que pixels de má qualidade foram excluídos. Ao final foram selecionadas apenas as coletas que retornassem 15 pixels ou mais (PARK e LATRUBESSE, 2014). Após a aplicação desses critérios de seleção, as coletas foram submetidas à análise linear de mistura espectral para separação do componente respectivo apenas à água pura, em que foram definidos quatro *endmembers*: água, vegetação, areia exposta e área urbana.

Ao final, o procedimento de seleção de pixels de Park e Latrubesse (2014) resultou em 752 coletas que poderiam ser relacionadas com a concentração de sedimentos, sendo: 207 para estação de Tabatinga; 232 para Manacapuru e 313 para Óbidos. Em relação à modelagem, inicialmente os autores testaram o ajuste entre todos os valores das três estações, o que resultou em um modelo robusto, com R^2 de 0,93 (Figura 27). No entanto, os autores particionaram esse modelo geral para modelos respectivos às estações de coleta. Foi elaborado um modelo para a estação de Manacapuru, dois modelos para a estação de Tabatinga, os quais abrangem dois diferentes períodos do ano, e dois modelos para a estação de Óbidos, os quais abrangem dois períodos hidrológicos distintos (Quadro 4), resultando em cinco modelos para as três estações.

Os modelos foram aplicados em 2112 imagens compostas de oito dias para o período de 2000 a 2010. Em seu trabalho, Park e Latrubesse (2014) apresentaram mapas de distribuição da CSS para o rio Solimões nos arredores de Manacapuru e para o rio Amazonas em Óbidos, ambos para o ano de 2006. A partir dessas estimativas, os autores mencionam: (i) a diferença entre os níveis de concentração dos rios Amazonas e Tapajós, (ii) interações entre o canal principal e a planície de inundação, em que para diferentes épocas do ano os fluxos d'água que adentram a planície possuem diferentes concentrações, (iii) diferenças sazonais das concentrações em canais que sofrem efeito de barramento devido à variação do nível d'água do rio Amazonas e (iv) variabilidade dos níveis de concentração no interior do canal principal, em que se observou como grandes ilhas atuam como receptoras de sedimento (PARK e LATRUBESSE, 2014).

Algumas das análises feitas por Park e Latrubesse (2014) são questionáveis. Enquanto os modelos foram calibrados a partir de coletas feitas nos canais, eles foram aplicados também nas planícies de inundação, onde as águas possuem complexidade óptica elevada e variável sazonalmente. Modelos calibrados em uma determinada condição óptica não são adequados para aplicação em condições muito distintas, como é o caso. Portanto, as análises feitas pelos autores devem possuir validade apenas quando feitas dentro dos limites dos canais fluviais.

Figura 27 - Relação entre a concentração de sedimentos suspensos e refletância de superfície MODIS da banda 1 para todos os 752 valores (A), para a estação de Tabatinga (B) e Manacapuru (C) no Rio Solimões e para a estação de Óbidos (D) no Rio Amazonas



Fonte: Park e Latrubesse (2014).

Lobo *et al.* (2014) avaliaram uma série temporal de 40 anos de imagens dos sensores da série Landsat sobre a bacia hidrográfica do rio Tapajós. A base de dados incluiu imagens MSS, TM e OLI, as quais foram utilizadas para estimativa da CSS no rio Tapajós e principais afluentes. Um dos principais motivos que levaram a execução do estudo foi o fato de que a área é alvo de mineração de ouro desde a década de 1950, então a série histórica de imagens foi adotada para a compreensão de seus efeitos sobre o TSS. Como foram utilizados dados de três diferentes sensores, abrangendo um grande período de tempo, os autores reportam uma série extensiva de procedimentos para correção atmosférica e normalização das imagens, com base em dados adquiridos *in situ*, modelo 6S e correção do brilho solar (“*Sun glint*”).

Lobo *et al.* (2014) fizeram duas campanhas de campo, concomitantes a duas passagens de satélites: 19/03/2011 e 16/09/2012, as quais correspondem respectivamente aos imageamentos Landsat 5/TM e IRS/LISS-III. A segunda campanha a campo foi correlacionada ao sensor LISS-III devido à descontinuidade operacional do Landsat 5. Nessas

campanhas a campo foram feitas amostragens de CSS e medidas radiométricas. O modelo para estimativa da CSS para a série temporal de imagens foi estabelecido a partir da relação entre CSS e a banda espectral do vermelho, com $R^2 = 0,94$ (Figura 28, Quadro 4), o qual foi estabelecido a partir das duas imagens concomitantes às saídas a campo, dos sensores TM e LISS-III. No entanto, os autores não mencionam quais são os possíveis erros da aplicação desse modelo em dados MSS e OLI, em que a banda do vermelho possui diferentes faixas espectrais e diferentes resoluções radiométricas.

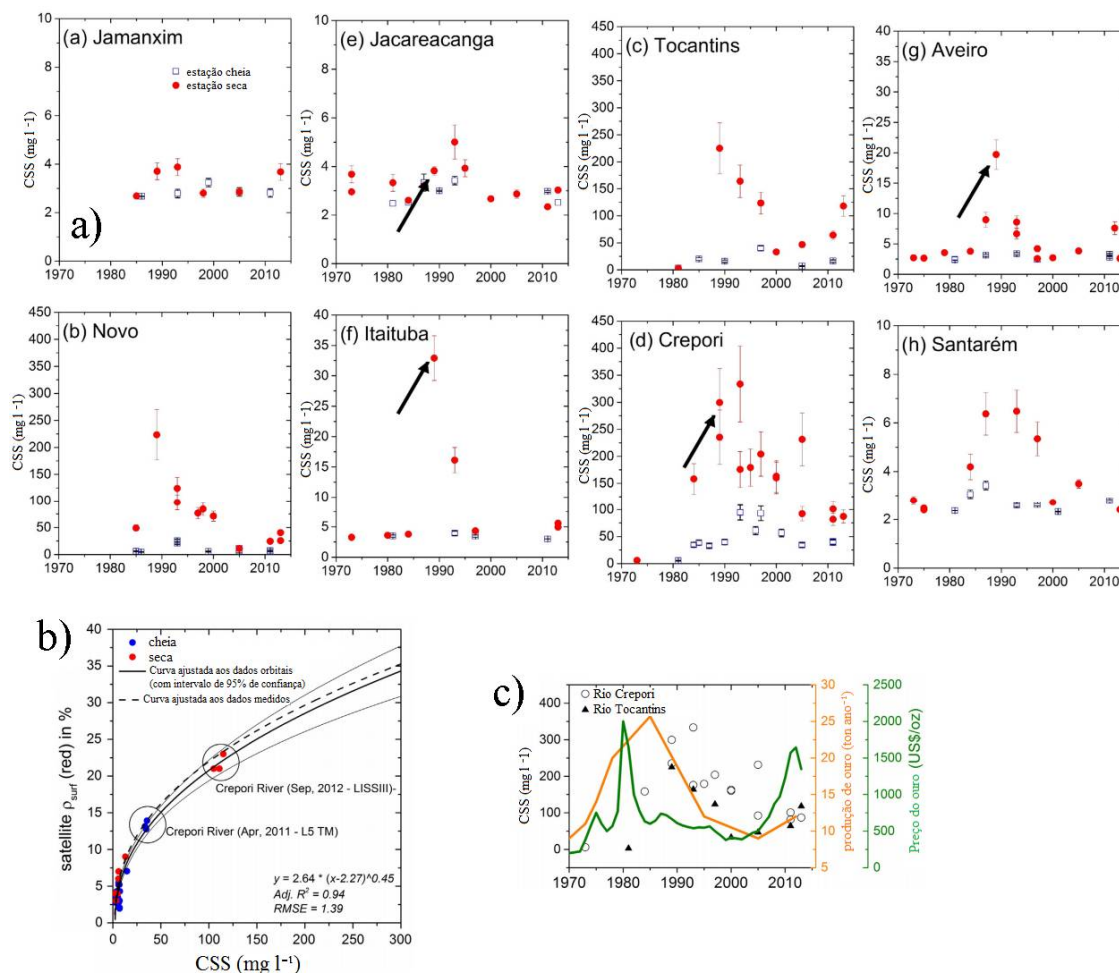
No total, Lobo *et al.* (2014) aplicaram o modelo em 77 imagens, 31 para o período de águas altas e 46 para o período de águas baixas. Os autores encontraram duas dinâmicas temporais da CSS na bacia do rio Tapajós. A primeira é anual, em que os maiores valores ocorrem durante as águas baixas e os menores valores de CSS correspondem às águas altas (Figura 28). Segundo os autores, isso ocorre porque a maioria das atividades de mineração cessa durante a estação chuvosa, de águas altas e reiniciam durante a estação seca, de águas baixas. Portanto, a sazonalidade anual da CSS na bacia do rio Tapajós estaria relacionada à intensidade das atividades de mineração de ouro.

O segundo processo temporal encontrado foi de escala de décadas. Os maiores valores de CSS foram observados no final da década de 1980 e início da década de 1990 para sete de oito pontos de amostragem (Figura 28). Isso não aconteceu apenas para a estação Jamaxin, a qual drena uma área em que há poucas explorações de ouro. Essa dinâmica temporal foi explicada pelos autores devido à variação no preço do ouro (Figura 28), de forma que quando a cotação é maior, a intensidade das atividades são maiores na região, explicando os maiores valores de produção do ouro e consequente do aumento da CSS.

3.5.1 Estimativas via dados MODIS e TM

Ao observar o Quadro 4, nota-se que atualmente há uma tendência do uso de dados MODIS para estimativa da CSS nos rios da bacia hidrográfica amazônica. Realmente, a extensão desses sistemas permite o uso de dados de tal resolução espacial, de 250 m para as bandas 1 e 2, sendo feita uma ressalva às bandas de 500 m do azul e do verde, utilizadas por Kilham e Roberts (2011), que possivelmente não são compatíveis com alguns grandes tributários do rio Amazonas. Realmente, os produtos MODIS possuem uma série de vantagens: (i) acesso gratuito aos dados; (ii) disponibilidade de dados bem calibrados e corrigidos por processos atmosféricos; (iii) alta resolução radiométrica, de 12 bits; e (iv) alta frequência temporal de imageamento.

Figura 28 – (a) Série temporal da CSS em oito estações da bacia hidrográfica do Rio Tapajós, estimada via dados MSS, TM e OLI. (b) modelo para estimativa da CSS a partir da banda do vermelho. (c) relação sugerida entre o preço do ouro, produção de ouro na região de estudo e a CSS



Fonte: Lobo *et al.* (2014).

Quando as características dos dados MODIS são comparadas com os dados do programa Landsat, apenas (i), o acesso gratuito, é equivalente aos produtos MODIS. Em relação à (ii), para grande parte do tempo de operação do programa Landsat, as imagens eram disponibilizadas apenas em número digital, sem qualquer transformação para valores com significado físico, ou correções acerca de efeitos atmosféricos. Apenas recentemente estão sendo disponibilizadas imagens TM e ETM+ que passaram pelo procedimento de correção atmosférica (http://landsat.usgs.gov/CDR_LSR e <http://earthexplorer.usgs.gov>). Em relação à (iii) a maior parte dos dados Landsat possuem baixa resolução radiométrica quando comparada à resolução do sensor MODIS. Também, apenas recentemente, em 2013, o programa Landsat obteve um sensor em operação, de resolução radiométrica idêntica aos dados MODIS, o OLI, a bordo do Landsat 8. Considerando os tópicos i, ii e iii, nota-se que os

dados da série Landsat estão tendendo a uma equiparação com a série MODIS. Contudo, talvez o tópico (iv), a resolução temporal quase diária para a região intertropical, deve ser o fator mais importante para a preferência por dados MODIS para a estimativa da CSS em rios amazônicos. Essa alta frequência amostral permite uma avaliação adequada dos corpos hídricos amazônicos, os quais são dinâmicos, além da persistente cobertura por nuvens, que dificulta a obtenção das cenas. Nesse quesito, os dados Landsat possuem uma limitação, pois sua resolução temporal, de 16 dias, é muito inferior à resolução dos sensores MODIS.

Em relação aos estudos que utilizaram dados do programa Landsat, nesta revisão bibliográfica notou-se primeiramente o trabalho de Mertes *et al.* (1993), que apresentou o modelo em si, para estimativa das concentrações, e Mertes (1994), que apresentou sua aplicação, gerando estimativas de taxas de deposição de sedimento sobre as planícies de inundação. Observe que na época desses trabalhos ainda não havia a opção do uso de dados MODIS. Além desse trabalho, e após o lançamento dos sensores MODIS, Montanher (2013) elaborou modelos para diversos rios amazônicos de águas brancas, com uso de dados Landsat 5/TM, os quais estão resumidos em Montanher *et al.* (2014). O intuito não é que tais modelos concorram com as estimativas MODIS de diversos outros trabalhos, mas que o potencial dos dados Landsat também possa ser explorado: sua larga abrangência temporal, de 1984 a 2011. De fato, a série MODIS iniciou no ano de 2000, e muitas estações de amostragem *in situ* são deficientes em mostrar detalhes do transporte de sedimentos dos rios amazônicos, como as três coletas ao longo do ano disponibilizadas pela ANA. Portanto, principalmente para as décadas de 1980 e 1990, os dados Landsat são a única opção para estimativa da CSS. Essa característica foi explorada com êxito pelo estudo de Lobo *et al.* (2014), em que foi encontrada uma relação entre a CSS e as atividades de mineração de ouro na bacia do rio Tapajós. Para estimativa da série temporal de CSS, os autores utilizaram apenas dados do programa Landsat: MSS, TM e OLI.

Algo recorrentemente encontrado nesta revisão bibliográfica, especificamente em todos os trabalhos que utilizaram dados do sensor MODIS (MARTINEZ *et al.*, 2009; KILHAM e ROBERTS, 2011; ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2012; ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013; PARK e LATRUBESSE, 2014), foi a valorização dos melhores aspectos de tais dados em detrimento de dados Landsat para estimativa da CSS nos rios amazônicos. Isso é compreensível sob a ótica de que, ao adotar uma base de dados, deve-se defender a escolha, e que realmente os dados MODIS possuem melhor calibração, resolução radiométrica e correção atmosférica. Sendo assim, espera-se que realmente os modelos baseados em dados

MODIS tenham uma precisão maior em relação aos modelos com base em dados TM, embora não tenha sido encontrado nenhum trabalho que demonstre isso para a bacia amazônica.

Como neste trabalho são utilizados modelos que estimam a CSS a partir de dados do programa Landsat, foi feita uma comparação entre os erros médios desses modelos com aqueles baseados em dados MODIS. Os dados adotados para essa comparação estão presentes no Quadro 4. Ela apresenta os erros médios de estimativa de cada modelo, mas esses valores não devem ser comparados diretamente. Como a relação entre CSS e reflectância não é linear e tende à saturação, à medida que aumentam os níveis de concentração é mais difícil a captação das variações no sinal proveniente d'água pelos sensores orbitais. Isso faz com que os modelos que lidam com maiores concentrações tenham, naturalmente, maiores erros de estimativa (vide Figura 9 de Montanher *et al.*, 2014, para a bacia amazônica), fato que pode ser observado na Figura 29 (quadro a), que apresenta todos os modelos citados. Portanto, os erros médios foram comparados com o nível máximo de concentração que cada modelo trabalha (Figura 29).

Para todos os modelos analisados, a análise de correlação entre a CSS máxima de cada modelo e seu respectivo erro médio demonstra que há forte relação linear entre ambos (Figura 29a), confirmando que quanto maior for a CSS, maior será o erro de estimativa. O elevado valor de R^2 (0,95) indica que a principal causa dos erros não está relacionada aos sensores ou aos modelos, mas sim ao comportamento da relação entre CSS e reflectância. Para um mesmo valor de máxima concentração que um determinado modelo lida, aparentemente os erros são menores para as estimativas fornecidas pelos modelos que utilizaram dados Landsat do que os modelos que utilizaram dados MODIS (Figura 29b). Entretanto, o quadro b dessa figura inclui um modelo de Montanher *et al.* (2014) que lida com concentrações muito maiores do que os outros modelos (3561 mg L^{-1}), possuindo um grande peso no estabelecimento da posição da reta obtida pela regressão linear. Sendo assim, os dados desse modelo foram retirados e foi realizada outra análise, em que os resultados (Figura 29c) demonstram uma diferença até mais evidente de que os modelos que utilizam dados TM são mais precisos para mesmos níveis de concentração.

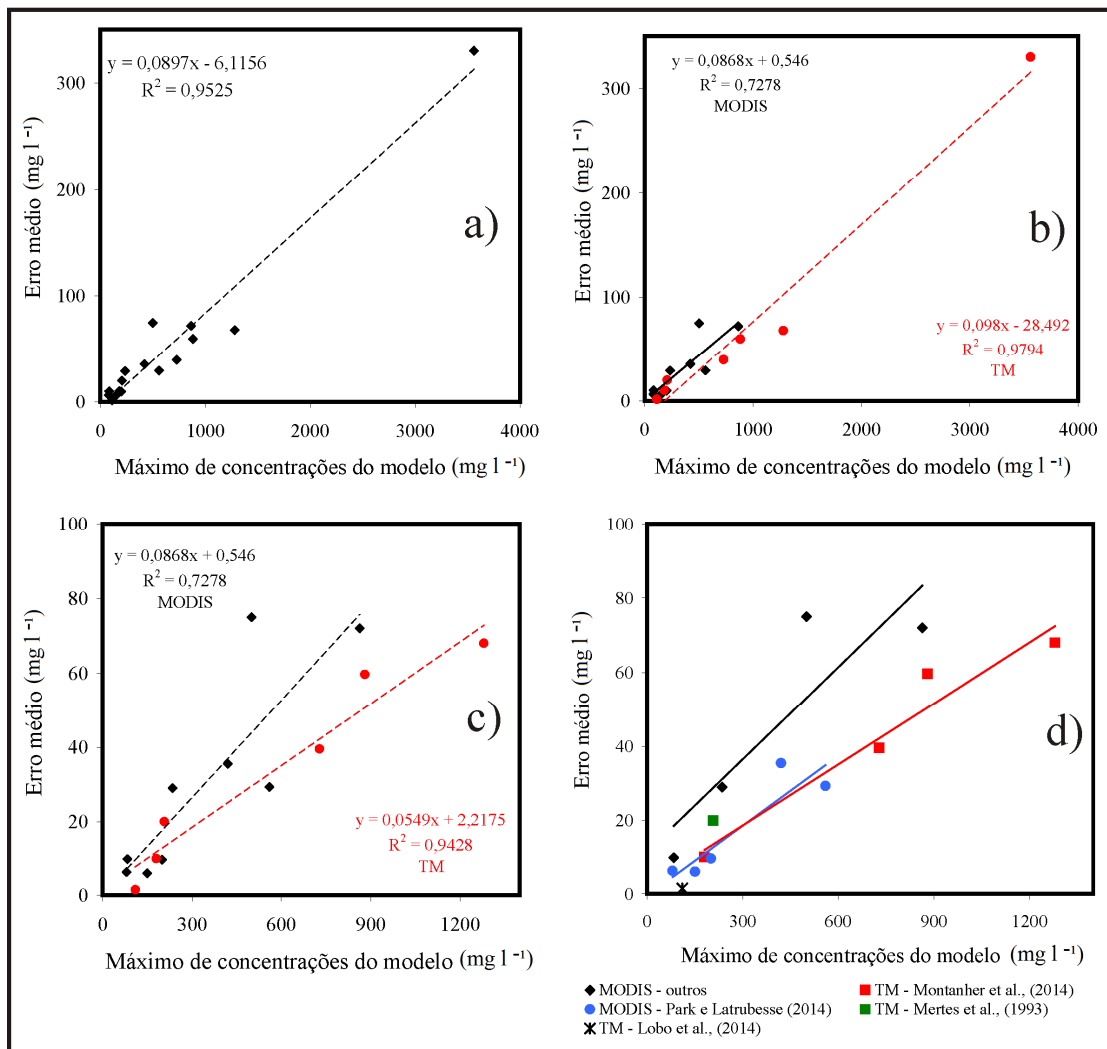
A análise dos modelos, de acordo com os autores (figura 29d), demonstra que o modelo de Mertes *et al.* (1993) possui uma relação entre erro e concentração próxima à tendência dos modelos de Montanher *et al.* (2014), todos que utilizaram dados TM. Ainda observa-se que os modelos de Park e Latrubesse (2014) possuem uma tendência quase idêntica aos modelos de Montanher *et al.* (2014). Os modelos baseados em dados MODIS que

são mais discrepantes em relação às estimativas TM são os modelos de Martinez *et al.* (2009) e Espinoza Villar *et al.* (2012).

Embora as tendências ajustadas mostrem que menores erros são produzidos por modelos baseados em dados TM, para uma determinada concentração de sedimentos, os dados apresentados não permitam afirmar que as estimativas produzidas por modelos TM sejam mais precisas do que aquelas produzidas por modelos MODIS, dado o baixo número amostral e a consequente impossibilidade de testes estatísticos robustos. De qualquer forma, essa comparação mostra que, no mínimo, os modelos TM possuem erros muito semelhantes aos modelos MODIS. Esse fato não é condizente com as críticas feitas ao uso de dados TM para estimativa da CSS nos rios amazônicos.

Uma possível explicação para esse panorama pode ser que, enquanto Montanher *et al.* (2014) utilizaram uma abordagem multivariada, com 11 possíveis variáveis de entrada, em que os modelos possuem 6 ou 7 variáveis explicativas, os modelos baseados em dados MODIS possuem, em sua maioria, apenas uma variável explicativa. Dentre esses, apenas o modelo de Espinoza Villar *et al.* (2013) para o rio Madeira baseia-se em uma razão entre duas bandas, o que já fornece informações sobre duas faixas espectrais, embora o modelo propriamente não seja multivariado. Caso isso seja verdadeiro, talvez a baixa resolução radiométrica do sensor TM seja compensada, em parte, pela maior quantidade de faixas espectrais (cinco), enquanto que os modelos baseados em dados MODIS possuem apenas duas bandas disponíveis, levando em conta aquelas que possuem 250 m de resolução especial. O resultado encontrado por Montanher *et al.* (2014), de que a banda 5, faixa espectral não disponível para a resolução espacial de 250 m do sensor MODIS, é útil para estimativa da CSS, corrobora com essa afirmação.

Figura 29 – (a) Relação ente o máximo da concentração de sedimentos em suspensão e o erro médio de cada modelo de estimativa apresentado no Quadro 4. Para todos os modelos, sem qualquer diferenciação; (b) Para todos os modelos, com diferenciação entre modelos que utilizam dados MODIS e TM; (c) Diferenciação entre modelos MODIS e TM para as faixas de concentrações mais comuns; (d) Diferenciação dos modelos de alguns autores



4 GERAÇÃO DE SÉRIES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS PARA OS RIOS AMAZÔNICOS DE ÁGUAS BRANCAS

Este capítulo apresenta os métodos utilizados para obtenção de séries temporais de transporte de sedimentos dos rios amazônicos de águas brancas, que constituem a base de dados principal desta pesquisa. Para geração dessas séries, foram utilizados dados de vazão e CSS, em que alguns foram adquiridos de fontes já existentes e outros foram gerados no âmbito desta pesquisa.

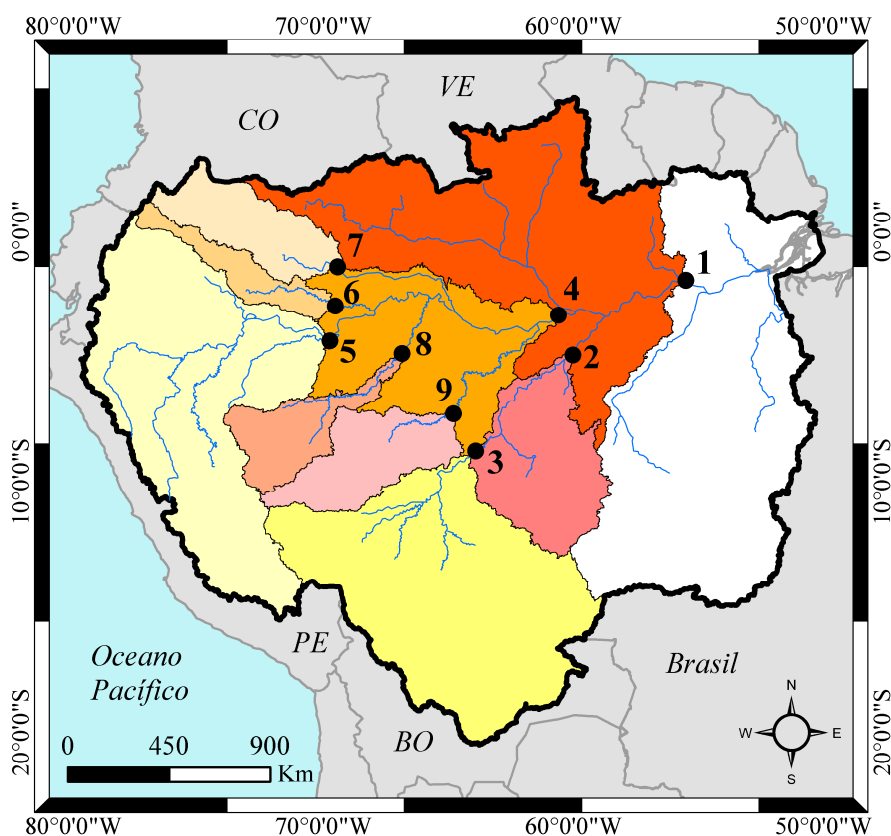
Como este estudo lida com dados originais, um esforço foi feito para uma descrição extensiva das séries de dados. Não são assumidas hipóteses sobre as descrições em si, mas elas foram importantes para a execução do trabalho como um todo, e devem ser igualmente importantes para apreciação dos dados pelo leitor. Portanto, a descrição dos dados em si faz parte dos objetivos desta pesquisa, sendo o foco dos resultados deste capítulo. Os objetivos específicos da etapa da pesquisa descrita neste capítulo são: i) produzir estimativas da CSS, por meio da aplicação de modelos empíricos em imagens Landsat 5/TM, para aumentar a base de dados dos rios amazônicos de águas brancas; e ii) apresentar as séries temporais de transporte de carga suspensa em termos diário, mensal e anual, bem como obter média e desvio padrão mensal.

As séries de transporte de sedimentos suspensos foram geradas para nove estações (Figura 30). Portanto, foram obtidos dados de CSS adquiridos *in situ* e estimados via imagens orbitais, além de dados de vazão para todas essas estações. A estação de Óbidos é a única no rio Amazonas e a mais a jusante entre todas as estações. Cerca de 80% da bacia amazônica está a montante desse ponto do rio Amazonas. Os rios que drenam as regiões que estão à jusante de Óbidos são de águas claras e contribuem muito pouco em termos de carga sedimentar (NITTROUER *et al.*, 1995; FILIZOLA e GUYOT, 2009).

Nos rios Madeira e Solimões foram adotadas duas estações, de montante para jusante: Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, no rio Madeira, e de montante para jusante: Tabatinga e Manacapuru, no rio Solimões. Embora existam outras estações de monitoramento nos segmentos situados entre as duas estações de cada rio, optou-se por essas pelo fato de serem as que estão mais distante entre si e possuem as séries de dados mais completas. Adicionalmente, é interessante detalhar o comportamento espaço-temporal da produção sedimentar dessas duas bacias porque esses rios são os dois principais fornecedores de material sedimentar para o rio Amazonas, cada um contribuindo aproximadamente com metade do total (MEADE, 1994; FILIZOLA, 1999).

Outras quatro estações estão localizadas em afluentes do rio Solimões. Desses rios, dois drenam os Andes no Equador e na Colômbia: rio Içá (estação de Ipiranga Velho) e o rio Japurá (estação de Vila Bittencourt). Embora tais rios sejam importantes afluentes do rio Solimões, não são muito significativos em termos absolutos de produção de sedimentos de toda a bacia amazônica. No entanto, tais rios drenam uma porção da bacia que está sobre o Equador geográfico e em grande parte ao norte dele. Como tais regiões experimentam diferentes regimes climáticos, quando comparadas com o restante da bacia (a sul), podem possuir diferentes regimes hidrossedimentológicos.

Figura 30 – Localização das estações fluviométricas utilizadas e suas respectivas áreas de drenagem. 1 – Óbidos; 2 – Fazenda Vista Alegre; 3 – Porto Velho; 4 – Manacapuru; 5 – Tabatinga; 6 – Ipiranga Velho; 7 – Vila Bittencourt; 8 – Juruá; 9 – Lábrea



Por último, foram utilizadas duas estações situadas em outros dois afluentes do rio Solimões: Gavião, no rio Juruá e Lábrea, no rio Purus. Igualmente aos outros dois afluentes do rio Solimões, estes não possuem cargas excepcionais em relação ao total da bacia. No entanto, esses rios são de águas brancas, apesar de suas bacias hidrográficas estarem em

regiões de relevo suave, não abrangendo os Andes. As cabeceiras de drenagem desses dois rios estão na região influenciada pelo Arco de Fitzcarraldo (RÄSÄNEN *et al.*, 1987; ESPURT *et al.*, 2007). Tais áreas estão sujeitas a um soerguimento regional (arqueamento) desde quatro milhões de anos antes do presente, o que têm provocado uma reorganização da drenagem, em formato radial, e têm levado à incisão dos canais devido ao rebaixamento do nível de base. Por causa dessa característica peculiar dessas drenagens é interessante comparar sua produção sedimentar com os outros sistemas fluviais, com cabeceiras de drenagem nos Andes. Além do mapa de localização geral, representado na Figura 30, as estações estão descritas em maior detalhe no Apêndice A.

4.1 Métodos

A metodologia utilizada para geração das séries de transporte de sedimentos suspensos é extensa (Figura 31). As etapas presentes no fluxograma representado na Figura 31 estão descritas nos tópicos subsequentes, mas para uma melhor compreensão da metodologia como um todo, alguns aspectos serão mencionados nesta parte do texto.

No topo do fluxograma estão dispostas algumas bases de dados pré-existentes, como os dados orbitais. Esses dados passaram por uma série de procedimentos (organizados na coluna vertical da esquerda, tópicos 4.1.1 até o tópico 4.1.6), para que ao final produzissem uma série de dados de CSS, a qual foi incorporada com os dados já existentes, tanto da ANA quanto do HYBAM. Todo esse conjunto de dados foi processado para que gerasse séries diárias de CSS (coluna central).

Na coluna do lado direito encontram-se os dados de vazão, que também podem ter duas fontes (ANA e HYBAM). Uma série de procedimentos também foi aplicada para obtenção de séries diárias de vazão. Como produto da combinação das duas séries (vazão e CSS), obteve-se séries diárias de transporte de sedimentos suspensos.

4.1.1 Seleção de imagens

Foi feito um levantamento de imagens do sensor TM que recobrissem as estações usadas para a caracterização do transporte de sedimentos no banco de dados do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), por meio do endereço eletrônico: www.dgi.inpe.br/CDSR/. As cenas utilizadas estão descritas no Quadro 5 e espacialmente representadas na Figura 32 (o Apêndice A apresenta um maior detalhamento dessas cenas).

A obtenção de imagens das órbitas/ponto descritas no Quadro 5 e na Figura 32 incluiu cenas de baixa qualidade, com falhas radiométricas e/ou cobertura de nuvens. Foi averiguado em cada imagem, via interpretação visual, se os rios, nas áreas de interesse, estavam livres de tais efeitos. Caso os ruídos e as nuvens cobrissem a totalidade dos possíveis locais de aplicação dos modelos, as imagens eram descartadas.

Figura 31 – Fluxograma metodológico para geração de estimativas do transporte de sedimentos suspensos. O ponto de interrogação abaixo da caixa 4.1.3 indica que não sabe-se, *a priori*, se os modelos desenvolvidos para imagens Landsat 5 são aplicáveis em imagens Landsat 7. As caixas em cinza-claro indicam bases de dados, enquanto que as caixas em cinza-escuro indicam procedimentos aplicados

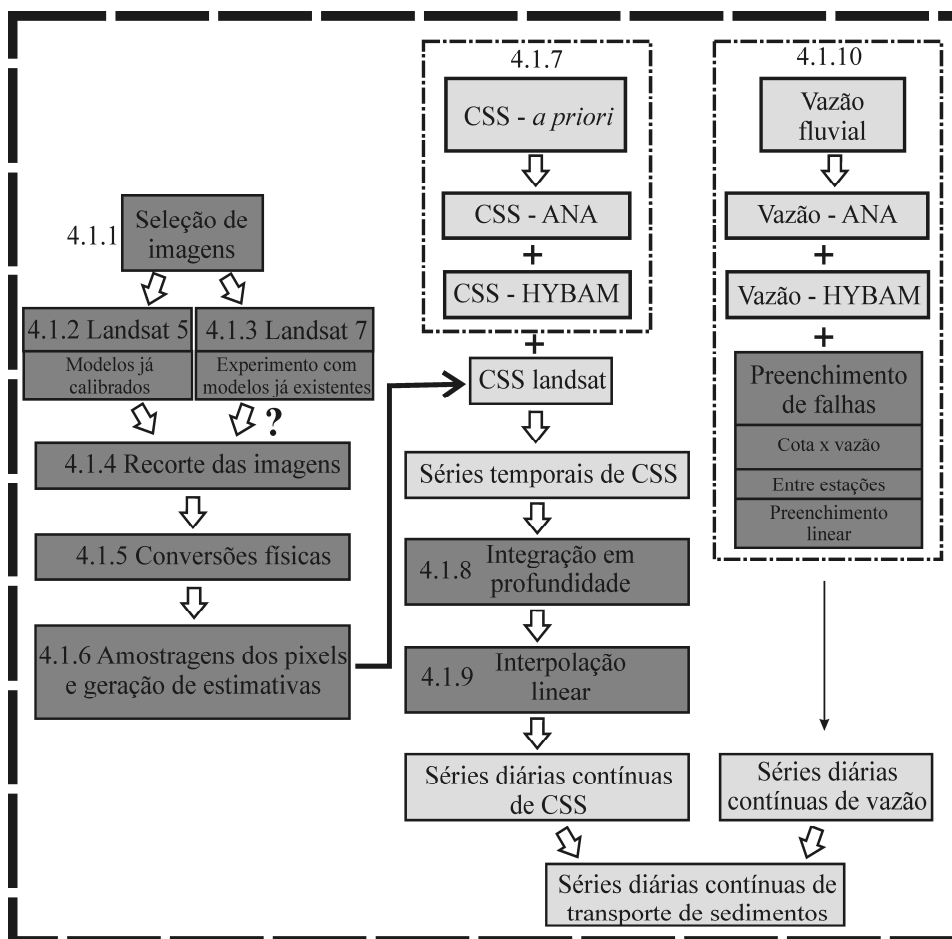
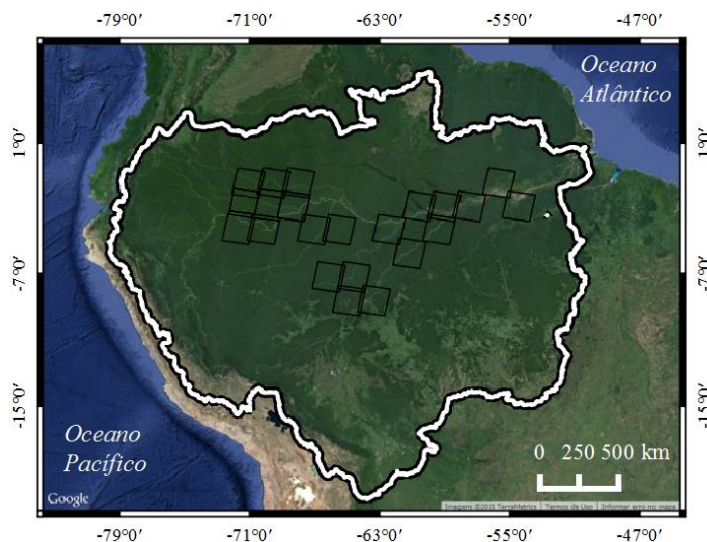


Figura 32 - Distribuição espacial de 20 cenas Landsat 5/TM utilizadas neste estudo. A linha em branco indica os limites da bacia hidrográfica amazônica



Quadro 5 - Descrição das cenas Landsat/TM utilizadas para estimativa da CSS

Rio	Estação	Órbita / ponto
Amazonas	Óbidos	227/062 ; 228/061 ; 229/062
Solimões	Manacapuru	230/062 ; 231/062 ; 232/063
	Teresina	003/062 ; 004/063 ; 005/063
Madeira	Fazenda Vista alegre	230/063 ; 231/064
	Porto Velho	232/066 ; 233/066
Içá	Ipiranga Velho	003/062 ; 004/062 ; 005/062
Japurá	Vila Bittecourt	003/061 ; 004/061 ; 005/061
Juruá	Gavião	001/063 ; 002/063
Purus	Lábrea	001/065 ; 233/065

4.1.2 Modelos para imagens Landsat 5/TM

Os modelos foram desenvolvidos por meio de abordagem empírica (regressão multivariada), em que as variáveis são bandas e razões entre bandas espectrais do sensor TM. A unidade física de entrada é a reflectância no topo da atmosfera (ou aparente) para as bandas: 1, 2, 3, 4 e 5. Tais modelos, bem como todas as etapas de desenvolvimento, estão descritas em Montanher (2013) e Montanher *et al.* (2014). Os modelos utilizados neste estudo são:

$$CSS = \left(25,26 - 2,62\rho_2 + 1,87\rho_3 + 1,72\rho_4 - 0,92\rho_5 + 27,9\frac{\rho_3}{\rho_1} - 11,78\frac{\rho_4}{\rho_3} - 81,23\frac{\rho_3}{\rho_2 + \rho_1} \right)^2 \quad (2)$$

$$CSS = \left(-105,37 - 7,93\rho_1 + 6,79\rho_2 - 2,19\rho_5 + 179,46\frac{\rho_3}{\rho_2} - 164,63\frac{\rho_3}{\rho_1} + 91,07\frac{\rho_2}{\rho_1} + 45,36\frac{\rho_4}{\rho_3} \right)^2 \quad (3)$$

$$CSS = \left(-19,39 - 6,48\rho_2 + 7,11\rho_3 - 1,94\rho_5 - 145,37\frac{\rho_3}{\rho_1} + 112,23\frac{\rho_2}{\rho_1} - 25,97\frac{\rho_4}{\rho_3} + 92,35\left(\frac{\rho_4 + \rho_3}{\rho_2 + \rho_1}\right) \right)^2 \quad (4)$$

$$CSS = \left(-74 - 2,27\rho_2 + 3,02\rho_3 - 1,27\rho_5 + 183,8\frac{\rho_3}{\rho_2} + 99,84\frac{\rho_2}{\rho_1} - 462,41\frac{\rho_3}{\rho_2 + \rho_1} + 29,78\left(\frac{\rho_4 + \rho_3}{\rho_2 + \rho_1}\right) \right)^2 \quad (5)$$

Em que:

ρ_1 = reflectância na banda espectral do azul;

ρ_2 = reflectância na banda espectral do verde;

ρ_3 = reflectância na banda espectral do vermelho;

ρ_4 = reflectância na banda espectral do infravermelho próximo;

ρ_5 = reflectância na banda espectral do infravermelho de ondas curtas em 1,676 μm .

A equação 2 refere-se ao modelo aplicável ao rio Amazonas; a equação 3 para o rio Madeira; a equação 4 aos rios Andinos de baixa produção sedimentar e a equação 5 para os rios com cabeceiras situadas na região do Arco de Fitzcarraldo.

4.1.3 Experimento com imagens Landsat 7/ETM+

Os modelos para estimativa da concentração de sedimentos suspensos adotados neste estudo foram desenvolvidos a partir de dados do sensor TM, a bordo do satélite Landsat 5. Como o sensor ETM+, a bordo do satélite Landsat 7, possui características muito semelhantes, como: resoluções espacial e radiométrica e faixas espectrais das bandas, levantou-se a hipótese de que os modelos poderiam fornecer estimativas adequadas quando aplicados em dados ETM+. Em caso positivo, o banco de imagens ETM+ seria uma opção adicional para aumentar a resolução temporal das estimativas da CSS em rios amazônicos, bem como auxiliar no preenchimento de falhas de dados *in situ*.

Apesar de o foco deste experimento ser na avaliação da adequabilidade dos dados ETM+ para estimativa da CSS, também foi necessário processar imagens TM para que o erro das estimativas ETM+ fosse comparado com as estimativas fornecidas pelos dados que foram utilizados para elaboração dos modelos. O experimento foi conduzido da seguinte forma: inicialmente foram observadas as séries de dados *in situ* do programa ORE/HYBAM e a disponibilidade de imageamentos, livres de cobertura de nuvens, tanto do sensor TM quanto do ETM+. Selecionou-se um período de tempo em que houvesse dados dessas três origens. A área escolhida para aplicação localiza-se no rio Amazonas, levando em conta o modelo homônimo.

Foram processadas 132 imagens ETM+, abrangendo o período entre 23/07/1999 e 02/06/2003, em que: 51 são da cena 227/062; 39 são da cena 228/061 e 42 são da cena 229/062. Com relação aos dados TM, foram processadas 102 imagens, abrangendo o período entre 15/06/1999 e 14/10/2003, em que 40 são da cena 229/062, 31 da cena 228/061 e 31 da cena 227/062. A realidade a ser comparada com as estimativas provenientes dos dados produzidos pelos dois sensores orbitais constitui-se de 191 valores fornecidos por coletas *in situ* do programa ORE/HYBAM.

Em termos de sequência metodológica, como os modelos utilizados foram desenvolvidos a partir de imagens Landsat 5, estas passaram pelos próximos procedimentos descritos, para geração de estimativas. Já a aplicação em imagens Landsat 7 depende do resultado deste experimento, por esta razão na Figura 31 há um ponto de interrogação próximo à seta que indica para o recorte das imagens (caso fosse observado que os modelos não eram aplicáveis em imagens Landsat 7, estas não seriam processadas).

4.1.4 Recorte das imagens

O procedimento para recorte das áreas de interesse em cada imagem (amostragem dos pixels em que os modelos seriam aplicados) foi feita da mesma forma que para geração dos modelos, método já descrito em Montanher (2013) e Montanher *et al.* (2014). No entanto os procedimentos também serão descritos neste documento.

Para cada imagem em que os modelos foram aplicados, foi definida uma área de amostragem de pixels. Com base no fato de que muitos elementos não relacionados à composição da água podem provocar mudanças nos valores de reflectância espectral esta etapa da metodologia visa a coleta da informação espectral da água em condições que se aproximem ao máximo da REM realmente refletida pelo volume d'água. Portanto, 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 evitou locais próximos às nuvens, plumas de aerossóis, bancos de areia e margens, pois em tais condições o efeito de adjacência também pode adicionar ruído à informação espectral de interesse. Os elementos de interpretação visual de imagens (LILLESAND e KIEFER, 1994; JENSEN, 2009) foram empregados para avaliação destas condições. Podem ser observados alguns exemplos de como foram feitas essas amostragens a partir da Figura 33.

4.1.5 Conversões físicas

As imagens orbitais são constituídas por um grande número de pixels, os quais, quando não possuem qualquer processamento, estão em unidade de número digital (ND). Portanto, os recortes das imagens originais estão em ND. Para aplicação dos modelos e geração de estimativas de CSS, é necessária a conversão dos pixels de cada banda espectral em reflectância aparente ($\rho_{apa(\lambda)}$) da seguinte forma:

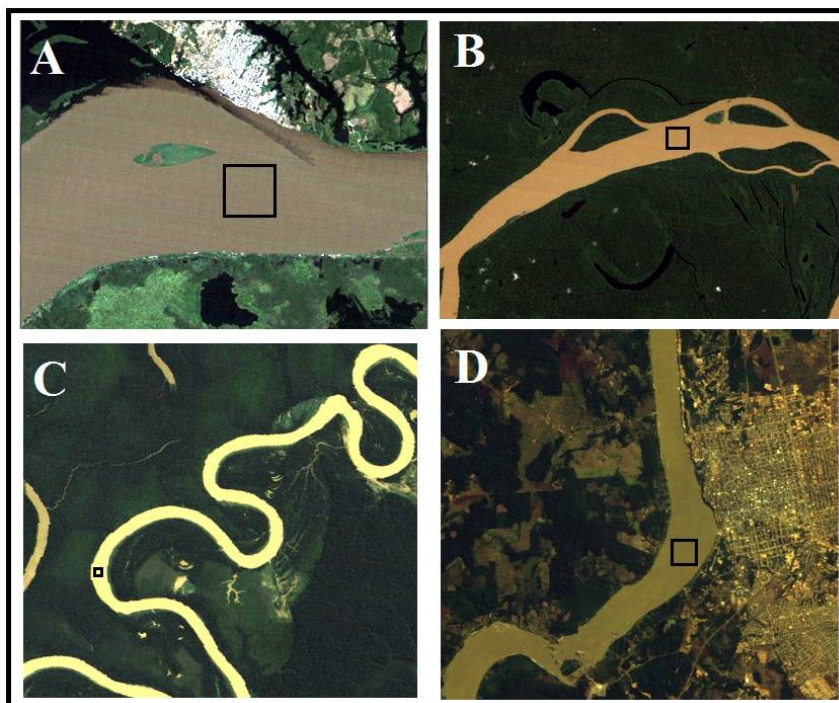
$$ND_{\lambda} \rightarrow L_{\lambda} \rightarrow \rho_{apa(\lambda)} \rightarrow CSS \quad (6)$$

Em que:

L_{λ} = radiância ($W / m^2 sr \mu m$);

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

Figura 33 – Exemplos de áreas de recortes de imagens Landsat 5/TM para geração de estimativas de CSS. As áreas que foram recortadas estão representadas por quadrados pretos. (a) Rio Solimões em Manacapuru (24/07/2003); (b) – Rio Içá (14/08/1984); (c) – Rio Juruá (28/06/1986); (d) – Rio Madeira em Porto Velho (17/07/1998)



A conversão do ND_λ para L_λ pode ser realizada, de acordo com Markham e Barker (1986), da seguinte forma:

$$L_\lambda = \left(\frac{LMAX_\lambda - LMIN_\lambda}{ND_{\max} - ND_{\min}} \right) (ND_\lambda - ND_{\min}) + LMIN_\lambda \quad (7)$$

Em que:

$LMAX_\lambda$ = 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 $\rho_{apa(\lambda)}$:

$$\rho_{apa(\lambda)} = \frac{\pi \times L_\lambda \times d^2}{ESUN_\lambda \times \cos \theta_s} \quad (8)$$

Em que:

d = distância terra-sol (unidades astronômicas).

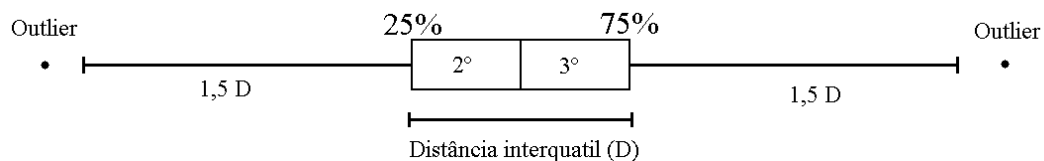
Os valores de $ESUN_\lambda$ e d estão disponíveis em Chander *et al.* (2009) e θ_s é fornecido conjuntamente com as imagens. As conversões do ND_λ para L_λ e $\rho_{apa(\lambda)}$ foram realizadas de forma automática com uso do aplicativo X-6Scorr. Este aplicativo foi

implementado para tornar mais rápida a entrada de dados e o preenchimento de coeficientes para as conversões das imagens. Os detalhes da funcionalidade do aplicativo podem ser encontrados em Montanher e Paulo (2014).

4.1.6 Amostragem dos pixels e aplicação dos modelos

Os valores de refletância das imagens recortadas foram submetidos a um processo de amostragem. Pressupõe-se que mesmo com a escolha dos melhores locais para aplicação 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 reconhecidos nas imagens TM. Então, os valores digitais das áreas recortadas das imagens, para cada banda espectral, foram submetidos à amostragem representada na Figura 34.

Figura 34 - Método de amostragem de pixels



Fonte: Montanher (2013).

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. Este é um método arbitrário, no entanto não há nenhuma forma analítica de definição dos *outliers*. Contudo, 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 possíveis ruídos. Então, espera-se que com a remoção dos *outliers* as amostras sejam menos dependentes de efeitos aleatórios. Após a exclusão dos *outliers* foi calculada a média dos valores dos pixels restantes. Esta média então foi utilizada para aplicação dos modelos descritos nas equações de 2 a 5.

4.1.7 Dados de CSS

A Agência Nacional de Águas (ANA) disponibiliza dados de uma série de estações instaladas na rede hidrográfica amazônica, operadas por diversas instituições. Essas estações medem principalmente a cota fluvial, posteriormente relacionado-a com a descarga fluvial (ou vazão) por meio de curvas-chave. Em menor número e frequência amostral, a ANA também disponibiliza dados de CSS. O esquema de amostragem da agência foi elaborado para coletas a cada três ou quatro meses. De fato, Montanher *et al.* (2013) calcularam uma média de 2,97 coletas por ano para todas as estações de amostragem de CSS da bacia amazônica, ao investigar a disponibilidade de dados da ANA para geração dos modelos adotados neste estudo. Além da baixa frequência amostral, Montanher (2013) constata a existência de diversas lacunas nas séries temporais que inviabilizam uma avaliação adequada do comportamento dos principais sistemas hidrossedimentares amazônicos. No entanto, essa base de dados também foi utilizada, em conjunto com as outras fontes de dados.

Até o início da década de 1980, os poucos dados existentes se referem a coletas realizadas próximo à superfície d'água, entre 40 e 400 cm (FILIZOLA e GUYOT, 2009). Após esse período, as coletas passaram a ser feitas a partir da integração em profundidade, em concordância com protocolos e agências internacionais, em que o valor representa a média do perfil (FILIZOLA e GUYOT, 2009). Ainda segundo os autores, a estação de Óbidos, no rio Amazonas, é a única que continua a coletar a água em superfície para posterior filtragem.

O projeto HiBAM e o programa ORE HYBAM são iniciativas de pesquisa que envolvem, além da França, diversos países que abrangem a região amazônica (Brasil, Peru, Colômbia, Equador, Bolívia e Venezuela). O ORE HYBAM é um programa de longo prazo para avaliação de processos de transporte de matéria na bacia amazônica (FILIZOLA *et al.*, 2011). Os principais focos do programa são na compreensão da transferência de massa da bacia amazônica para o oceano Atlântico, da sensibilidade às variações climáticas e antropogênicas e do papel das áreas úmidas nessas transferências (FILIZOLA *et al.*, 2011). O programa opera em cooperação com instituições de pesquisas e agências nacionais (como a ANA, no Brasil), gerando um conjunto de dados independente.

São coletados, a partir do programa ORE HYBAM, dados diários de hidrologia, dados de CSS a cada 10 dias e dados mensais físico-químicos e de geoquímica em 15 estações de amostragem nos principais grandes rios amazônicos. Os dados são livremente disponibilizados a partir do endereço eletrônico: www.ore-hybam.org. Foram utilizados dados diários de vazão e dados de CSS coletados *in situ*, com frequência amostral de 10 dias. Ao

contrário da maioria dos dados disponibilizados pela ANA, no caso desse programa as coletas d'água para determinação da CSS são feitas em superfície (em torno de 20 cm de profundidade), em amostras de 500 ml, em um ponto fixo do rio (MARTINEZ *et al.*, 2009).

Os procedimentos para determinação da CSS são rotineiros, incluindo filtragem da água (via filtros de 0,45 µm de tamanho do poro) e secagem e pesagem dos filtros, assim como no caso dos dados da ANA. O programa também fornece estimativas da CSS via imagens orbitais compostas de oito dias do sensor MODIS. Os trabalhos de Martinez *et al.* (2009), Espinoza Villar *et al.* (2012) e Espinoza Villar *et al.* (2013) utilizaram esses dados. Detalhes sobre os procedimentos utilizados para geração de tais estimativas podem ser observados no capítulo 3.

4.1.8 Integração em profundidade da CSS

A CSS pode possuir variações verticais, ao longo da coluna d'água, e/ou laterais, ao longo do perfil transversal de um determinado rio. Esses fenômenos têm sido observados em diversas coletas em campo nos rios amazônicos. Meade (2007), por exemplo, apresenta a distribuição complexa da CSS, nas duas dimensões e para diferentes classes de granulometria, para o rio Amazonas em Óbidos (Figura 35).

Para solucionar o problema da variação lateral da CSS, as amostras dos pixels foram feitas de forma a abranger o máximo possível das variações laterais dos canais, evitando-se, no entanto, a amostragem de pixels contaminados com as margens. Já o fato de que a CSS na superfície d'água ser diferente daquela em profundidade faz com que esta seja menor do que a média, não representando a CSS característica do perfil. Em águas claras, a REM penetra o volume d'água e o sinal refletido pode ser considerado como um valor médio, mas em águas extremamente túrbidas (caso dos rios em questão), o sinal corresponde a uma fina lâmina próxima a superfície d'água.

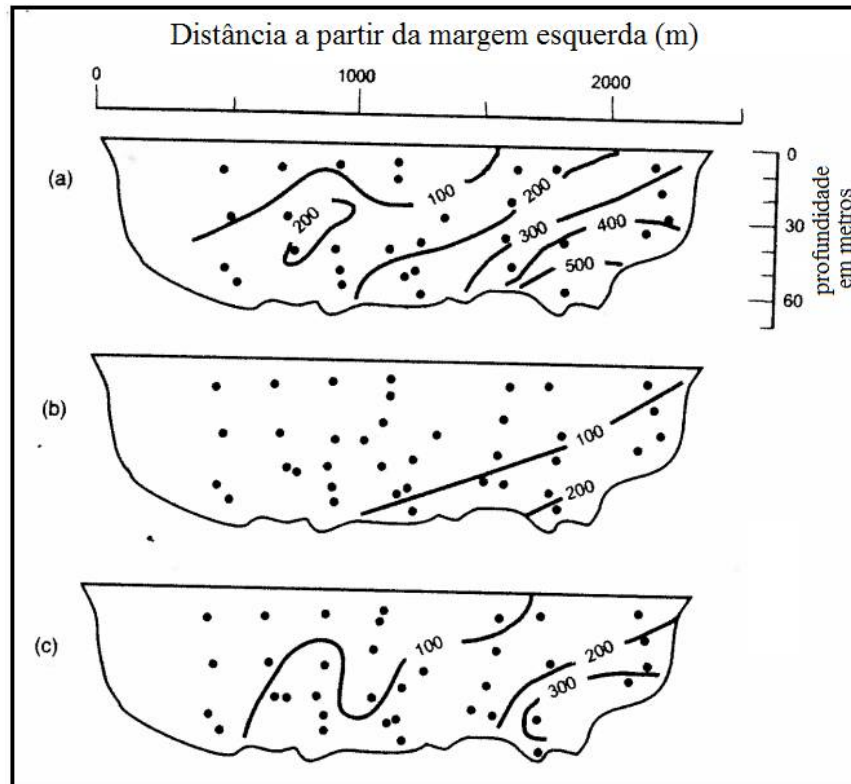
Os dados de CSS disponibilizados pelo programa HYBAM são produto de coletas em superfície, e os modelos para estimativa via dados Landsat em parte produzem estimativas da CSS superficial e em parte para todo o perfil. Portanto, o transporte de sedimentos estimado com esses valores (quando coletados em superfície) será subestimado. Como solução, a CSS integrada para o perfil foi estimada pela CSS em superfície por meio de equações lineares ajustadas com coletas *in situ* (equação 9).

$$CSS = CSSS \times a + b \quad (9)$$

Em que:

$CSSS$ = concentração superficial de sedimentos suspensos.

Figura 35 - Seções transversais do rio Amazonas em Óbidos (15/06/1976), demonstrando as variações laterais e verticais da concentração de sedimentos suspensos. (a) concentração total de sedimentos. (b) Sedimentos grosseiros ($> 63 \mu\text{m}$). (c) Sedimentos mais finos ($< 63 \mu\text{m}$)



Fonte: Meade (2007).

Pela observação dos dados de coletas em campo nos rios amazônicos, a equação linear suporta de forma adequada a relação entre a CSS e a CSSS (KILHAM e ROBERTS, 2011 – Figura 36a). No entanto, como os tipos de sedimentos (composição, densidade, forma) e a hidrodinâmica fluvial variam localmente, o ideal é que cada estação possua uma equação ajustada. Martinez *et al.* (2009) fez uso de uma equação ajustada para o rio Amazonas (em Óbidos), em que 18 campanhas de campo foram realizadas entre 1995 e 2003 para relacionar a CSSS e a CSS (Figura 36b). Laraque *et al.* (2005) apresentam uma série de equações para relacionar a CSSS com a CSS para diversas estações de amostragem do programa HYBAM (Figura 36c).

As equações utilizadas para estimativa da CSS integrada para o perfil estão descritas no Quadro 6. O protocolo de amostragem d'água da ANA, para o cálculo da CSS, é

para todo o perfil, portanto, esses dados não passaram por esses ajustes. Por essa razão, os dados das estações dos rios Içá, Japurá, Juruá e Purus (que não possuem monitoramento contínuo pelo programa HYBAM) não precisam passar por esse procedimento. Adicionalmente, os modelos desenvolvidos para o satélite Landsat 5 também foram desenvolvidos para essas estações com base em valores integrados em profundidade, portanto, esses também não precisam ser extrapolados.

Quadro 6 - Equações para estimativa da concentração média de sedimentos suspensos para todo o perfil

Rio	Estação	Fonte	Equação
Amazonas	Óbidos	Martinez <i>et al.</i> (2009)	$CSS = CSSS \times 1,24 + 43,5$
Solimões	Manacapuru	Laraque <i>et al.</i> (2005)	$CSS = CSSS \times 1,08 + 73$
Solimões	Tabatinga	Laraque <i>et al.</i> (2005)	$CSS = CSSS \times 0,98 + 130$
Madeira	Fazenda vista Alegre	Laraque <i>et al.</i> (2005)	$CSS = CSSS \times 1,72 + 38$
Madeira	Porto Velho	Laraque <i>et al.</i> (2005)	$CSS = CSSS \times 1,5 + 9$

4.1.9 Interpolação linear: Séries diárias de CSS

Os valores de descarga fluvial são obtidos diariamente (excetuando-se alguns períodos sem monitoramento, questão tratada no tópico 4.1.10), mas a série de dados de CSS não é diária. As coletas *in situ* do programa ORE HYBAM são realizadas a cada 10 dias, mas há períodos em que há grandes lacunas nessa base de dados. As estimativas via MODIS são feitas com base em imagens compostas a cada 8 dias, sendo disponíveis apenas a partir do ano de 2000. O satélite Landsat possui tempo de revisita de 16 dias, e sua disponibilidade é entre os anos de 1984 e 2011. Por um lado, se a cobertura de nuvens diminui essa frequência amostral, o uso de mais do que uma órbita/ponto para uma dada estação, provoca seu aumento. Uma vez que o ideal é trabalhar com a carga suspensa diária, para que possa ser multiplicada pela vazão líquida diária, as concentrações para os dias em que não há dados de nenhuma das fontes foram obtidas por meio de interpolação linear simples:

$$CSSS_n = \frac{CSSS_f - CSSS_i}{d_f - d_i} (d_n - d_i) + CSSS_i \quad (10)$$

Em que:

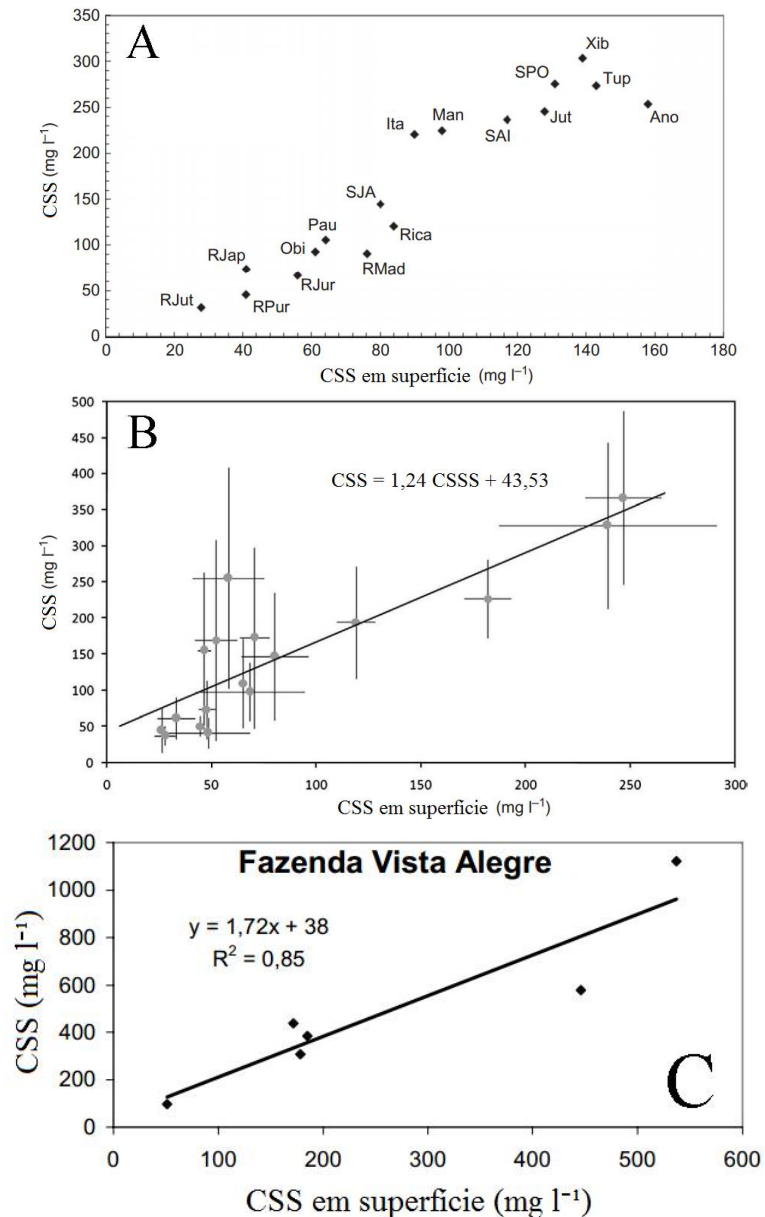
d = dia juliano;

$CSSS_n$ = CSSS para um dia qualquer d_n ;

$CSSS_i$ = CSSS para um dia inicial d_i anterior à d_n ;

$CSSS_f = CSSS$ para um dia final d_f , posterior à d_n .

Figura 36 - Relação entre a concentração superficial de sedimentos suspensos e a concentração média de sedimentos suspensos média para a coluna d'água. (a) - Dispersão para uma série de estações, em baixas concentrações; (b) dados de 18 campanhas de campo no rio Amazonas; (c) Relações para o baixo rio Madeira



Fonte: (a) - (Kilham e Roberts, 2011); (b) (Martinez *et al.*, 2009); (c) Laraque *et al.*, (2005).

Armijos *et al.* (2013) avaliaram a dinâmica dos sedimentos suspensos no rio Amazonas peruano e afluentes. Nesse trabalho os autores utilizaram dados de CSSS a cada 10 dias do ORE HYBAM e fizeram amostragens diárias para o mesmo período. A partir disso concluíram que a estratégia de amostragem a cada 10 dias não era adequada para afluentes situados nos Andes devido à alta variabilidade temporal da CSS. Por outro

lado, para as estações localizadas na planície esse intervalo temporal foi adequado (ARMIJOS *et al.*, 2013).

Como os segmentos fluviais avaliados nesse estudo não possuem variações bruscas da CSS, característica dos rios andinos, sendo mais semelhantes aos exemplos de planícies demonstrados por Armijos *et al.* (2013), considera-se que a interpolação linear não promove grandes erros de estimativa do transporte de sedimentos.

4.1.10 Dados de vazão e preenchimento de falhas

Assim como os dados de CSS, as séries de vazão utilizadas foram adquiridas, em grande maioria, nas bases de dados da ANA e do ORE HYBAM. A partir do ORE HYBAM as seguintes séries foram obtidas: Óbidos (rio Amazonas), Manacapuru e Tabatinga (rio Solimões), Porto Velho e Fazenda Vista Alegre (rio Madeira) e Lábrea (rio Purus). Para as estações de Gavião (rio Juruá), Ipiranga Velho (rio Içá) e Vila Bittencourt (rio Japurá), os dados são apenas da ANA. Adicionalmente, foram obtidos dados do instituto colombiano IDEAM para o rio Içá. Todas as séries de dados mencionadas são diárias, mas possuem lacunas que podem variar de poucos dias até anos. Portanto, uma série de métodos foi aplicada para o preenchimento dessas falhas. Como o procedimento variou de estação para estação, será detalhado para cada uma no tópico 4.2, que também apresenta os resultados das séries de transporte de sedimentos. Porém, nesta seção estão descritos os passos gerais de como isso foi feito.

Para o preenchimento de uma falha qualquer, o primeiro passo adotado foi observar se haviam dados de cota fluvial para a mesma estação, no período desejado. Neste caso, as duas variáveis (vazão e cota) foram plotadas e, se averiguada uma correlação adequada, as equações ajustadas foram aplicadas para obtenção da vazão a partir da cota:

$$Q_A = f(C_A) \quad (11)$$

Em que:

Q = vazão ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$);

C = cota (cm).

Note que as duas variáveis foram obtidas em uma mesma estação “A”. *A priori* não se conhece qual função descreve a relação entre essas duas variáveis, podendo ser polinomial, linear, etc, sendo necessária a averiguação caso a caso. Caso não haja dados de

cota para a estação em que estava sendo feito o preenchimento, buscou-se dados de outras estações (contudo, no mesmo rio), cuja busca iniciou-se sempre pela estação mais próxima, sendo que os dados dessas outras estações podem ser de vazão ou cota. Após a organização das duas variáveis (vazão e cota, ou vazão e vazão) elas são plotadas e, se constatada uma correlação, são ajustadas equações que aplicadas para a obtenção da vazão:

$$Q_A = f(C_X) \text{ ou mesmo } Q_A = f(Q_X) \quad (12)$$

Em que:

X = uma estação qualquer, no mesmo rio em que estava sendo feito o preenchimento de falhas.

Mesmo após esses procedimentos, algumas séries de dados continuaram com pequenas lacunas. Nestes casos, aplica-se interpolação linear foi aplicada para a obtenção da CSS diária. A interpolação linear da vazão pode gerar grandes erros de estimativa do transporte de sedimentos caso seja aplicada a grandes intervalos de tempo. Entretanto, as séries foram devidamente analisadas e, em caso de estimativas espúrias, esse procedimento não foi utilizado. Na seção de resultados são apresentadas as séries preenchidas e em quais períodos essa técnica foi aplicada.

O preenchimento de falhas é um procedimento que adiciona valores a uma série preexistente. Portanto, essa nova série não pode ter seus momentos estatísticos alterados. Como as séries possuem um número amostral grande (> 30), os testes paramétricos de igualdade de médias (t) e de variância (F-snedecor) foram aplicados. Esse procedimento foi feito para as estações dos rios Iça, Japurá e Juruá, as quais possuem falhas.

4.1.11 Descrição das séries de transporte de sedimentos suspensos

Na seção de resultados, serão apresentados gráficos contendo as séries de valores de CSS utilizados nesta pesquisa. São gráficos que mostram, ao longo do tempo, os dados obtidos em cada fonte: ANA, ORE HYBAM e os dados gerados no âmbito deste trabalho. Para efeito de visualização da contribuição das estimativas Landsat 5, são apresentados gráficos com e sem esses valores.

Até este ponto da metodologia, foram apresentadas as técnicas para geração de séries diárias de vazão e CSS. O transporte diário de sedimentos suspensos é obtido a partir da multiplicação das duas e da transformação de unidades. Para isto, é necessário adotar o pressuposto de que tanto os valores de CSS quanto os da vazão se aproximam satisfatoriamente de sua média diária. Armijos *et al.* (2013) mostraram que os grandes rios amazônicos na planície peruana variam muito pouco em escala de poucos dias, cuja tática de amostragem a cada 10 dias do programa ORE HYBAM é adequada para tais sistemas. Portanto, entende-se que a desconsideração da variabilidade intra-diária não é um fator preponderante.

As séries diárias são apresentadas em gráficos em que o tempo encontra-se no eixo das abscissas. A partir dessas séries, foram geradas séries mensais com a soma dos totais diários de cada mês. Esses valores mensais permitiram o cálculo das médias e desvio padrão correspondentes a cada mês do ano. As médias mensais permitem uma avaliação rápida de como cada sistema funciona ao longo do ano, bem como o desvio padrão mostra suas variabilidades intra-anuais. Esse procedimento foi adotado semelhantemente ao que é feito para descrição do clima a partir de normais climatológicas. Essas médias mensais também foram calculadas para as variáveis que dão origem ao transporte de sedimentos: CSS e vazão, bem como para dados de precipitação que serão posteriormente descritos. Todas essas médias mensais foram plotadas conjuntamente para avaliação dos padrões temporais do sistema como um todo.

As médias mensais também foram utilizadas para definição do ciclo anual. Embora em alguns casos a menor quantidade de transporte de carga suspensa coincida com o mês de menor vazão, em outros casos isso não é verdadeiro. Portanto, os gráficos de médias mensais mostram o mês de menor transporte e seu comportamento anual, permitindo a definição do ano hidrológico segundo o transporte de material suspenso. Isso é importante para definição do transporte anual total de sedimentos em uma determinada estação. Este é calculado pela soma dos valores mensais a partir do mês que inicia o ano hidrológico até seu mês anterior, ano seguinte. Como exemplo, o mês de menor fluxo de sedimentos em Óbidos, no rio Amazonas, é em outubro. Portanto, o ano hidrológico inicia-se em outubro e termina em setembro do ano seguinte.

4.2 Resultados

Foram processadas, ao total, 5643 imagens, das quais: 5511 do sensor TM e 132 do sensor ETM+ (Tabela 1). Do total, 5409 foram aplicadas para reconstituição das séries temporais, ao passo que 234 foram utilizadas no experimento para averiguação da aplicabilidade dos modelos em dados ETM+. Os valores das estimativas de CSS, geradas a partir dessa base de dados orbitais, estão descritos no Apêndice B, para cada estação. Das 22 órbitas/ponto utilizadas, algumas estações foram vinculadas com duas e outras com três órbitas/ponto. Os resultados do experimento realizado com dados ETM+ apresentam-se no Apêndice C, em que não se observou correspondência entre essas estimativas e as estimativas TM.

Tabela 1 – Descrição da quantidade de imagens utilizadas para cada rio e estação

Rio / estação	Órbitas/ponto	Imagens
Amazonas / Óbidos / aplicação	3	308
Amazonas / Óbidos / validação TM	3	102
Amazonas / Óbidos / validação ETM+	3	132
Içá / Ipiranga Velho	3	671
Japurá / Vila Bittencourt	3	639
Juruá / Gavião	2	471
Madeira / Porto Velho	2	540
Madeira / Fazenda Vista Alegre	2	611
Purus / Lábrea	2	589
Solimões / Tabatinga	3	757
Solimões / Manacapuru	3	823
TOTAL	22	5643

As Tabelas 2 e 3 apresentam um resumo de: quantidade, periodicidade e abrangência temporal dos dados de CSS, levando em conta cada fonte e para cada rio e estação. Deve-se observar que todas as estações possuem dados provenientes da ANA e das estimativas TM, enquanto que quatro rios não possuem dados do ORE HYBAM: Juruá, Purus, Içá e Japurá. O programa ORE HYBAM disponibiliza apenas valores de coletas *in situ* para a estação de Tabatinga, no rio Solimões. Nota-se a baixa frequência amostral da base de dados da ANA, no melhor dos casos, em Tabatinga, a periodicidade média é de uma coleta a cada 80,2 dias, enquanto que, no pior dos casos, em Porto Velho, é de 202,5. A média, de 125,4 (ou 2,9 coletas por ano), demonstra o protocolo de coleta da ANA de três coletas anuais.

Por outro lado, em média 601 valores estão disponíveis para cada estação a partir do uso de imagens Landsat 5, ou seja, gerados no âmbito desta pesquisa. A periodicidade média é de uma coleta a cada 15,8 dias, uma melhora de resolução temporal de quase oito vezes em relação à base da ANA. Por outro lado, a frequência amostral das bases do programa ORE HYBAM são ainda mais finas, embora similares: 14,7 e 10,7 dias/coleta para as coletas *in situ* e estimativas orbitais, respectivamente. Entretanto, essas bases são temporalmente limitadas, em que as amostragens *in situ* se iniciam na segunda metade da década de 1990, e as estimativas por meio de imagens MODIS apenas no ano de 2000. Observa-se que as estimativas Landsat são essenciais para os rios que não possuem estações no âmbito do programa ORE HYBAM: Içá, Japurá, Purus e Juruá, e também para os rios que possuem: Madeira, Solimões e Amazonas, levando em conta o período anterior ao ano de 1995.

Em termos gerais, 1160 valores estão disponíveis para cada estação, as quais possuem séries de 11.054 dias, em média. Levando em conta todas as bases de dados, a periodicidade dos dados é de uma coleta a cada 11,46 dias. A extensão temporal média das séries é de 30,28 anos, a menor série possui 27,59 (rio Japurá) e a maior possui 33,38 anos (rio Madeira, Porto Velho).

Tabela 2 – Descrição dos dados utilizados para cada estação: dados da ANA e estimados por meio de imagens LANDSAT 5 / TM. A frequência é dada por dias/coletas.

RIO	ESTAÇÃO	ANA			LANDSAT		
		coletas	período	frequência	coletas	período	frequência
Solimões	Manacapuru	86	21/7/1983 – 18/9/2014	132,34	823	21/4/1984 – 27/10/2011	12,21
Solimões	Tabatinga	126	18/2/1984 – 20/10/2011	80,20	757	15/4/1984 – 13/11/2011	13,30
Amazonas	Óbidos	54	27/06/1984 – 4/5/2001	113,98	308	9/4/1984 – 26/12/1994	12,70
Purus	Lábrea	76	9/4/1992 – 25/7/2014	107,13	589	5/5/1984 – 8/11/2011	17,05
Juruá	Gavião	88	30/6/1985 - 7/7/2014	120,40	471	5/5/1984 - 8/11/2011	21,30
Madeira	Porto Velho	56	6/5/1981 – 25/5/2012	202,53	540	7/5/1984 – 25/10/2011	18,57
Madeira	Faz. V. A.	72	25/1/1985 – 23/8/2014	150,02	611	30/4/1984 – 27/10/2011	16,43
Içá	Ipiranga Velho	77	3/9/1996 - 26/2/2014	82,90	671	17/4/1984 – 13/11/2011	15,00
Japurá	Vila Bittencourt	16	8/3/1992 - 19/4/1998	139,50	639	15/4/1984 – 13/11/2011	15,70
Média		72,33	-	125,44	601	-	15,80

Tabela 3 – Descrição dos dados utilizados para cada estação: dados do programa ORE HYBAM coletados *in situ* e estimados por meio de imagens MODIS e características totais, em relação a todas as fontes de dados. A frequência é dada por dias/coletas.

RIO	ESTAÇÃO	ORE HYBAM – <i>in situ</i>			ORE HYBAM - MODIS			TOTAL		
		coletas	período	frequência	coletas	período	frequência	coletas	período	frequência
Solimões	Manacapuru	488	18/3/1995 – 1/9/2014	14,56	484	5/3/2000 – 1/5/2015	11,43	1.881	21/7/1983 – 1/5/2015	6,17
Solimões	Tabatinga	207	26/10/1995 – 22/10/2007	21,15	-	-	-	1.090	18/2/1984 – 13/11/2011	9,29
Amazonas	Óbidos	556	20/6/1994 – 1/11/2014	13,37	645	26/02/2000 – 23/4/2015	8,58	1.563	9/4/1984 – 23/4/2015	7,25
Purus	Lábrea	-	-	-	-	-	-	665	5/5/1984 - 25/7/2014	16,59
Juruá	Gavião	-	-	-	-	-	-	559	5/5/1984 - 7/7/2014	19,71
Madeira	Porto Velho	593	26/6/1995 – 10/7/2014	11,72	445	5/3/2000 – 14/9/2014	11,92	1.634	6/5/1981 – 14/9/2014	7,45
Madeira	Faz. V. A.	481	29/10/1997 – 10/12/2014	12,99	483	1/3/2000 – 27/12/2014	11,20	1.647	30/4/1984 – 27/12/2014	6,79
Içá	Ipiranga Velho	-	-	-	-	-	-	748	17/4/1984 - 26/2/2014	14,58
Japurá	Vila Bittencourt	-	-	-	-	-	-	655	15/4/1984 – 13/11/2011	15,37
Média		465	-	14,75	514	-	10,78	1.160	-	11,46

4.2.1 Descrição das séries

Este tópico pretende apresentar o resultado dos processos aplicados para geração das séries temporais de transporte de sedimentos suspensos em que cada subitem apresenta os resultados específicos de cada estação. O intuito é apresentar, de forma descritiva e extensiva os procedimentos peculiares de cada estação, bem como as séries de dados em si. Não são feitas, ainda, análises de significado, bem como comparações entre os resultados de cada estação. O programa ORE HYBAM não fornece dados para as estações dos rios Iça, Japurá e Juruá. Por isso, para essas estações, foi necessário utilizar a base de dados de vazão da ANA, que possui muitas lacunas. Então, a descrição desses rios é mais extensiva, explicitando os passos para preenchimento de suas séries temporais de vazão. A estação de Lábrea, no rio Purus, não possui dados de CSS no âmbito do programa ORE HYBAM, mas possui dados de vazão, o que facilitou seu tratamento.

4.2.1.1 Rio Içá

A observação dos dados de vazão provenientes da estação Ipiranga Velho (código ANA: 11450000) mostrou que há importantes lacunas de dados (em alguns casos, maiores do que um ano). Para essa estação, existem curtos períodos em que há dados de cotas, mas não há dados de vazão disponível, portanto um primeiro preenchimento de falhas foi feito a partir da relação entre essas duas variáveis. O gráfico de dispersão cota x vazão (Figura 37) mostra que há duas curvas-chave de calibração para essa estação, em que a primeira estende-se entre 10/02/1979 até 28/04/1994, enquanto que a segunda curva abrange o período entre 29/07/1994 e 31/10/2011:

$$Q_{Içá}^{79-94} = -2572,4208 + 2228C_{Içá} + 0,0034C_{Içá}^2 \quad (13)$$

$$Q_{Içá}^{94-2011} = -1607,3777 + 4,6826C_{Içá} + 0,0038C_{Içá}^2 \quad (14)$$

A aplicação das equações 13 e 14 permitiu que algumas pequenas falhas fossem preenchidas, mas extensos períodos de tempo ainda permaneceram sem dados (Figura 38). Buscou-se, então, uma relação entre os dados dessa estação com estações próximas. Realizou-se uma busca no banco de dados da ANA de outra estação no rio Içá e encontrou-se apenas a estação de Ipiranga Novo (código ANA: 11444900), a qual, no entanto, não possuía dados

nos períodos de lacunas da estação de Ipiranga Velho. Foi feita, então, uma requisição ao instituto colombiano IDEAM (*Instituto de Hidrologia, Meteorología y Estudios Ambientales*, www.ideam.gov.co), que apenas disponibiliza dados sob demanda. O pedido nº 20141128135523 foi feito para a estação de “Tarapaca” a qual dista aproximadamente 40 km (via fluvial) a montante da estação de Ipiranga Velho (Figura 39), no mesmo rio, o qual é denominado Putumayo em território colombiano.

Os dados de cotas da estação de Tarapaca abrangem o período entre 1986 e 2013 (Figura 40) e também possuem lacunas, mas em muitos casos ela pode ser usada para preenchimento da série de Ipiranga Velho. Para tal, foi avaliada a relação entre os dados das duas estações (Figura 41), sendo verificado que as cotas em Tarapaca explicam aproximadamente 77% da variação da vazão em Ipiranga Velho. Ainda foi feito um teste com a estação de Vila Bittencout (Figura 39), no Rio Japurá, pois as bacias hidrográficas desses dois rios são semelhantes em termos de regime climático, relevo e cobertura vegetal. Apesar disso, a relação encontrada nesse caso ($R^2 \approx 0,5$) é menos robusta do que em relação à previamente descrita. Então, a seguinte equação ajustada foi utilizada para preenchimento da série:

$$Q_{Içá} = -109,34 + 11,806C_{Tarapaca} \quad (15)$$

Figura 37 - Gráfico de dispersão entre os dados de cota e vazão do rio Içá, estação de Ipiranga Velho

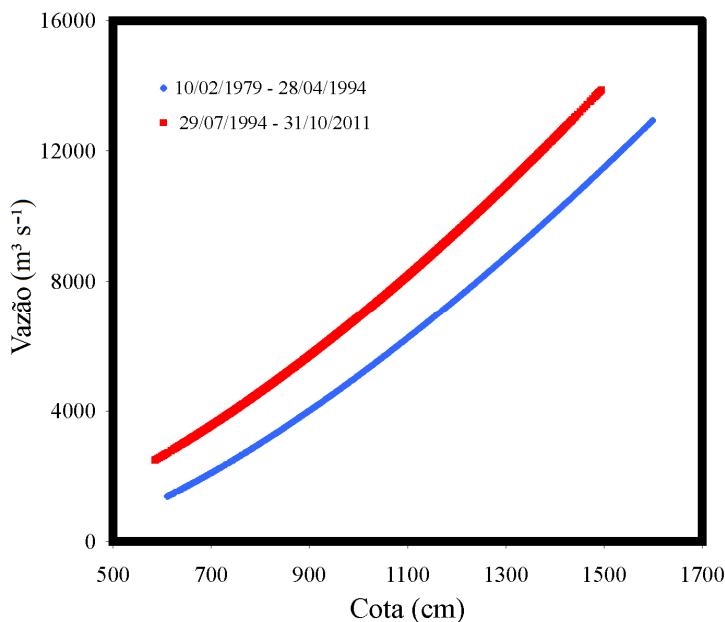


Figura 38 - Série temporal de vazão do Rio Içá, estação de Ipiranga Velho. Essa série já possui o primeiro preenchimento de dados via relação cota x vazão da mesma estação. Note que há importantes lacunas de dados, principalmente entre os anos de 1988 e 1990

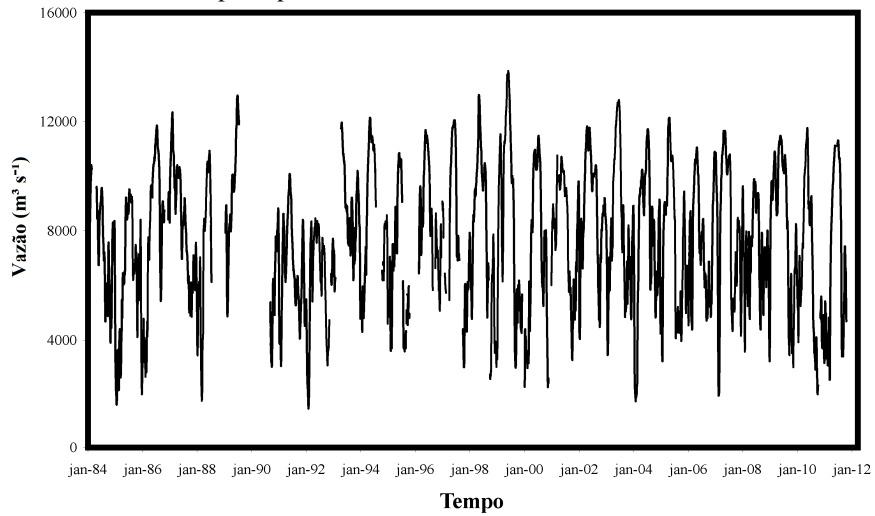


Figura 39 - Localização dos rios Içá e Japurá e das estações de Ipiranga Velho, Ipiranga Novo, Tarapaca (em território colombiano) e Vila Bittencourt. As linhas amarelas são representações dos limites internacionais

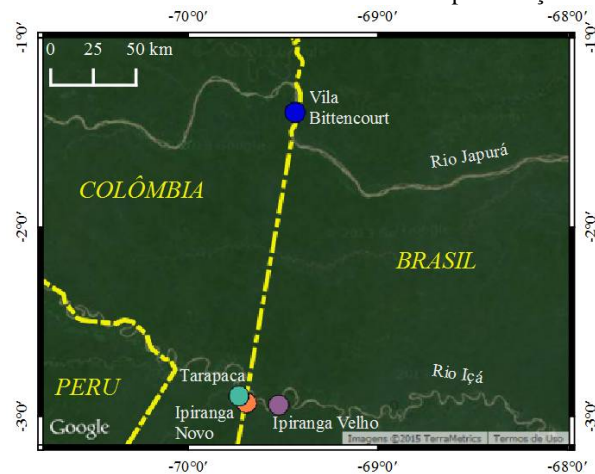
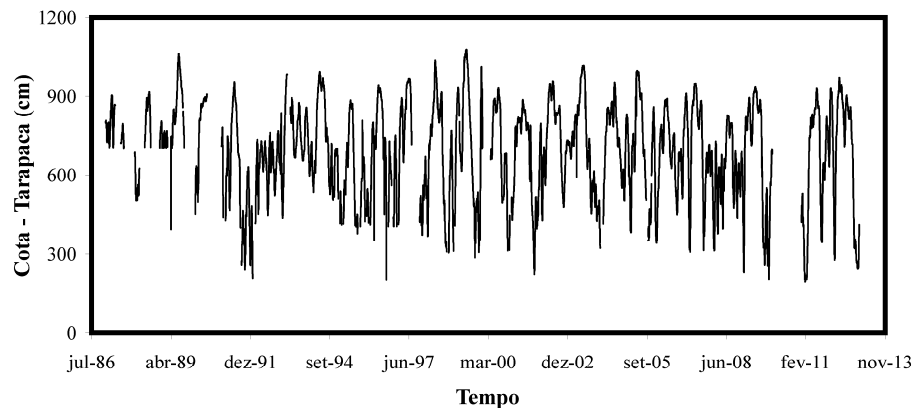


Figura 40 - Série temporal de cotas do Rio Içá em território colombiano (Putumayo), estação de Tarapaca. Note que essa série também possui lacunas, mas, na maior parte das vezes em que não há dados em Ipiranga Velho, essa série apresenta dados



Para alguns períodos não há disponibilidade de dados em nenhuma das duas estações. Nesses casos foi feita uma interpolação linear entre as datas que possuem dados. O conjunto de procedimentos mencionados resultou em uma série de dados diários de vazão entre 1984 e 2013 (Figura 42). Os testes de igualdade de média e variância para as séries de vazão, original e preenchida, do rio Içá, demonstraram que não há evidência estatística para se concluir que as duas séries diferem entre si para $\alpha = 0,05$. Esses testes, bem como aqueles feitos para as outras estações em que o preenchimento foi realizado, estão descritos no Apêndice D, juntamente com o *Box plot* das séries.

A série temporal de dados de CSS disponível na base da ANA para a estação de Ipiranga Velho possui 77 valores distribuídos entre as datas de 03/09/1996 e 26/02/2014, o que gera uma média de uma coleta a cada 82,92 dias (Figura 43). Em relação aos dados Landsat, foram utilizadas 671 imagens de três órbitas ponto: 003/062, 004/062 e 005/062 entre as datas de 17/4/1984 e 13/11/2011 (uma estimativa a cada 15 dias - Figura 43). Durante a junção das duas bases de dados, notou-se que para os últimos três anos da série havia uma pequena quantidade de dados, apenas os da ANA. Por isso, a série foi limitada até a data de 22/10/2012. Portanto, ao total foram utilizados 748 valores de CSS a partir das duas bases de dados, gerando em média uma estimativa para cada 13,9 dias.

Figura 41 - Gráfico de dispersão entre os dados de cota da estação de Tarapaca (Colômbia) e vazão da estação de Ipiranga Velho

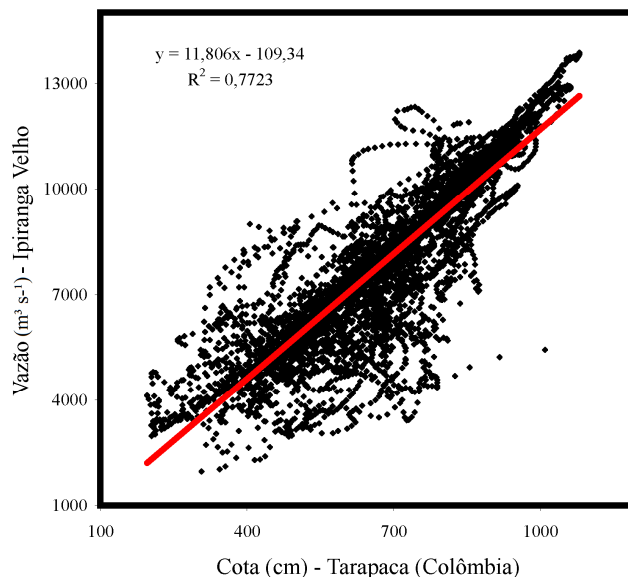


Figura 42 - Série temporal de vazão do Rio Içá, estação de Ipiranga Velho (com preenchimento de falhas). Os dados da estação de Ipiranga Velho estão em preto, valores provenientes do preenchimento por meio da relação com a estação de Tarapaca em vermelho e, em azul, estimados por interpolação linear

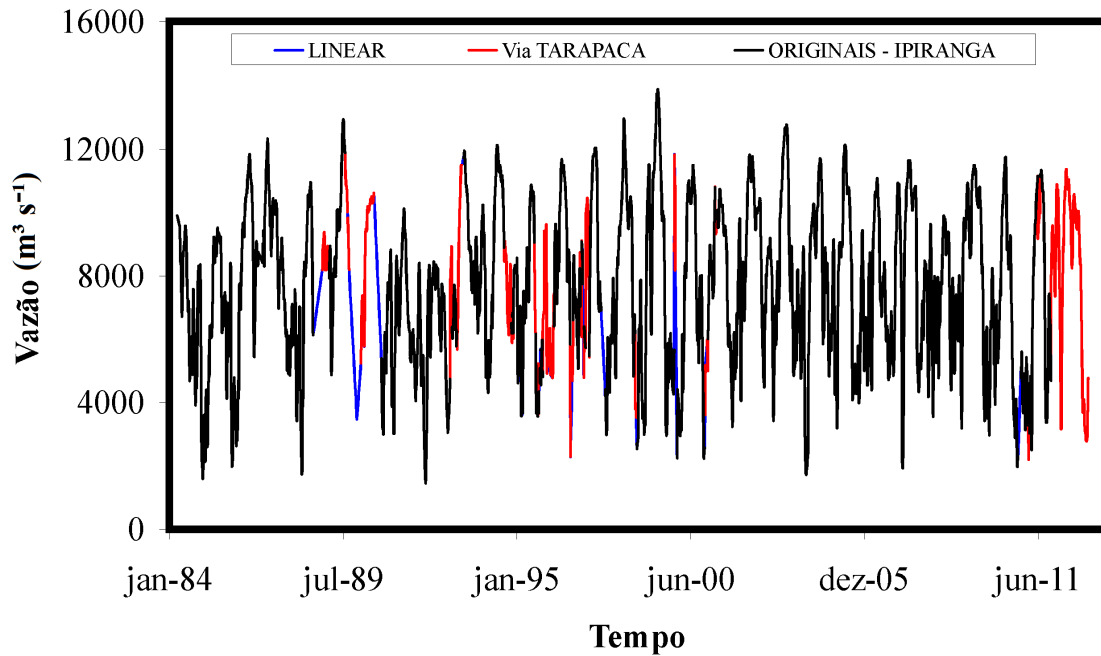
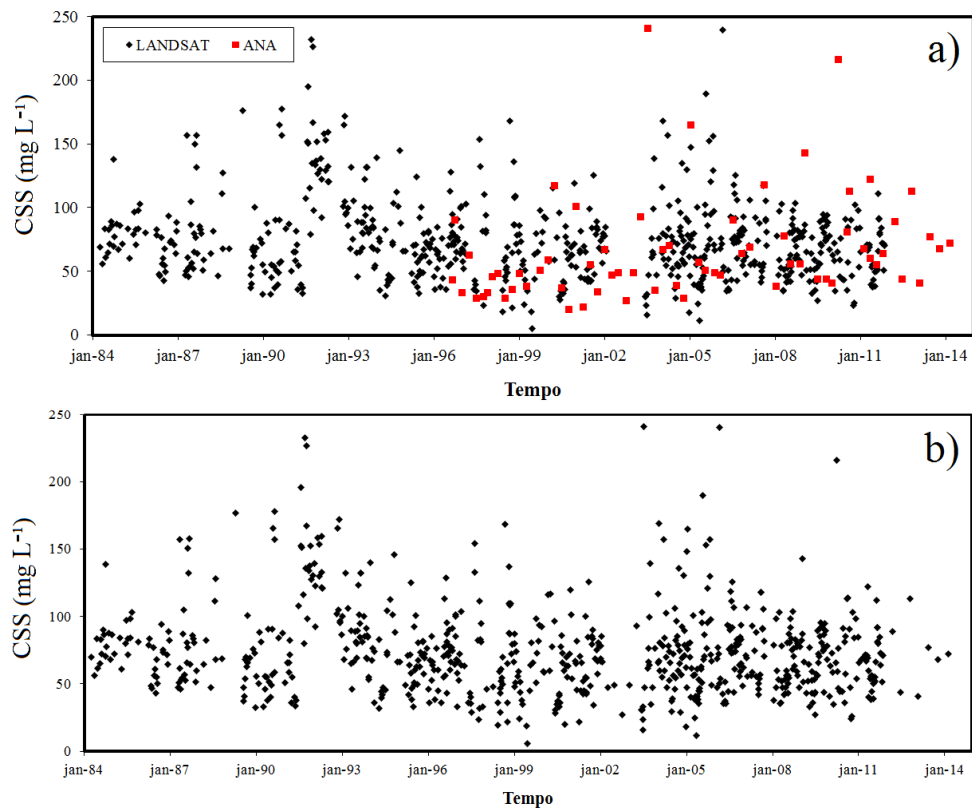


Figura 43 - Séries de valores de concentração de sedimentos suspensos do rio Içá para a estação de Ipiranga Velho. Dados da ANA e estimativas via Landsat (a); série única (b)



Os valores da série temporal de CSS apresentados na Figura 43 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão diária para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 44). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 45), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 46. A Figura 46 mostra que o mês de menor transporte de sedimentos é fevereiro. Os valores anuais foram então calculados a partir de fevereiro, sendo representados na Figura 47.

Figura 44 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Içá para a estação de Ipiranga Velho

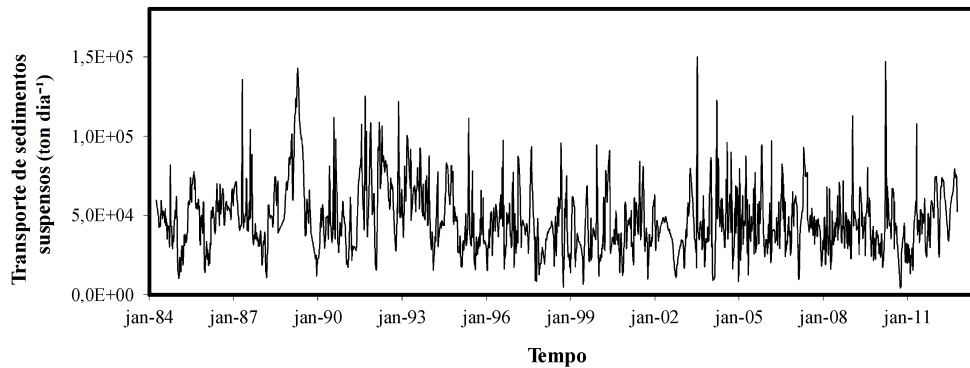


Figura 45 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Içá para a estação de Ipiranga Velho

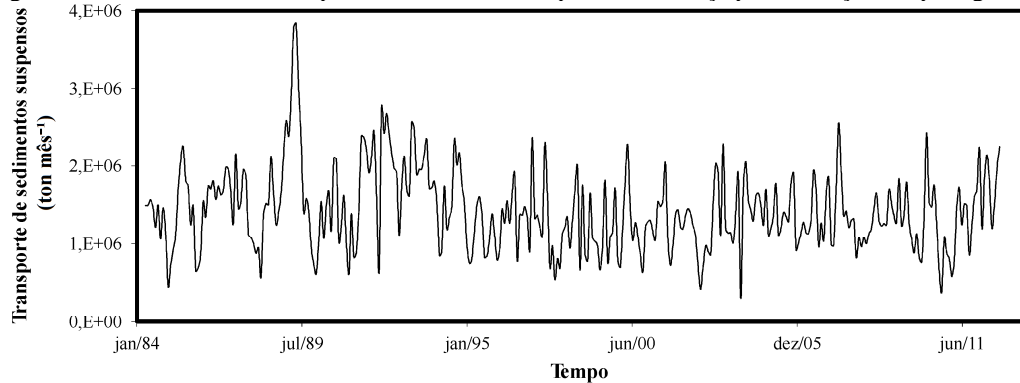


Figura 46 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Içá para a estação de Ipiranga Velho (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em fevereiro (b)

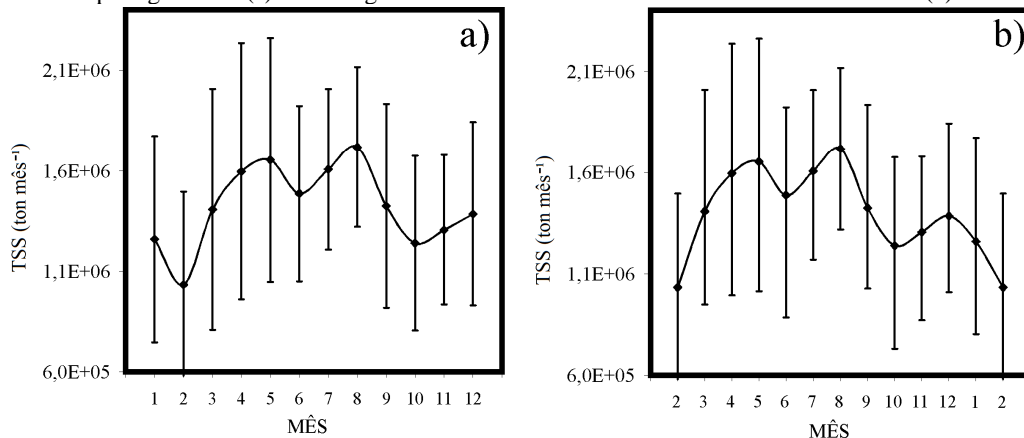
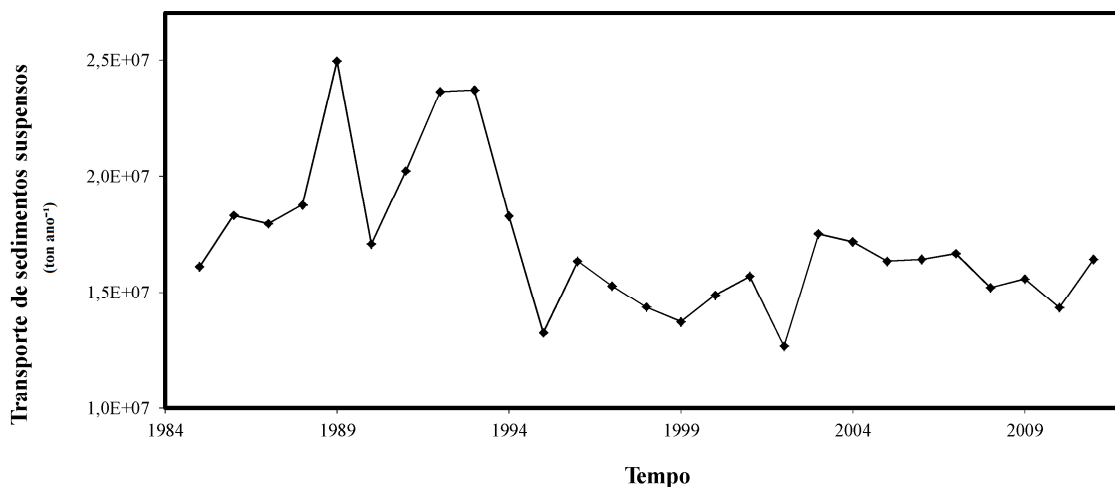


Figura 47 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Içá para a estação de Ipiranga Velho



4.2.1.2 Rio Japurá

A estação utilizada para avaliação do rio Japurá é a denominada Vila Bittencourt (código ANA: 12845000). A série de dados de vazão dessa estação abrange o período entre 1979 e 2011, mas há uma série de pequenas lacunas de dados, sendo que as mais importantes são nos anos de 2010 e 2011 (Figura 48). Para o preenchimento de falhas não foi viável o estabelecimento e uso da relação entre cota e vazão da mesma estação, pois a série de cotas possui falhas nos mesmos períodos da série de vazão. Portanto, realizou-se uma busca no banco de dados da ANA por outras estações no mesmo rio, sendo encontradas as estações de Acanai (12850000) e Maraã (12872000). A estação de Acanai é a mais próxima de Vila Bittencourt (300 km à jusante – Figura 49), entendendo-se entre os anos de 1973 e 2014 e cobre as lacunas que a série adquirida em Vila Bittencourt possui.

A cota mensurada em Acanai possui uma boa concordância com a vazão em Vila Bittencourt ($R^2 \approx 0,88$ - Figura 50), em que a vazão é estimada por meio de:

$$Q_{Japurá} = -4182,0421 + 6,672C_{Acanai} + 0,0098C_{Acanai}^2 \quad (16)$$

O resultado do preenchimento das falhas pode ser observado na Figura 51. Nenhuma feição atípica foi notada e as séries originais e preenchidas de dados de vazão não diferem entre si para o nível de significância de 5% (Apêndice D). Portanto, essa base de dados foi adotada para estimativa do transporte de sedimentos do rio Japurá.

Figura 48 - Série temporal de dados de vazão do Rio Japurá, estação de Vila Bittencourt. Note a falha na série no ano de 2010. Falhas menores podem ser observadas nos anos de 1987 e 1992

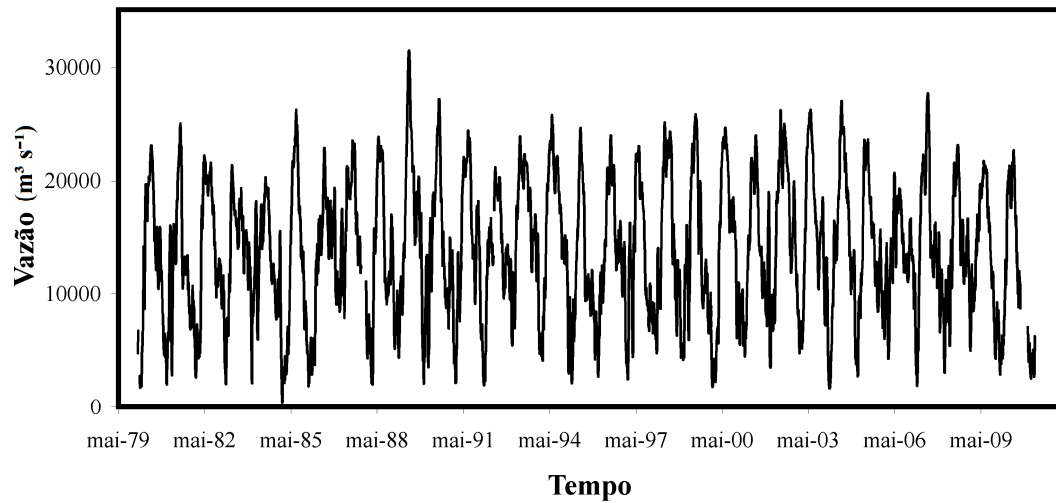


Figura 49 - Localização do rio Japurá e das estações de Vila Bittencourt e Acanai. As linhas amarelas são representações dos limites internacionais

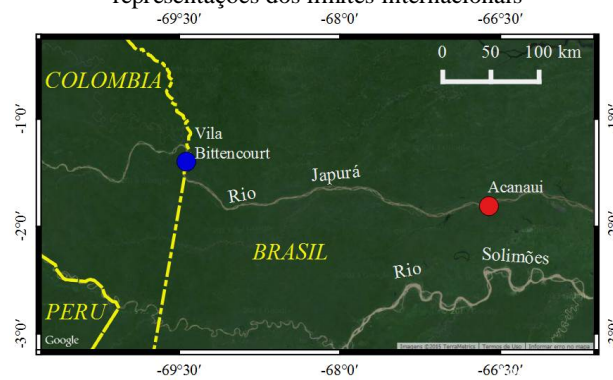


Figura 50 - Gráfico de dispersão entre os dados de cota da estação de Acanai e vazão da estação de Vila Bittencourt

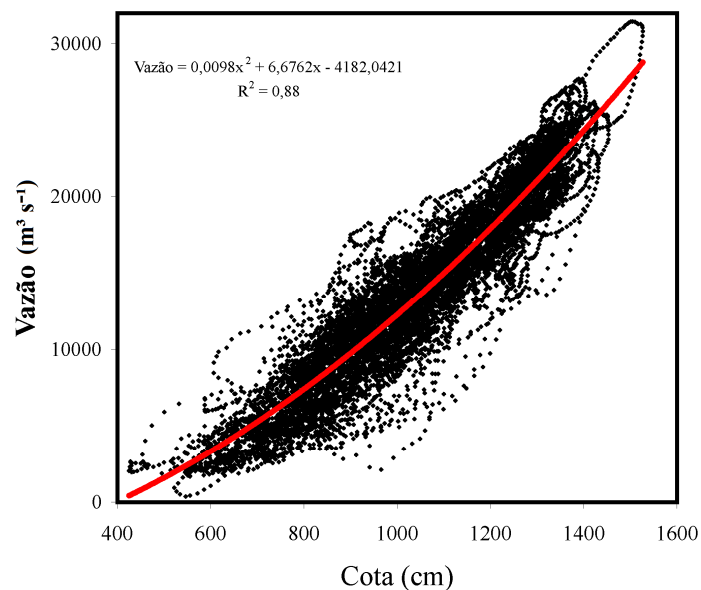
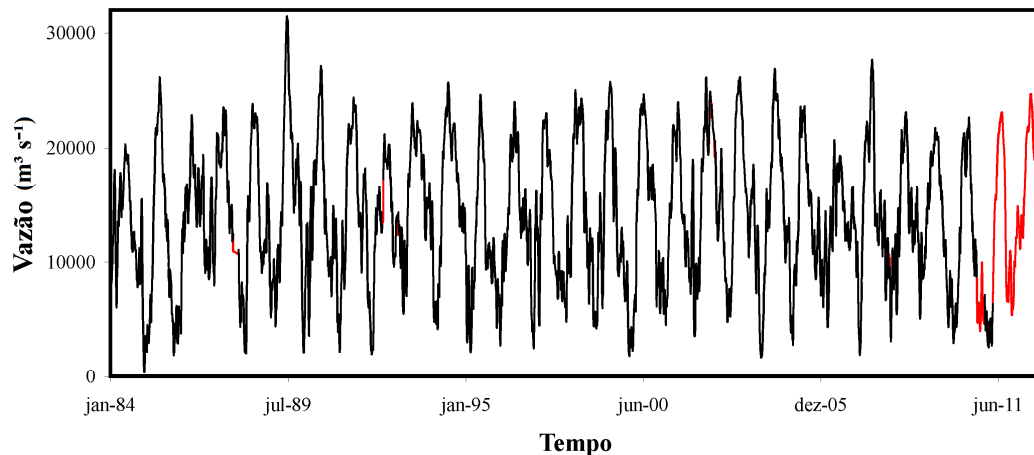
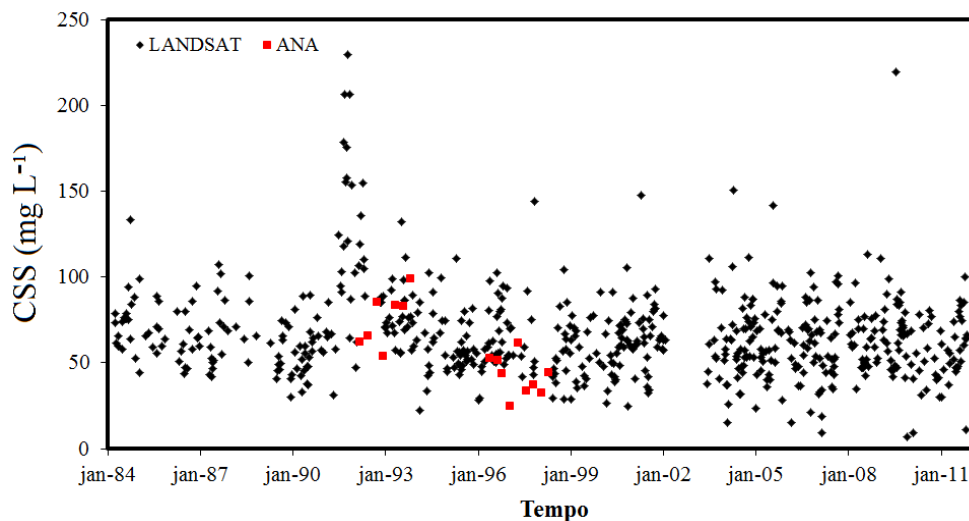


Figura 51 - Série temporal de vazão do rio Japurá, estação de Vila Bittencourt (com preenchimento de falhas). Os dados da estação de Vila Bittencourt estão em preto, valores provenientes do preenchimento por meio da relação com a estação de Acanai em vermelho



A série temporal de dados de CSS disponível na base da ANA para a estação de Vila Bittencourt constitui-se de 16 valores distribuídos entre as datas de 08/03/1992 e 19/04/1998, o que gera uma média de uma coleta a cada 139,5 dias (Figura 52). Em relação aos dados Landsat, foram utilizadas 639 imagens de três órbitas ponto: 003/061, 004/061 e 005/061 entre as datas de 15/4/1984 e 13/11/2011 (uma estimativa a cada 15,7 dias - Figura 52). Portanto, ao total foram utilizados 655 valores de CSS a partir das duas bases de dados, gerando, em média, uma estimativa para cada 15,3 dias.

Figura 52 - Séries de valores de concentração de sedimentos suspensos do rio Japurá para a estação de Vila Bittencourt



Os valores da série temporal de CSS apresentados na Figura 52 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pelas respectivas vazões para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 53). A partir

da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 54), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 55. Assim como para o rio Içá, o mês de menor transporte de sedimentos foi em fevereiro. Utilizando esse mês os valores anuais foram calculados (Figura 56).

Figura 53 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá para a estação de Vila Bittencourt

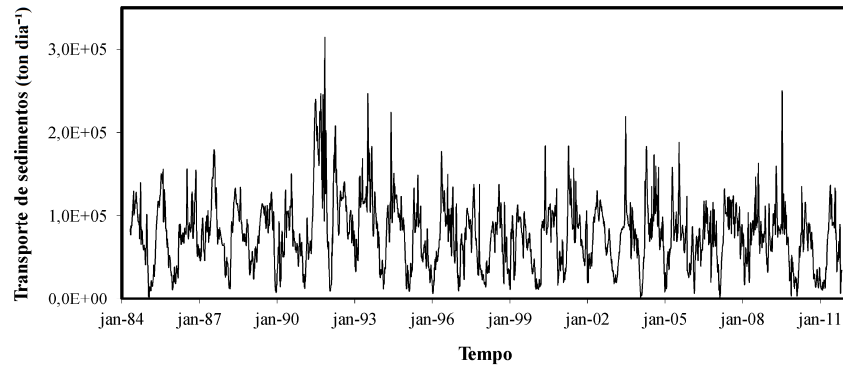


Figura 54 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá para a estação de Vila Bittencourt

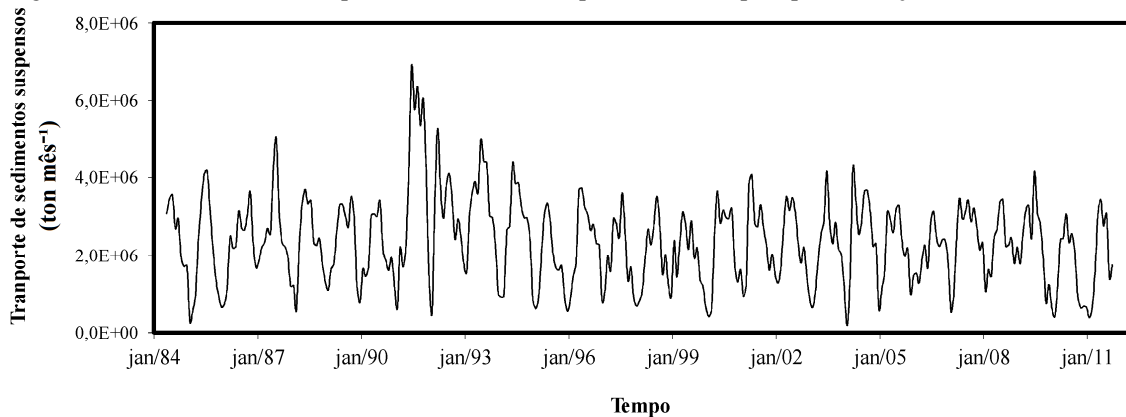


Figura 55 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá para a estação de Vila Bittencourt (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em fevereiro (b)

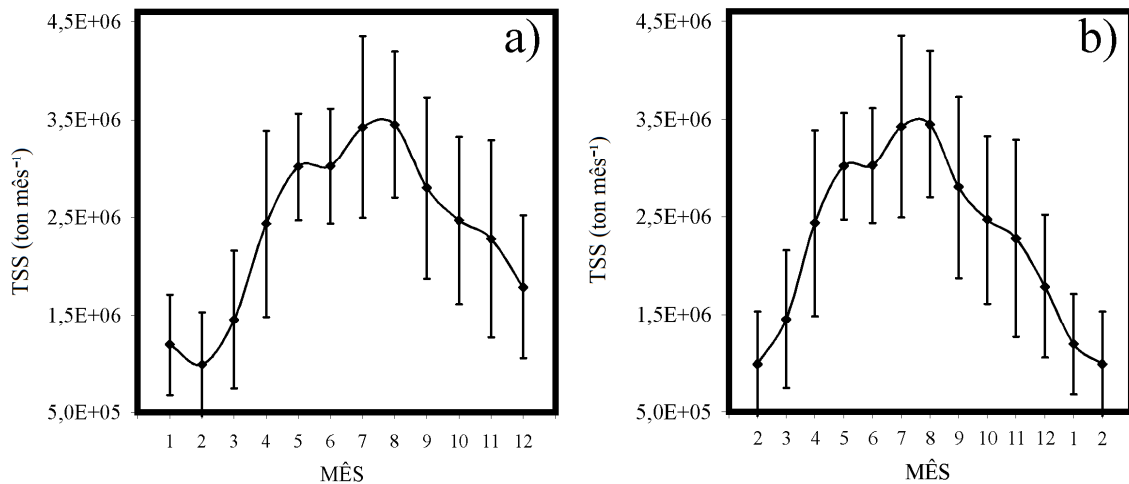
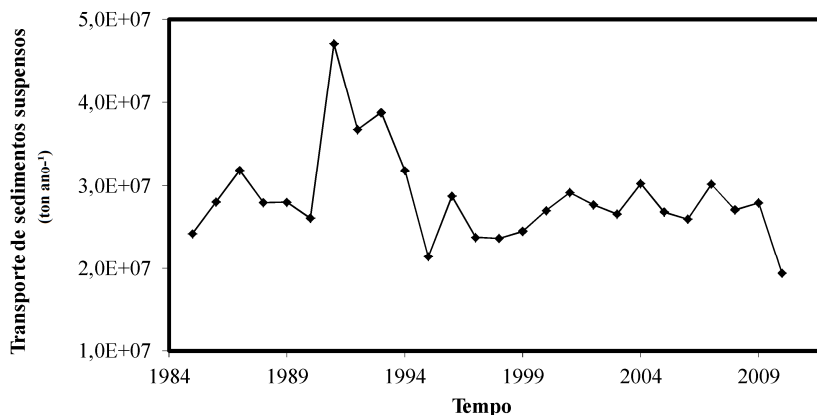


Figura 56 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá para a estação de Vila Bittencourt



4.2.1.3 Rio Juruá

A estação da ANA utilizada para avaliação do rio Juruá é denominada Gavião (código ANA: 12840000). A série de dados de vazão dessa estação abrange o período 1972 - 2014, mas há uma série de lacunas de dados. Para o preenchimento de falhas dessa série temporal não foi viável o estabelecimento e uso da relação entre cota e vazão da mesma estação, pois a série de cotas também possui falhas nos mesmos períodos. Então, procedeu-se a busca por estações cujos dados pudessem ser utilizados para o preenchimento de falhas.

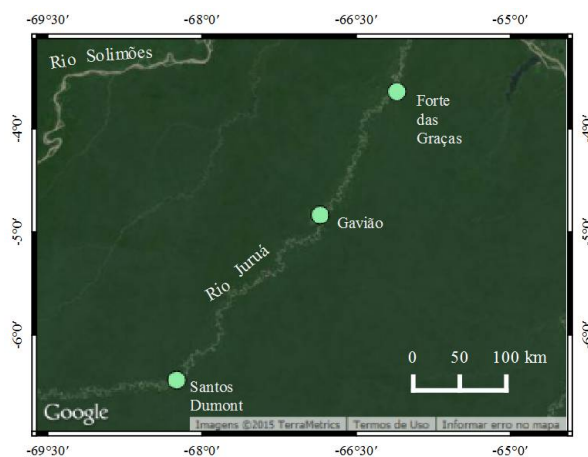
No rio Juruá, as duas estações mais próximas de Gavião são: Forte das Graças (código ANA: 12842000), aproximadamente 170 km à jusante, e Santos Dumont (código ANA: 12700000), aproximadamente 260 km à montante (Figura 57). Como a primeira estação é mais próxima, houve preferência por seu uso, mas sua série abrange o período de 1997-2014, o que a torna inaplicável, já que a principal lacuna a ser preenchida é nos anos de 1995 e 1996. Portanto, utilizou-se dados de vazão da estação Santos Dumont, que abrange o período 1981 - 2014. Embora o período de abrangência dos dados dessa estação seja menor do que o período de dados da estação Gavião, essa série abarca os maiores períodos de lacunas da estação de Gavião.

Uma observação preliminar do gráfico de dispersão entre as vazões medidas nessas duas estações mostra que há uma boa concordância entre elas ($R^2 = 0,88$), o que, em um primeiro momento, suporta o uso dos dados da estação de Santos Dumont para estimativa da vazão em Gavião (Figura 58). Por outro lado, observa-se um forte efeito de histerese, fazendo com que uma porção dos dados esteja expressivamente deslocada em relação à reta

de ajuste. As estimativas produzidas por essa equação ajustada seriam impróprias para esse grupo de dados desajustados.

Como uma alternativa para solução desse problema, assumiu-se como hipótese que essa histerese seria produto de um comportamento cíclico anual, de forma que em determinadas épocas do ano o padrão de ajuste entre as duas variáveis seriam semelhantes no decorrer dos anos. Para observação desse possível padrão temporal, os mesmos dados apresentados na Figura 58 foram plotados novamente, mas agora distinguidos entre os meses do ano (Figura 59).

Figura 57 - Localização do rio Juruá e das estações de Gavião, Forte das Graças e Santos Dumont. As linhas amarelas são representações dos limites internacionais



Observou-se que realmente os dados agrupam-se em conformidade com a época do ano, e, mais importante, foram distinguidos dois grupos que mostram duas relações diferentes: o primeiro conjunto possui uma relação linear, abrangendo nove meses do ano, entre agosto e abril do ano seguinte; o segundo constitui-se de três meses, com uma relação logarítmica, entre maio e julho (Figura 60). Portanto, o preenchimento das lacunas existentes na série de dados da estação de Gavião a partir dos dados de vazão da estação de Santos Dumont foi feita a partir de duas equações ajustadas:

$$Q_G(\text{maio} - \text{julho}) = 3601,3 \cdot \ln(Q_{SD}) - 23240 \quad (17)$$

$$Q_G(\text{agosto} - \text{abril}) = 0,9603 \cdot Q_{SD} + 308,72 \quad (18)$$

Em que:

Q_G = vazão na estação de Gavião ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$);

Q_{SD} = vazão na estação de Santos Dumont ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$);

Figura 58 - Gráfico de dispersão entre a vazão medida nas estações de Santos Dumont e Gavião, ambas no rio Juruá

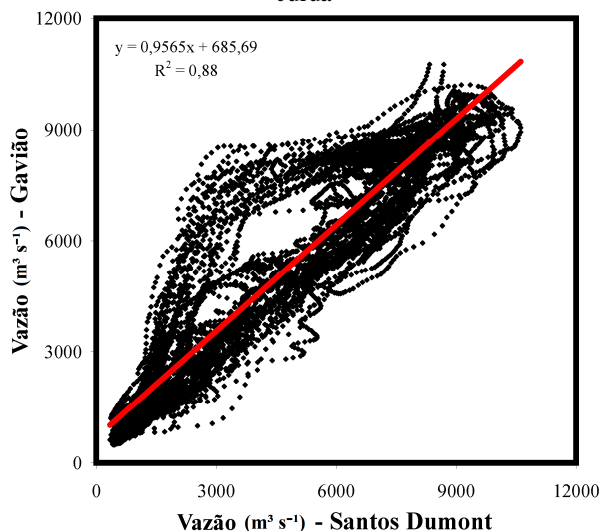
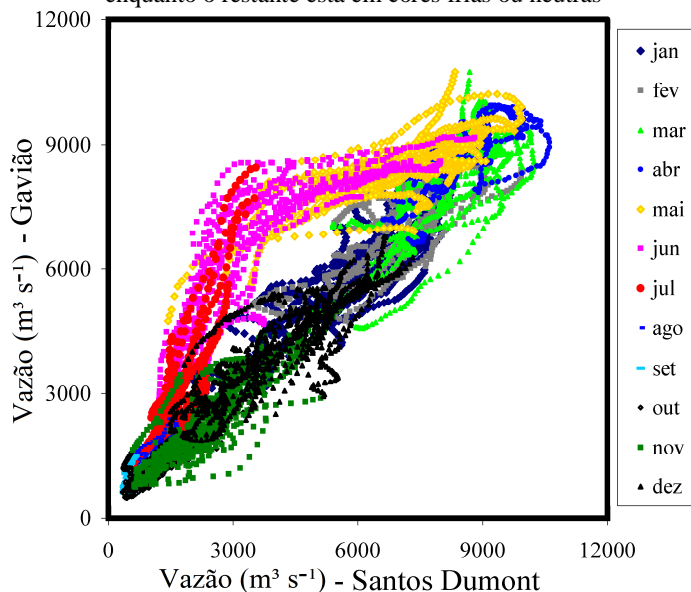


Figura 59 - Gráfico de dispersão entre a vazão medida nas estações de Santos Dumont e Gavião, ambas no rio Juruá. As diferentes cores indicam os meses do ano. Para facilitar a visualização do padrão mencionado no texto, observe que os três meses diferenciados do restante do ano (maio, junho e julho) estão em cores quentes, enquanto o restante está em cores frias ou neutras



Além do período de tempo em que foi feito o preenchimento de falhas com uso das relações entre as duas referidas estações, ainda houve períodos com falta de coleta de dados (sem coleta de dados nas duas estações). Para esses períodos de tempo foram aplicadas interpolações lineares (Figura 61). Uma avaliação do aspecto geral da Figura 61 mostra que a vazão possui um padrão anual bem definido e não apresenta feições espúrias produzidas pelos preenchimentos de falhas. Adicionalmente, as séries originais e preenchidas de dados de vazão não diferem entre si para o nível de significância de 5% (Apêndice D).

Figura 60 - Gráficos de dispersão entre a vazão medida nas estações de Santos Dumont e Gavião, ambas no rio Juruá. O gráfico A corresponde ao período entre agosto e abril (cores frias da Figura 59), e o gráfico B corresponde ao período entre maio e julho. Observe as diferentes relações e a melhora dos ajustes em relação à equação apresentada na Figura 58

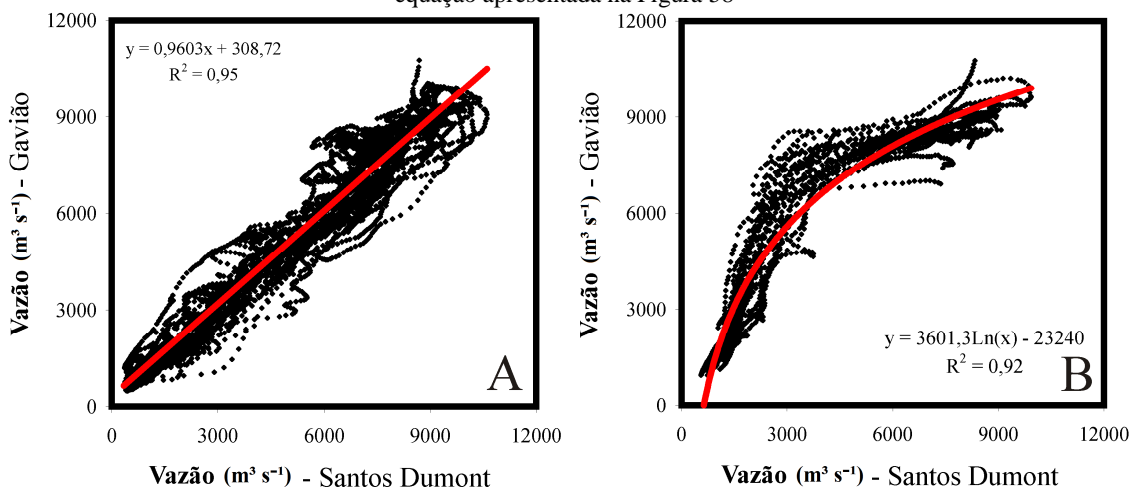
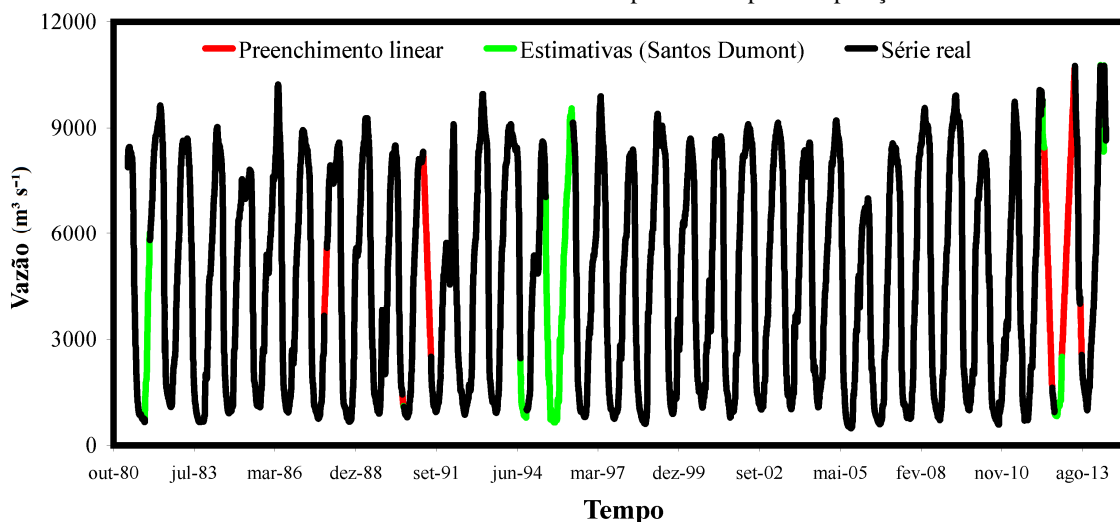


Figura 61 - Série diária de dados de vazão do rio Juruá para a estação de Gavião. A linha em preto é a série real de dados de Gavião; a linha em verde são os dados estimados a partir das duas relações com a estação de Santos Dumont e a linha em vermelho são valores produzidos por interpolação linear



A série temporal de dados de CSS disponível na base da ANA para a estação de gavião constitui-se de 88 valores distribuídos entre as datas de 30/6/1985 e 7/7/2014, o que gera uma média de uma coleta a cada 120,44 dias (Figura 62). Em relação aos dados Landsat, foram utilizadas 471 imagens de duas órbitas ponto: 001/063 e 002/063 entre as datas de 5/5/1984 e 8/11/2011 (uma estimativa a cada 21,33 dias - Figura 62). Durante a junção das duas bases de dados notou-se que para os últimos três anos da série havia pequena quantidade de dados, apenas da ANA. Por isso, a série foi limitada até a data de 21/04/2012. Portanto, ao total foram utilizados 552 valores de CSS a partir das duas bases de dados, gerando em média uma estimativa para cada 18,5 dias.

Os valores da série temporal de CSS apresentados na Figura 65 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 63). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 64), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 65. A análise das médias apresentadas na Figura 65 indica um ciclo anual bem definido com início em setembro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 66.

Figura 62 - Série de valores de CSS do rio Juruá para a estação de Gavião, entre 5/5/1984 e 21/04/2012

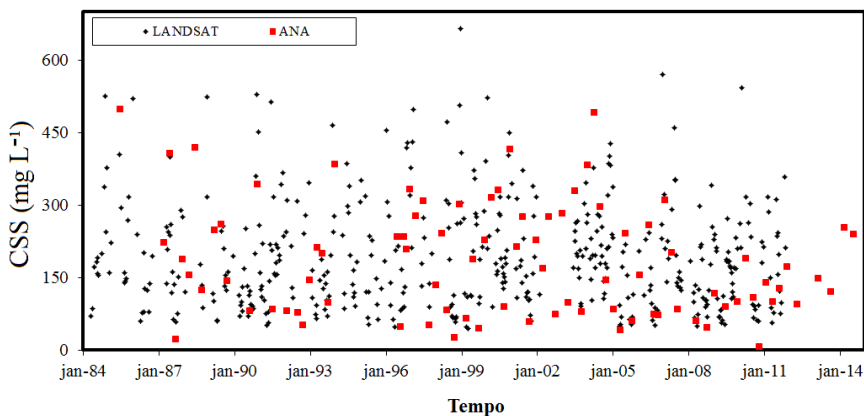


Figura 63 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Juruá para a estação de Gavião

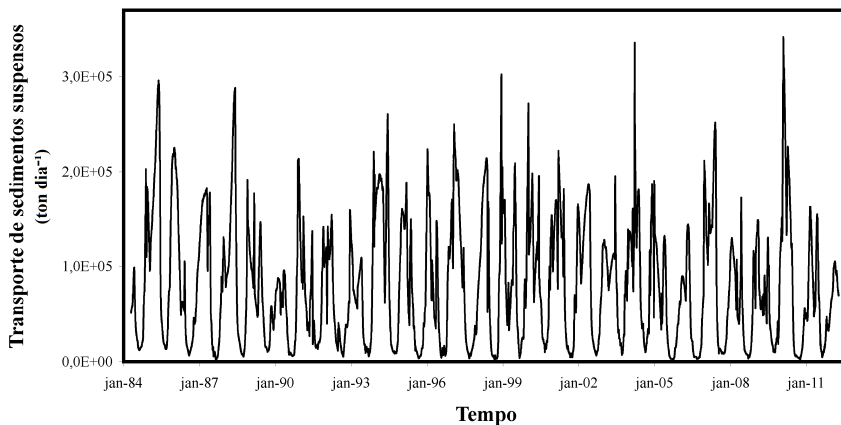


Figura 64 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Juruá para a estação de Gavião

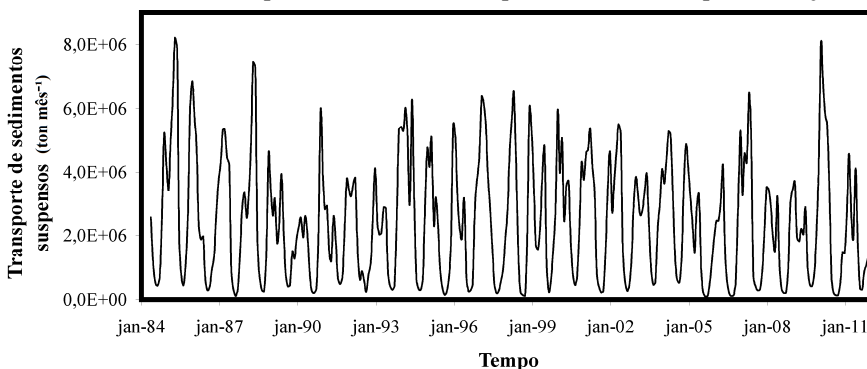


Figura 65 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Juruá para a estação de Gavião (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em setembro (b)

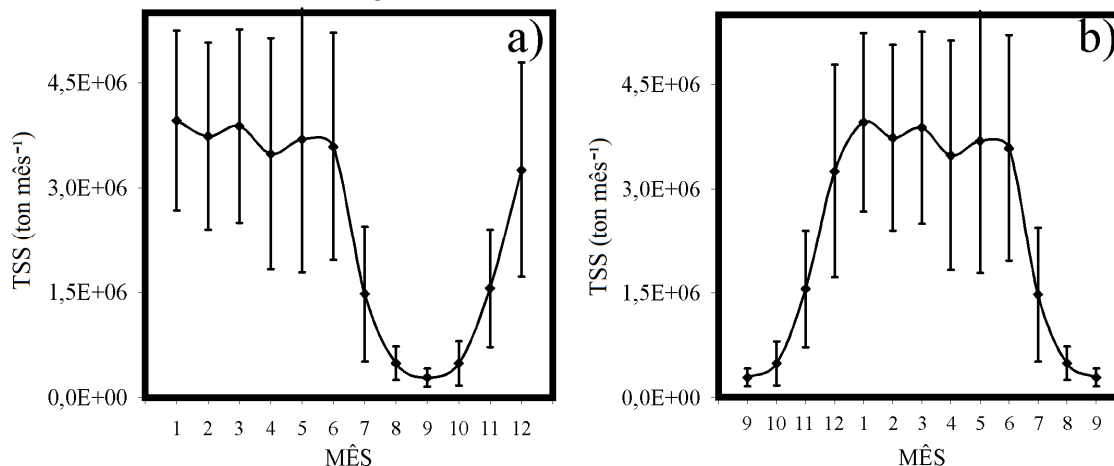
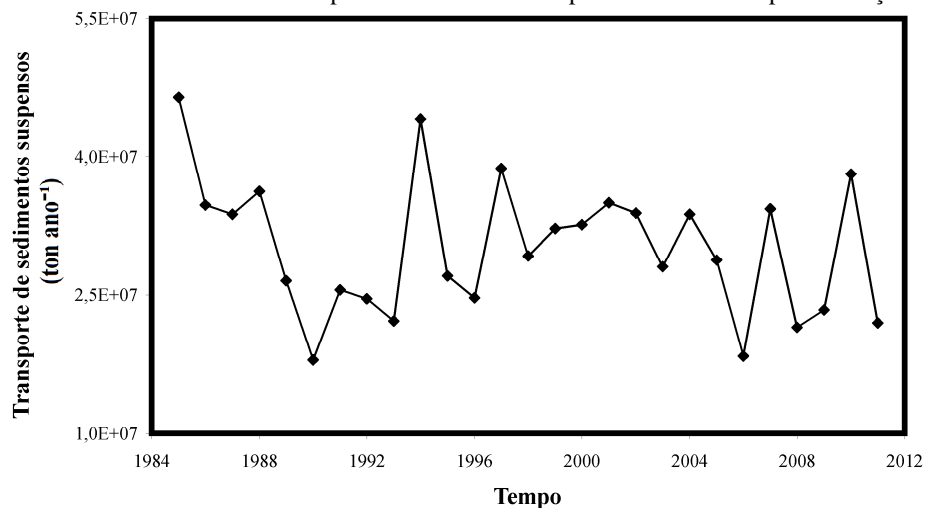


Figura 66 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Juruá para a estação de Gavião



4.2.1.4 Rio Purus

A estação utilizada para avaliação do rio Purus é denominada Lábrea (código ANA: 13870000). Foram obtidos dados de CSS da ANA e dados de vazão do programa ORE HYBAM, que não disponibiliza dados de CSS. A série de vazão inicia em 05/07/1967 e termina em 29/11/2013, contendo poucas e curtas falhas, as quais foram todas preenchidas por meio de interpolação linear. A série temporal de dados de CSS disponível na base da ANA para a estação de Lábrea constitui-se de 76 valores enquanto que, em relação aos dados Landsat, foram utilizadas 589 imagens de duas órbitas ponto: 001/065 e 233/065 (Figura 67). Durante a junção das duas bases de dados, notou-se que para o último ano da série havia uma baixa quantidade de dados, apenas da ANA. Por isso, a série foi limitada até a data de 08/07/2013.

Os valores da série temporal de CSS apresentados na Figura 67 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 68). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 69), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 70. A análise das médias apresentadas na Figura 70 indica um ciclo anual bem definido com início em setembro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 71.

Figura 67 - Séries de valores de concentração de sedimentos suspensos do rio Purus para a estação de Lábrea entre 5/5/1984 e 8/07/2013

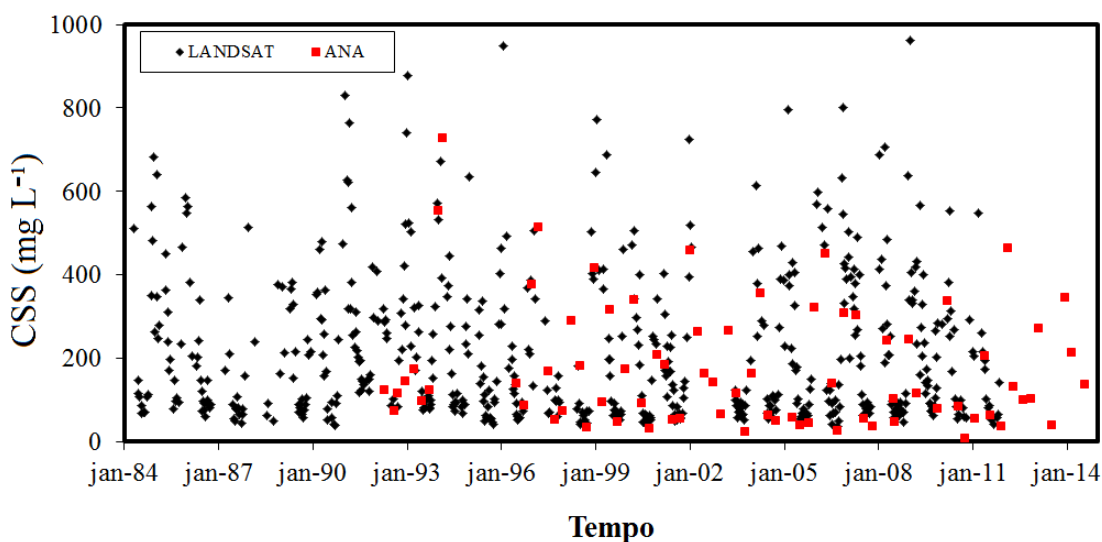


Figura 68 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Purus para a estação de Lábrea

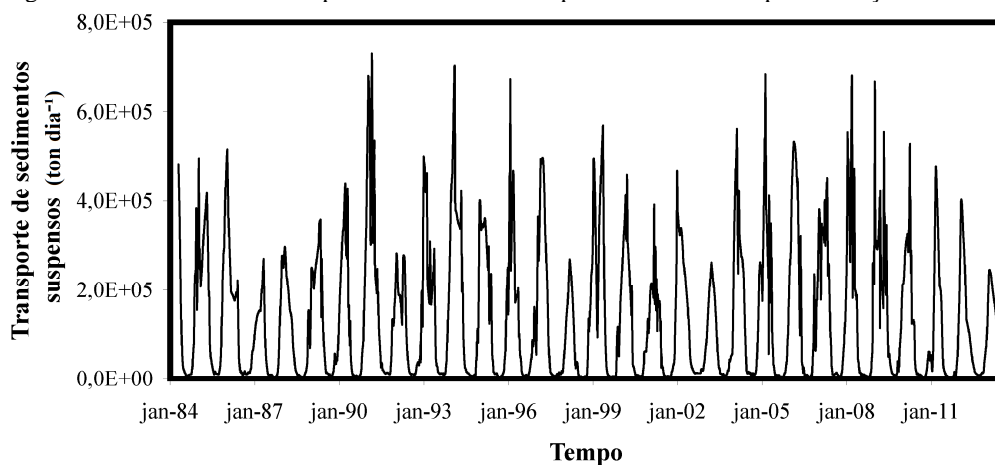


Figura 69 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Purus para a estação de Lábrea

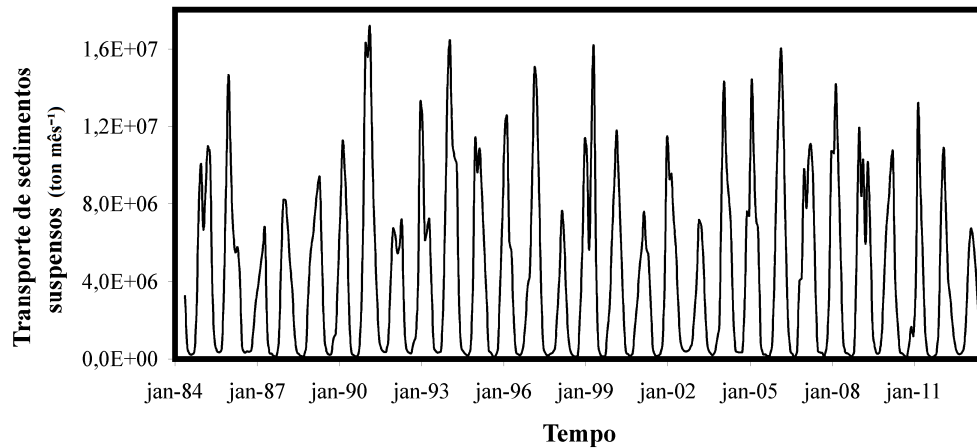


Figura 70 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Purus para a estação de Lábrea (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em setembro (b)

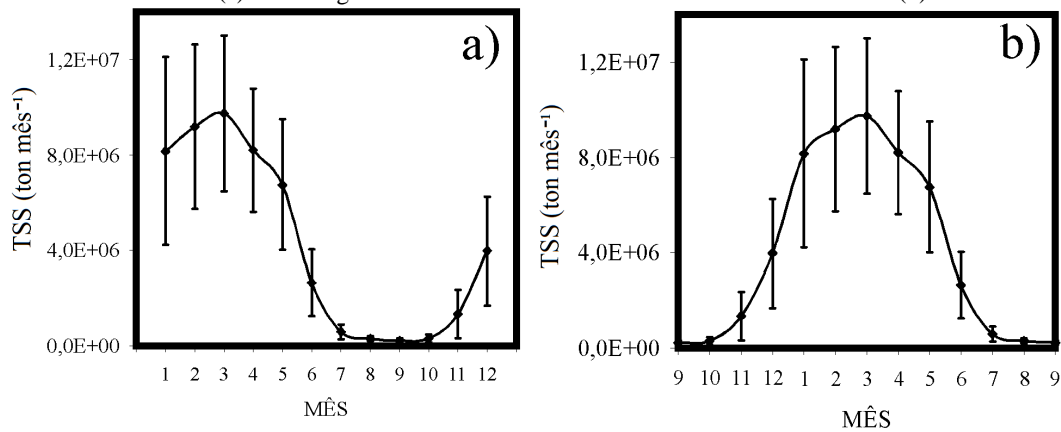
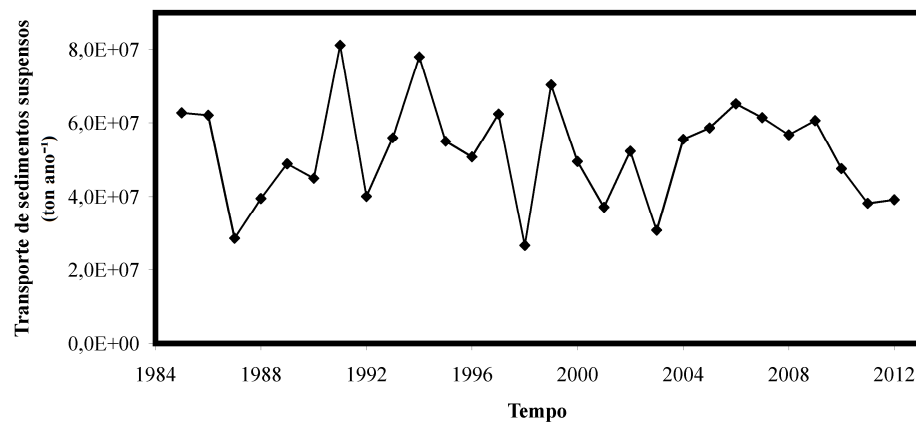


Figura 71 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Purus para a estação de Lábrea



4.2.1.5 Rio Madeira – Porto Velho

O rio Madeira foi avaliado a partir de dados de duas estações: Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, em seus trechos de montante e jusante, respectivamente. Este tópico

trata da estação de montante, cuja denominação provém de sua localização na cidade homônima. A partir do banco de dados da ANA foi obtida uma série com 56 valores de CSS, estação 15400000. Uma extensa série de dados, com 1.634 valores foi obtida com a junção das bases da ANA, do ORE HYBAM e Landsat 5 (Tabela 3). Foram utilizados dados de vazão do programa ORE HYBAM e da ANA. A série de vazão do ORE HYBAM inicia em 24/11/1970 e termina em 30/01/2014, contendo poucas e curtas falhas, que foram todas preenchidas por meio de interpolação linear. Os dados da ANA foram utilizados para completar a série até 14/09/2014, data do último valor de CSS.

Em relação aos dados Landsat, foram utilizadas 540 imagens de duas órbitas ponto: 232/066 e 233/066, sendo a única fonte de dados entre os anos de 1984 e 1994 (Figura 72). As estimativas Landsat 5 permitem uma ligação entre coletas feitas no início da década de 1980 e as coletas mais recentes, do programa ORE HYBAM (Figura 73). O resultado da junção de todas essas bases de dados é uma série de mais de 33 anos com uma coleta a cada 7,45 dias (Tabela 3). Os valores de CSS apresentados na Figura 72 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 74). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 75), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 76. A análise das médias apresentadas na Figura 76 indica um ciclo anual bem definido com início em setembro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 77.

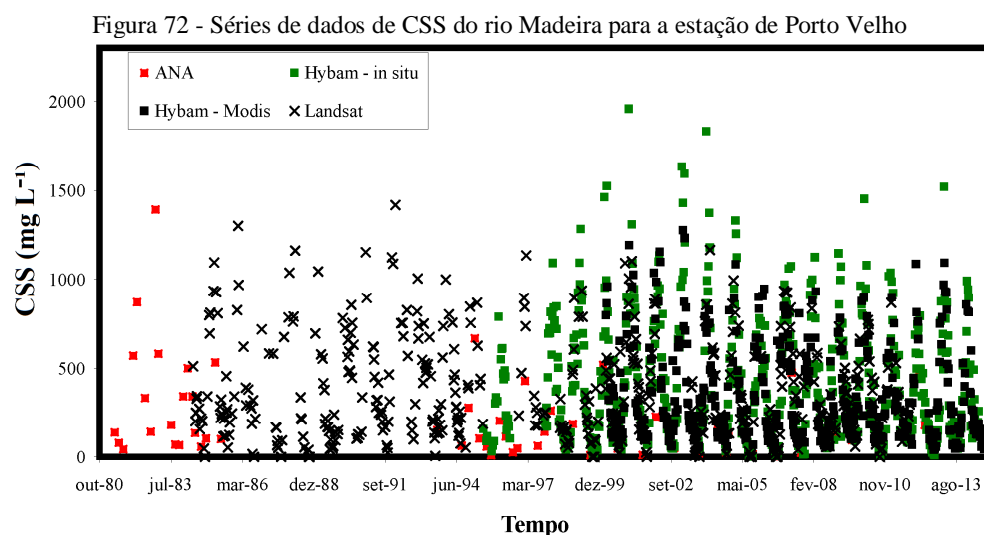


Figura 73 – Comparação das séries de dados de CSS do rio Madeira para a estação de Porto Velho: (a) séries já existentes; (b) junção com as novas estimativas via imagens Landsat 5

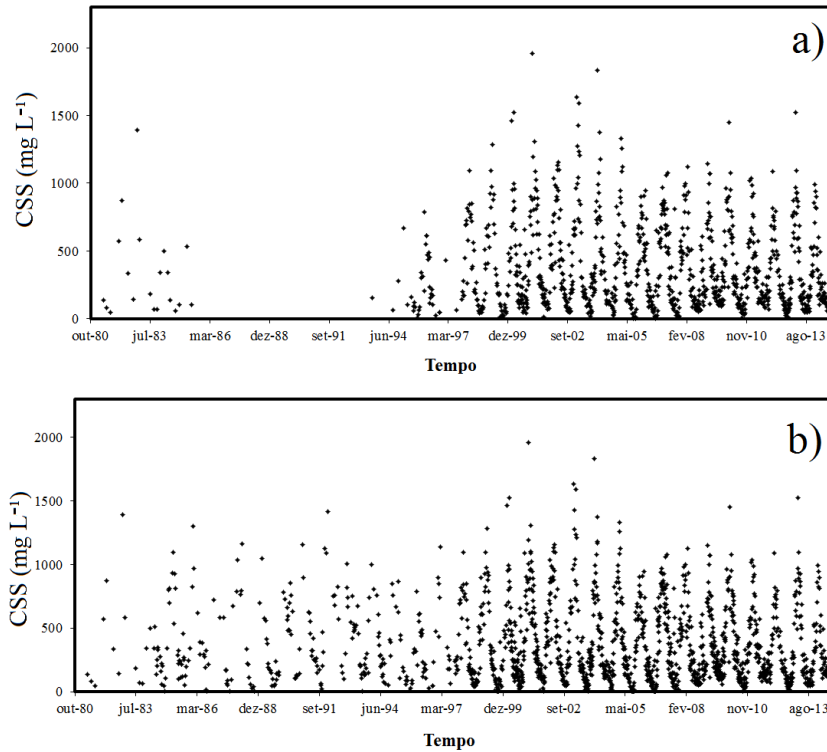


Figura 74 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de Porto Velho

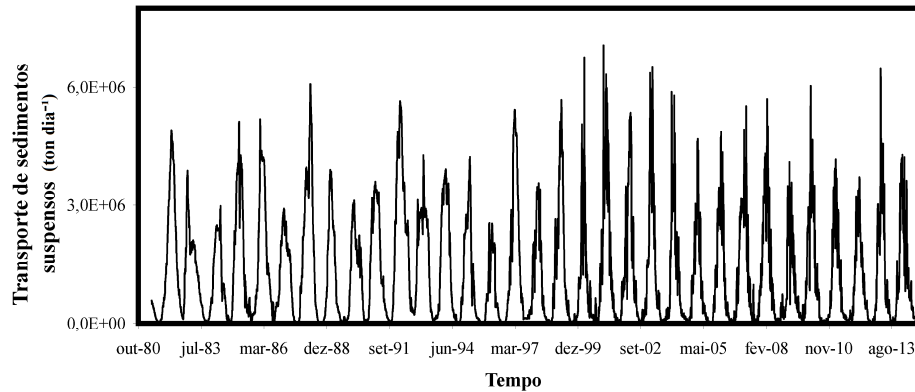


Figura 75 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de Porto Velho

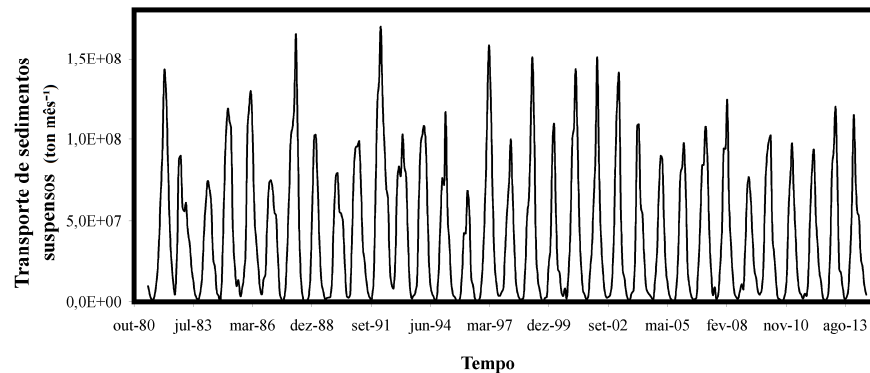


Figura 76 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de Porto Velho (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em setembro (b)

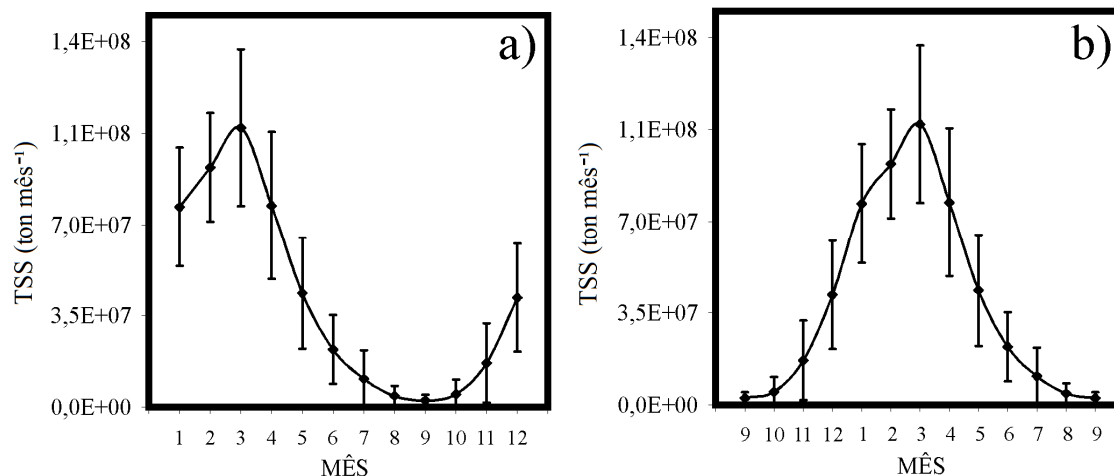
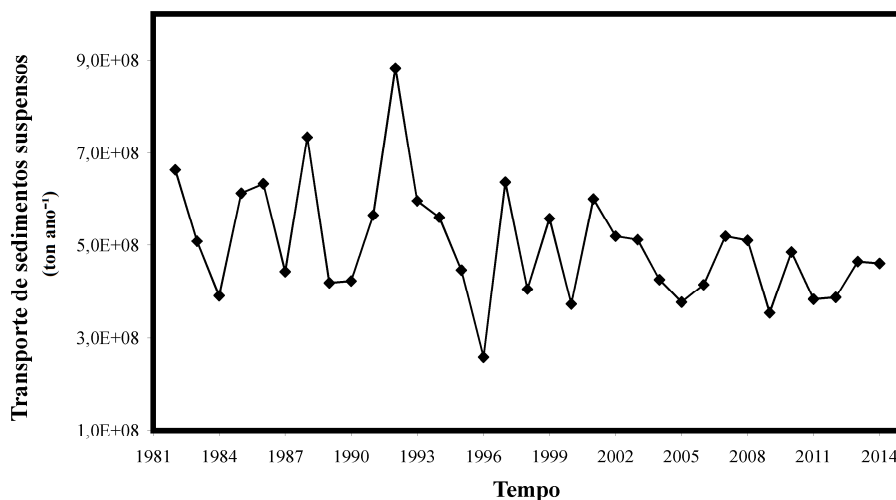


Figura 77 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de Porto Velho



4.2.1.6 Rio Madeira – Fazenda Vista Alegre (FVA)

Este tópico trata da estação de jusante do rio Madeira, em que, a partir do banco de dados da ANA, foi obtida uma série com 72 valores de CSS (código ANA: 15860000). Uma extensa série de dados, com 1.647 valores foi obtida com a junção das bases da ANA, do ORE HYBAM e Landsat 5 (Tabela 3). Foram utilizados dados de vazão do programa ORE HYBAM e da ANA. A série de vazão do ORE HYBAM inicia em 03/05/1967 e termina em 27/02/2014, contendo poucas e curtas falhas, as quais foram todas preenchidas por meio de interpolação linear. Os dados da ANA foram utilizados para completar a série até 27/12/2014, data do último valor de CSS.

Em relação aos dados Landsat, foram utilizadas 611 imagens de duas órbitas ponto: 230/063 e 231/064, sendo a principal fonte de dados anterior ao ano de 1997, quando

iniciaram-se as coletas do programa ORE HYBAM (Figura 78). As estimativas Landsat 5 permitem um grande refinamento da série ao comparar as bases com e sem esses dados (Figura 79). Os valores de CSS apresentados na Figura 78 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 80). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 81), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 82. A análise das médias apresentadas na Figura 82 indica um ciclo anual bem definido com início em setembro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 83.

Figura 78 - Séries de dados de CSS do rio Madeira para a estação de FVA

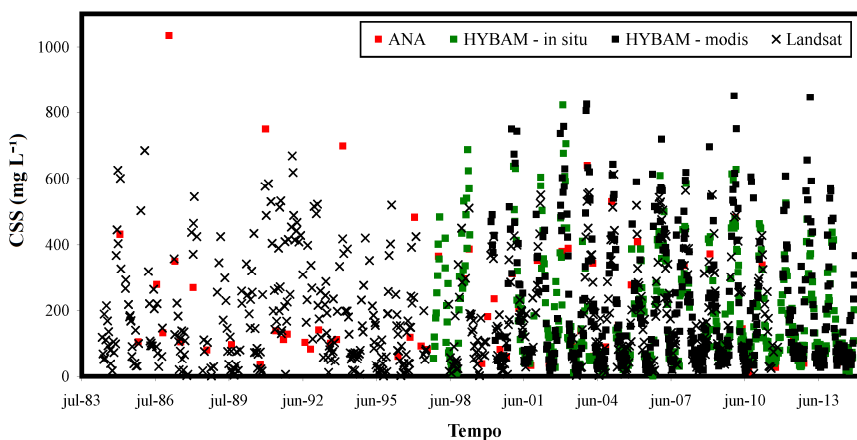


Figura 79 – Comparação das séries de dados de CSS do rio Madeira para a estação de FVA: (a) séries já existentes; (b) junção com as novas estimativas via imagens Landsat 5

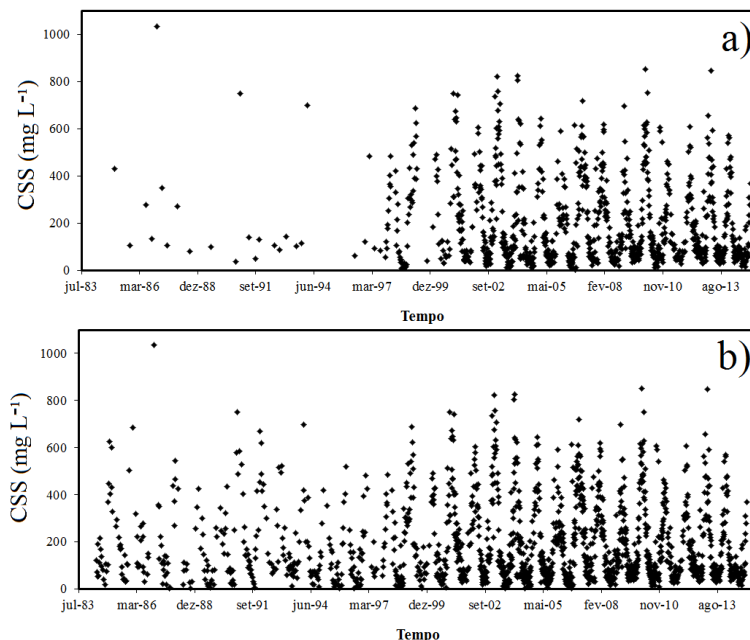


Figura 80 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de FVA

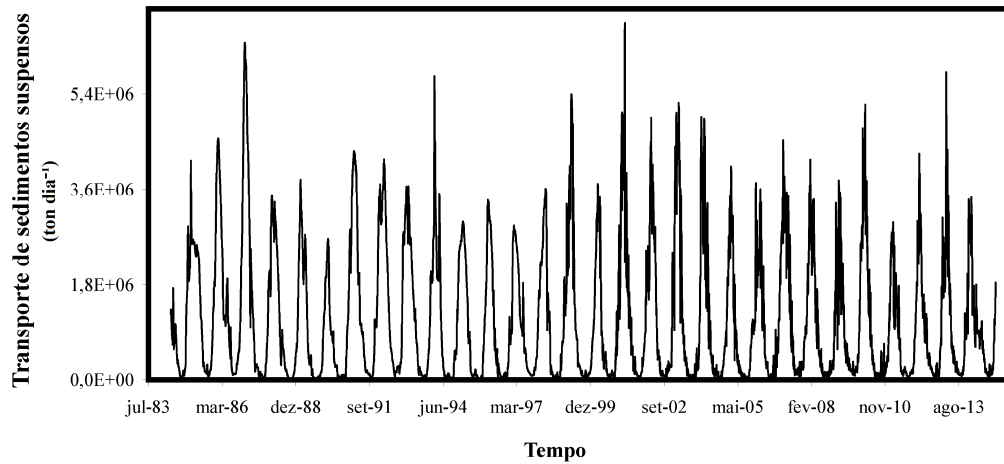


Figura 81 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de FVA

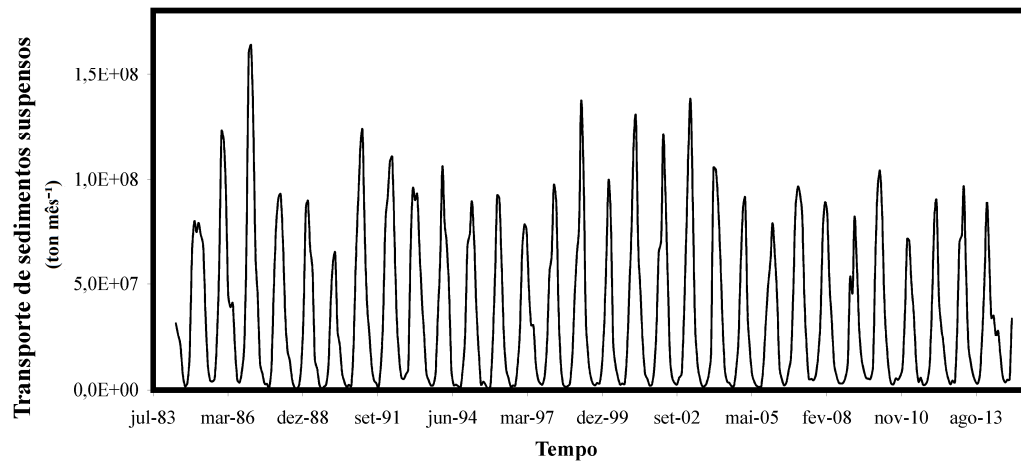


Figura 82 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de FVA (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em setembro (b)

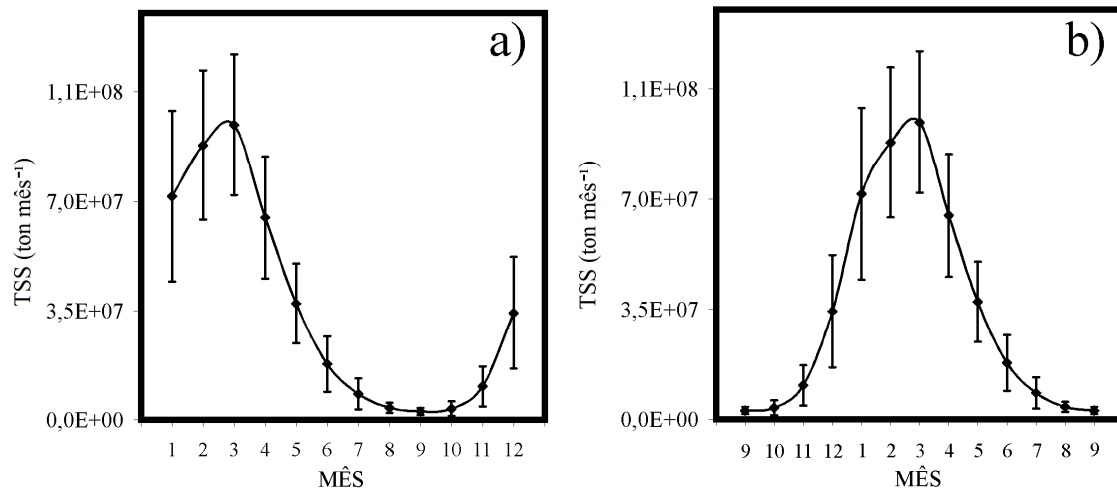
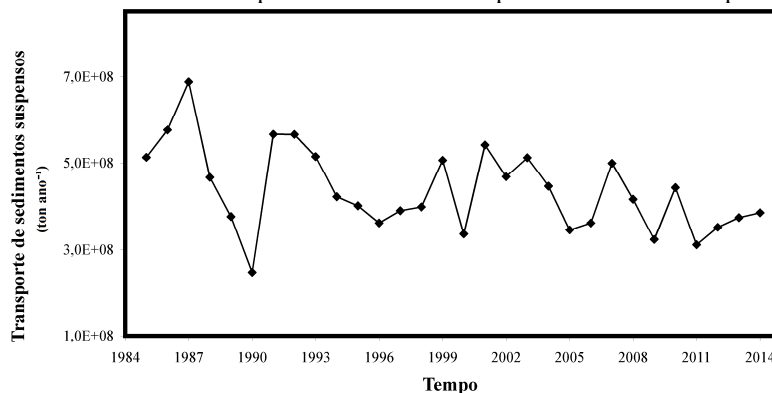


Figura 83 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira para a estação de FVA



4.2.1.7 Rio Solimões – Tabatinga

O rio Solimões foi avaliado a partir de dados de duas estações: Tabatinga e Manacapuru, em seus trechos de montante e jusante, respectivamente. Este tópico trata da estação de montante. O programa ORE HYBAM disponibiliza dados de CSS e vazão para essa estação, justificando sua escolha, mas a ANA não possui dados para essa estação. No entanto, observou-se que há dados de CSS para as estações de Teresina (código ANA: 11200000), situada a 20 km a jusante de Tabatinga e Santo Antônio do Içá (código ANA: 11500000), a cerca de 300 km a jusante. Embora a segunda estação esteja em uma distância considerável, não há importantes afluentes nesse trecho, permitindo seu uso. A partir dessas duas estações foi obtida uma série com 126 valores de CSS.

O programa ORE HYBAM disponibiliza uma série com 207 valores (*in situ*) de coletas feitas entre os anos de 1995 e 2007 ao passo que não possui estimativas via dados MODIS. Com relação aos dados Landsat, foram utilizadas 757 imagens, entre os anos de 1984 e 2011, das órbitas ponto 005/063, 004/063 e 003/062. No geral, uma série de dados com 1.090 valores foi obtida com a junção das bases da ANA, do ORE HYBAM e Landsat 5 (Tabela 3). Foram utilizados dados de vazão do programa ORE HYBAM, cuja série inicia em 01/07/1982 e termina em 27/05/2014, contendo poucas e curtas falhas, as quais foram todas preenchidas por meio de interpolação linear.

Os dados Landsat constituem a principal fonte de dados para o período anterior ao ano de 1995 e posterior ao ano de 2007, quando não há coletas do programa ORE HYBAM (Figura 84). As estimativas Landsat 5 permitem um grande refinamento da série ao comparar as bases com e sem esses dados (Figura 85). Os valores de CSS apresentados na Figura 84 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 86). A

partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 87), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 88. A análise das médias apresentadas na Figura 88 indica um ciclo anual bem definido com início em setembro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 89.

Figura 84 - Séries de dados de CSS do rio Solimões para a estação de Tabatinga

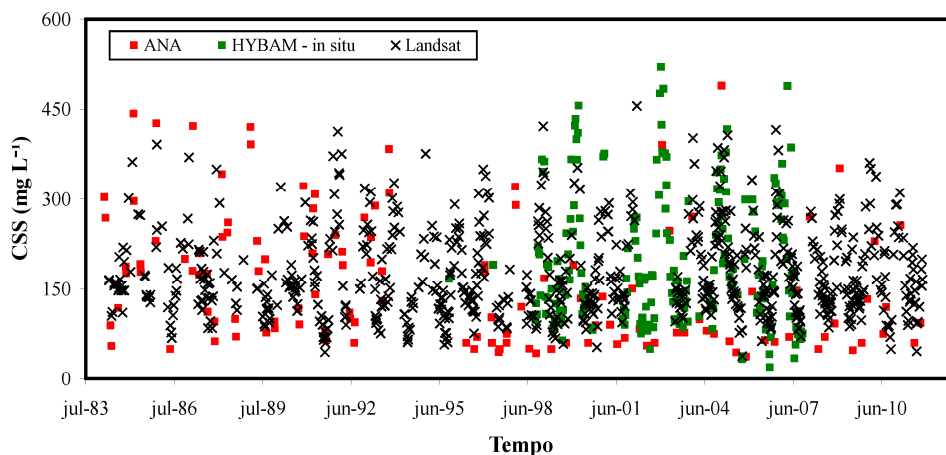


Figura 85 - Comparação das séries de dados de CSS do rio Solimões para a estação de Tabatinga: (a) séries já existentes; (b) junção com as novas estimativas via imagens Landsat 5

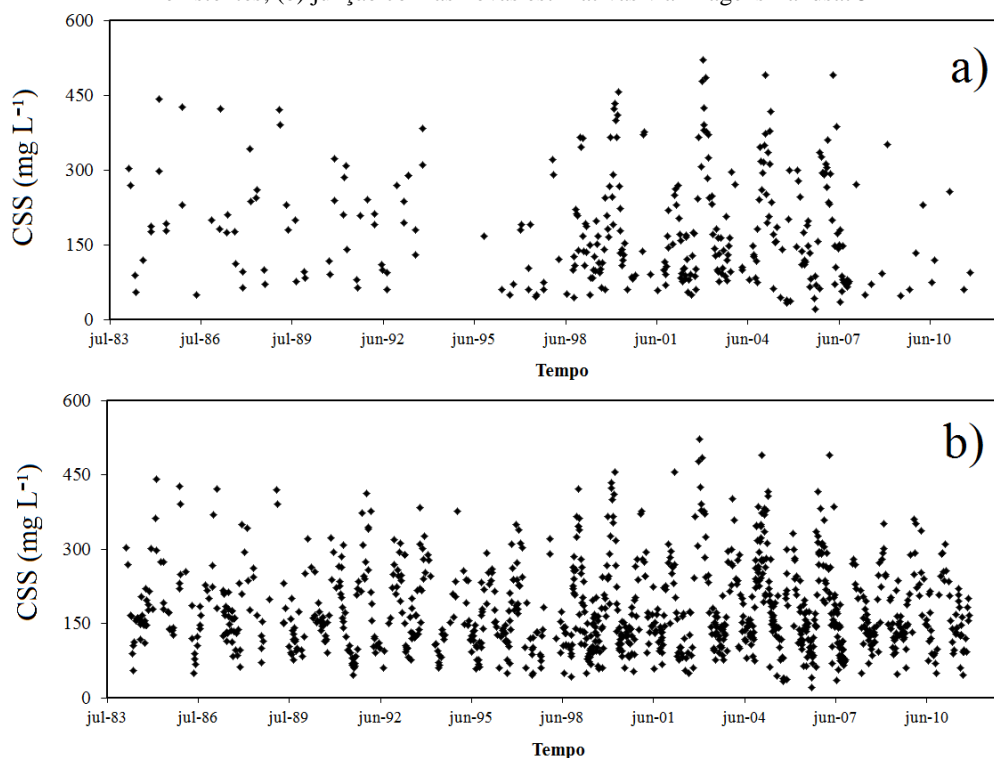


Figura 86 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Tabatinga

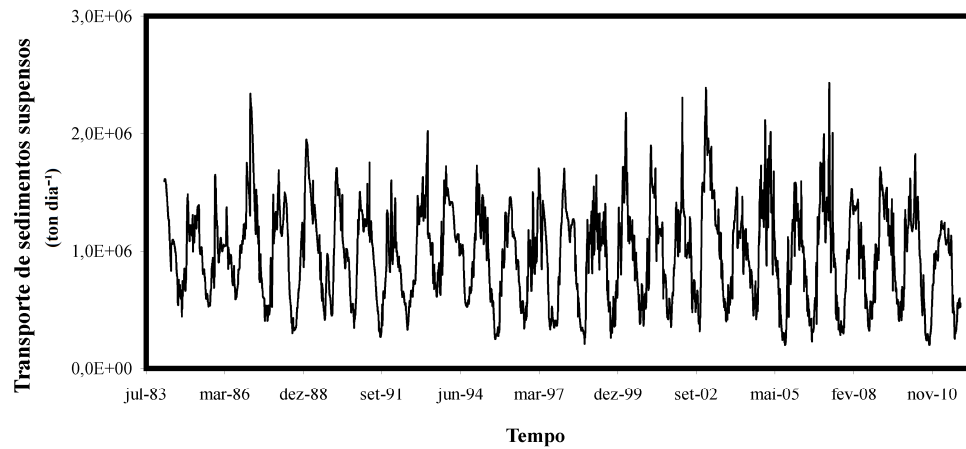


Figura 87 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Tabatinga

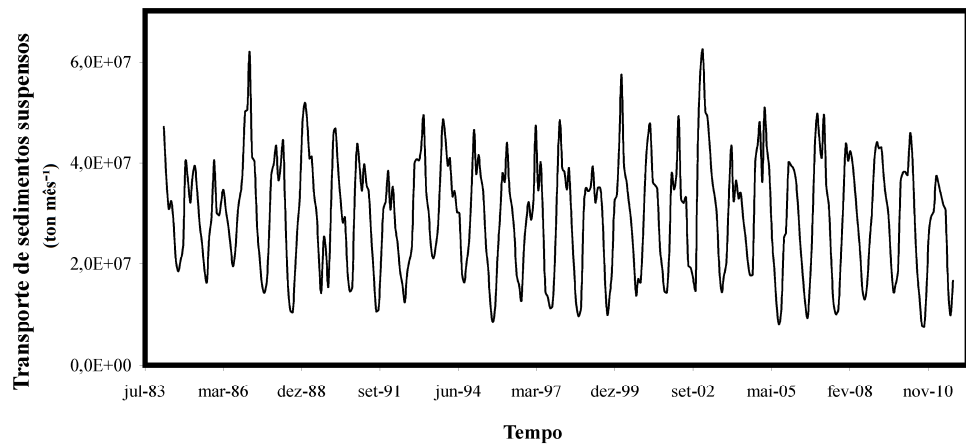


Figura 88 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Tabatinga (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em setembro (b)

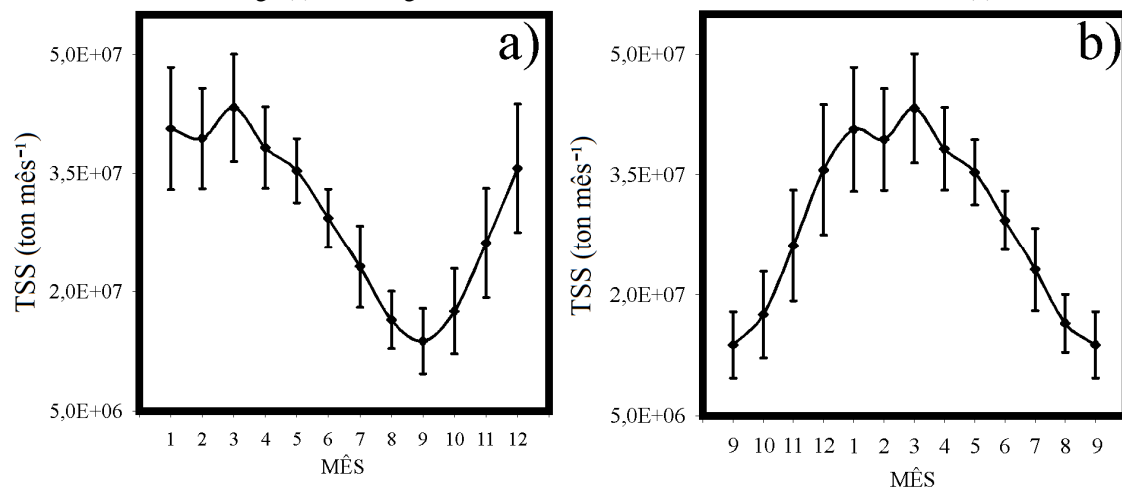
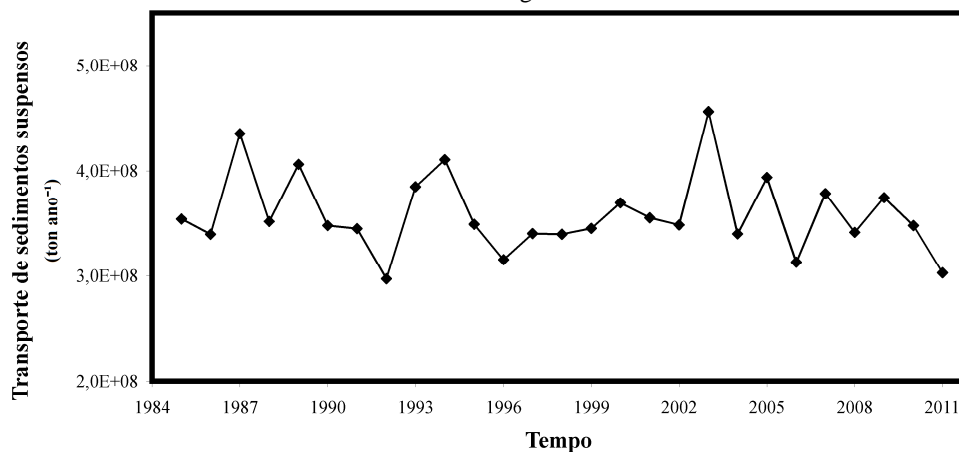


Figura 89 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Tabatinga



4.2.1.8 Rio Solimões – Manacapuru

Este tópico trata da estação de jusante do rio Solimões. O programa ORE HYBAM disponibiliza dados de vazão para essa estação, possuindo curtas lacunas, preenchidas por interpolação linear e uma falha importante nos anos de 2003 e 2004, que foi preenchida com dados da mesma estação, disponibilizados pela ANA. O programa ORE HYBAM disponibiliza uma série com 488 valores (*in situ*) de coletas feitas entre os anos de 1995 e 2014 e 484 estimativas via dados MODIS. Com relação aos dados Landsat, foram utilizadas 823 imagens, entre os anos de 1984 e 2011, das órbitas ponto 232/063, 231/062 e 230/062. A maior série de dados para uma mesma estação, com 1.881 valores (e maior refinamento temporal, com uma coleta a cada 6,17 dias, em média), foi obtida com a junção das bases da ANA, do ORE HYBAM e Landsat 5 (Tabela 3).

Os dados Landsat constituem a principal fonte de dados para o período anterior ao ano de 1997 (Figura 90). As estimativas Landsat 5 permitem um grande refinamento da série ao comparar as bases com e sem esses dados (Figura 91). Os valores de CSS apresentados na Figura 92 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 92). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 93), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 94. A análise das médias apresentadas na Figura 94 indica um ciclo anual bem definido com início em outubro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 95.

Figura 90 - Séries de dados de CSS do rio Solimões para a estação de Manacapuru

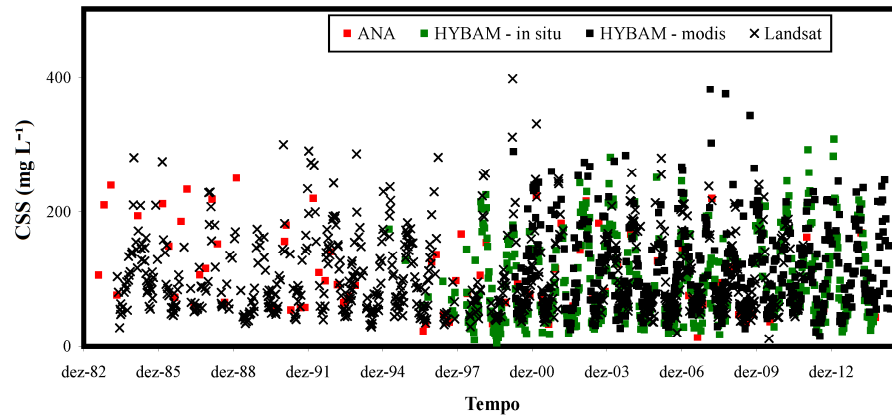


Figura 91 - Comparação das séries de dados de CSS do rio Solimões para a estação de Manacapuru: (a) séries já existentes; (b) junção com as novas estimativas via imagens Landsat 5

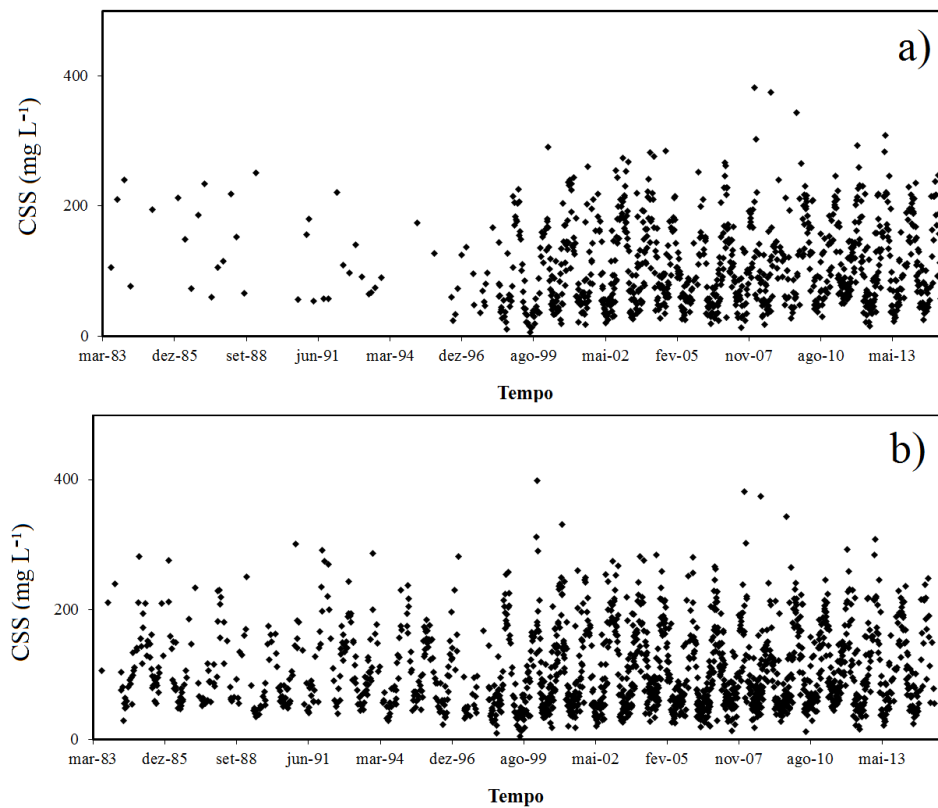


Figura 92 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Manacapuru

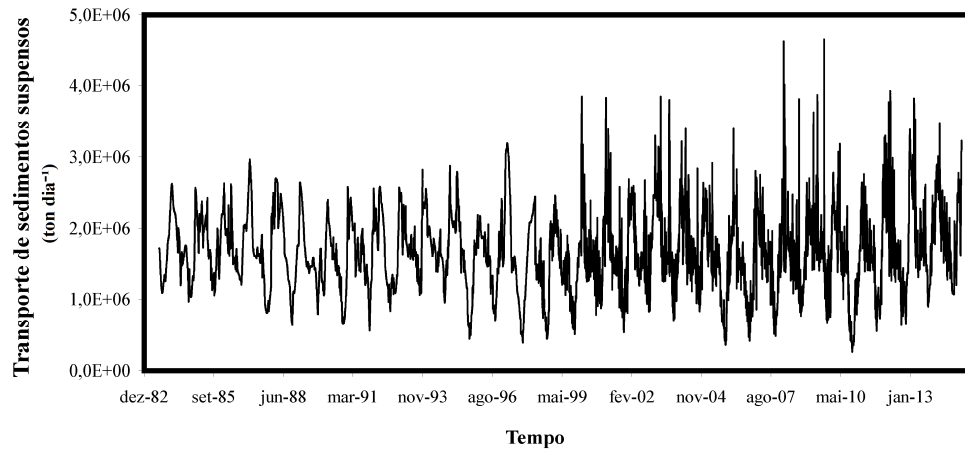


Figura 93 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Manacapuru

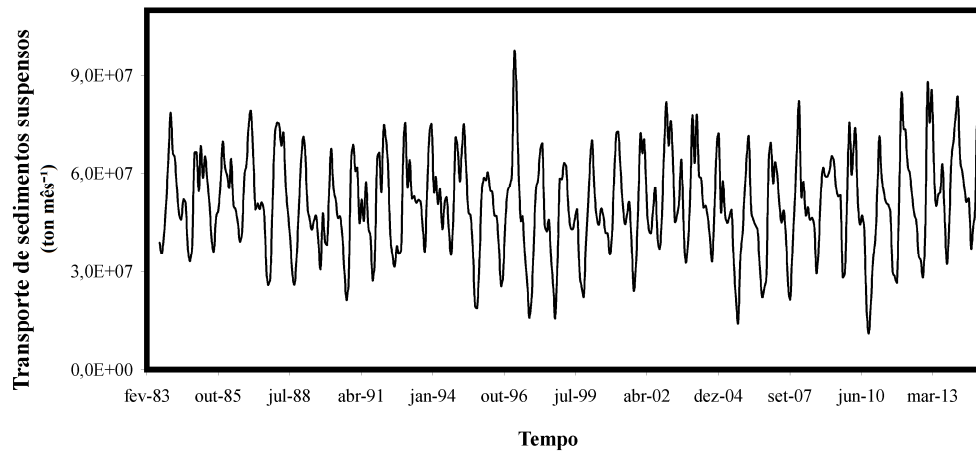


Figura 94 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Manacapuru (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em outubro (b)

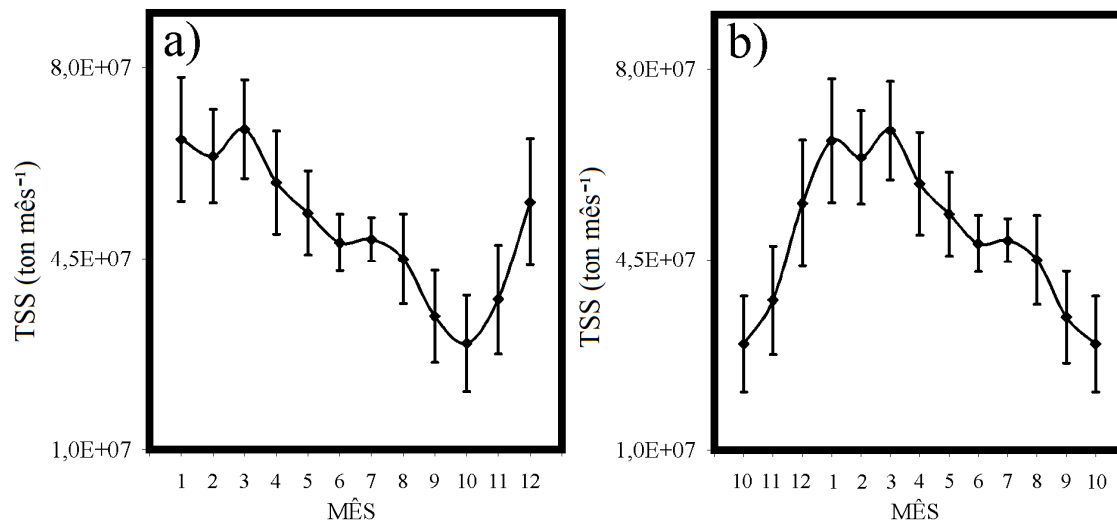
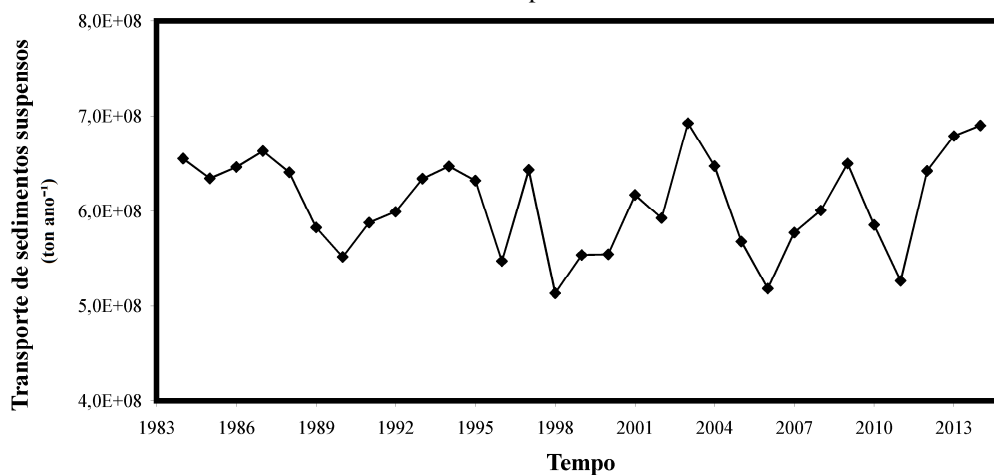


Figura 95 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões para a estação de Manacapuru



4.2.1.9 Rio Amazonas

Este tópico trata da única estação do rio Amazonas, Óbidos (17050001). Essa é a principal estação desta pesquisa, pois, embora não abranja toda a bacia (apenas em torno de 80%), ela integra todos os processos que ocorrem nos rios de água brancas. O programa ORE HYBAM disponibiliza dados de vazão para essa estação, possuindo curtas lacunas, preenchidas por interpolação linear. O programa ORE HYBAM disponibiliza uma série com 556 valores (*in situ*) de coletas feitas entre os anos de 1995 e 2014 e 645 estimativas via dados MODIS para o período entre os anos de 2000 e 2015. Como essas séries de dados já permitem um bom refinamento temporal a partir do ano de 1995, foram utilizadas apenas 308 imagens Landsat, entre os anos de 1984 e 1994, das órbitas ponto 229/062, 228/061 e 227/062. Também foi utilizada uma base da ANA com 54 valores de CSS.

Ao todo, uma série com 1.563 valores foi obtida com a junção das bases da ANA, do ORE HYBAM e Landsat 5 (Tabela 3). Os dados Landsat constituem a principal fonte de dados para o período anterior ao ano de 1995 (Figura 96). As estimativas Landsat 5 permitem um grande refinamento da série ao comparar as bases com e sem esses dados (Figura 97). Os valores de CSS apresentados na Figura 96 foram interpolados para geração de uma série diária cujos valores foram multiplicados pela vazão para obtenção de valores diários de transporte de sedimentos suspensos (Figura 98). A partir da soma dos valores diários, obteve-se uma série temporal mensal (Figura 99), cuja média e desvio padrão mensais estão representados na Figura 100. A análise das médias apresentadas na Figura 100 indica um ciclo

anual bem definido com início em outubro. Considerando esse ciclo, os valores anuais calculados estão representados na Figura 101.

Figura 96 - Séries de dados de CSS do rio Amazonas para a estação de Óbidos

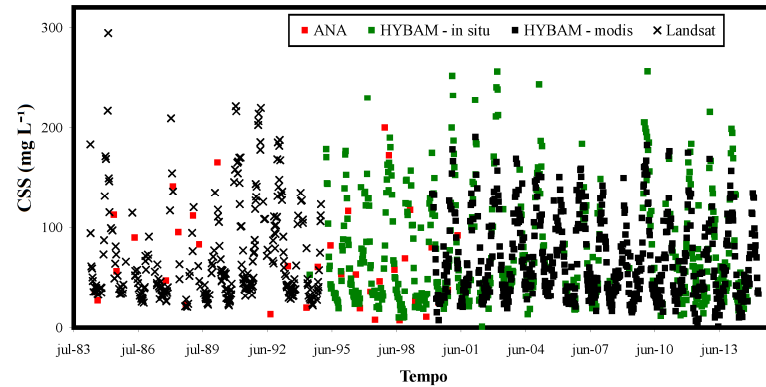


Figura 97 - Comparação das séries de dados de CSS do rio Amazonas para a estação de Óbidos: (a) séries já existentes; (b) junção com as novas estimativas via imagens Landsat 5

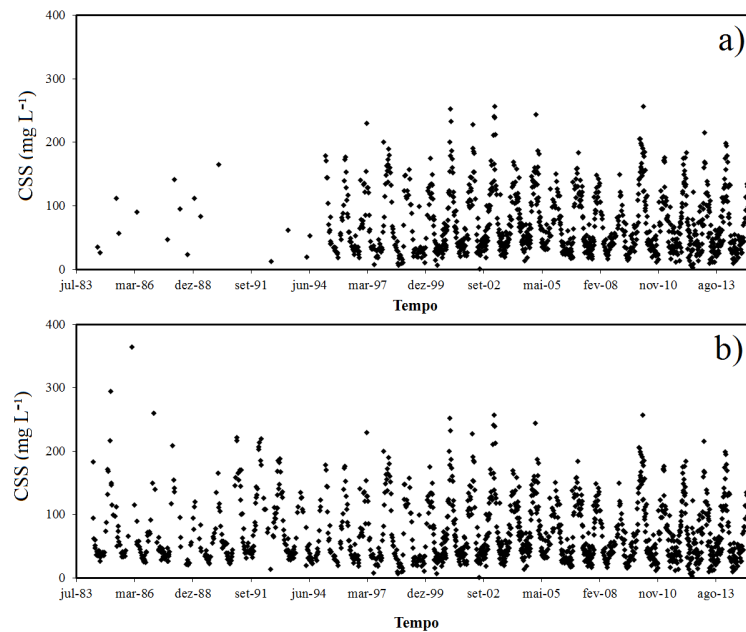


Figura 98 - Série diária de transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas para a estação de Óbidos

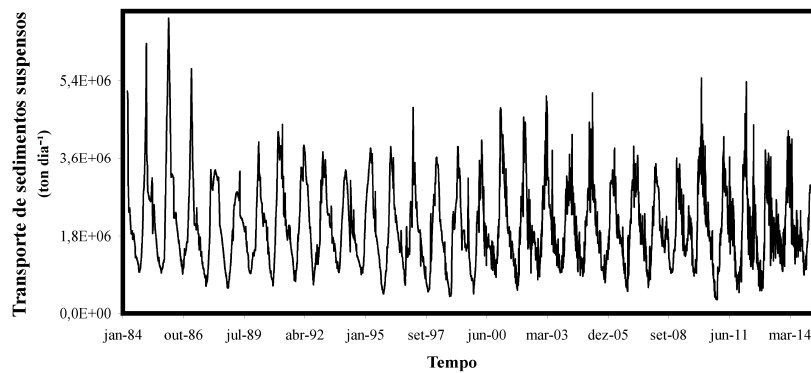


Figura 99 - Série mensal de transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas para a estação de Óbidos

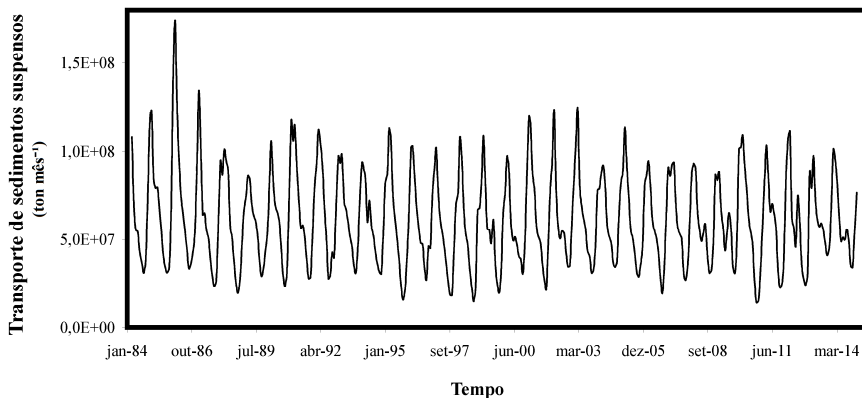


Figura 100 - Média e desvio padrão mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas para a estação de Óbidos (a). Série organizada conforme o início do ciclo anual em outubro (b)

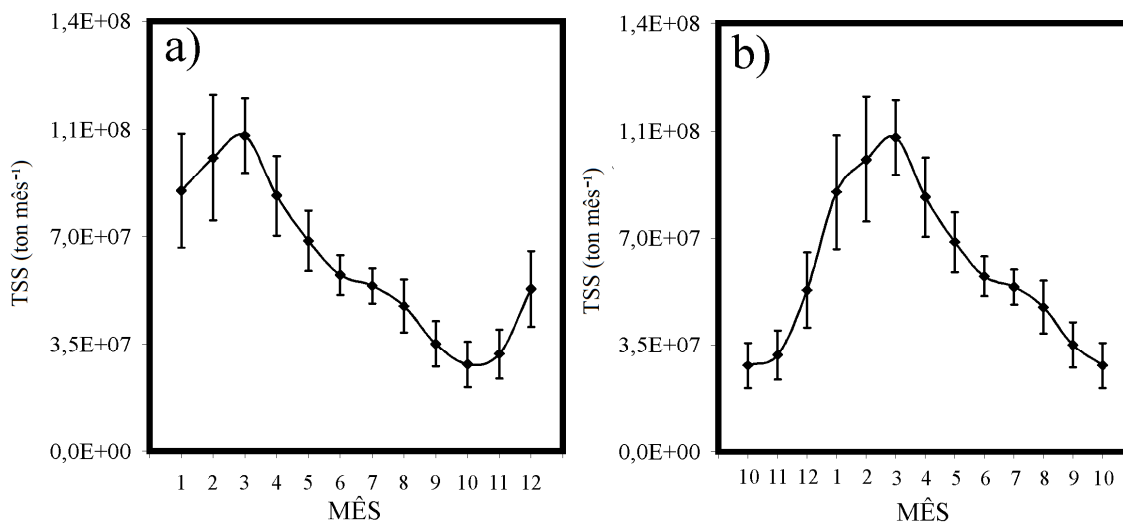
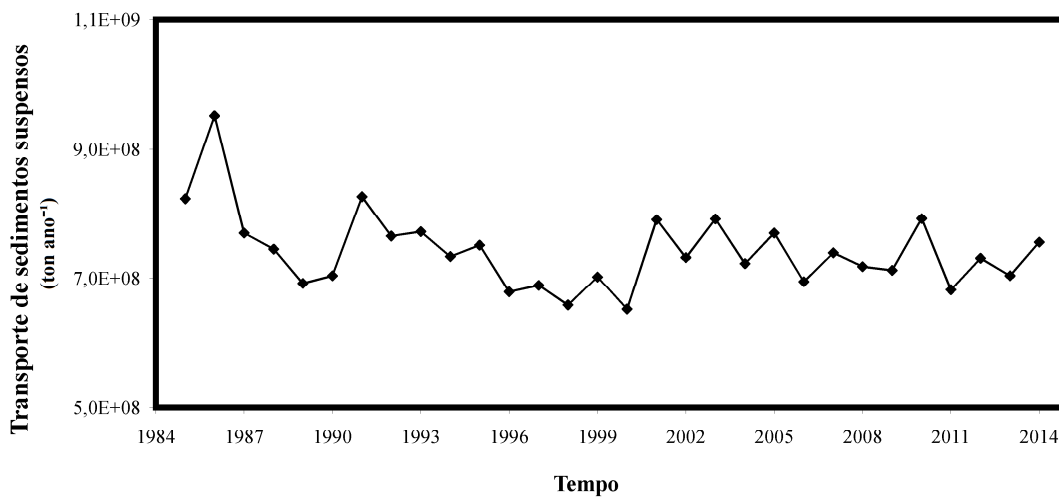


Figura 101 - Série de totais anuais de transporte de sedimentos suspensos do Amazonas para a estação de Óbidos



5 USO DA VAZÃO PARA ESTIMATIVA DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS

Caso existissem métodos que permitissem a estimativa do transporte de sedimentos suspensos (TSS) apenas a partir da vazão (Q), a análise do transporte de material suspenso na Amazônia seria mais precisa e temporalmente mais abrangente. Isso porque as séries de vazão são mais extensas e bem calibradas em relação às séries temporais de CSS. A estação de Óbidos, no rio Amazonas, por exemplo, possui uma série diária de dados de vazão de aproximadamente 70 anos, enquanto que a série de dados de CSS da ANA inicia-se em 1979, e um monitoramento frequente, realizado pelo ORE HYBAM, em 1995. Portanto, caso sejam obtidas equações bem ajustadas entre a vazão e a descarga sólida, seria possível estimar séries longas para a última.

Vários autores avaliaram a relação entre a vazão e os níveis de CSS, e conseqüentemente com o transporte de sedimentos dos rios amazônicos nas regiões de planície. Os resultados obtidos indicam baixas correlações (MEADE, 1979; DUNNE *et al.*, 1998; FILIZOLA, 1999; FILIZOLA e GUYOT, 2009; MARTINEZ *et al.*, 2009), ou seja, os trabalhos feitos até então apontam para a impossibilidade da estimativa da descarga sólida a partir da vazão. Isso é especialmente válido para os trechos dos grandes rios nas regiões de planície, que são objeto deste estudo, enquanto que relações adequadas entre vazão e transporte de sedimentos são encontradas em rios de menor porte na região dos Andes (ARMIJOS *et al.*, 2013).

Levando em conta a nova base de dados gerada no âmbito desta pesquisa, descrita no capítulo 4, essa relação foi testada para todos os rios sob estudo. Portanto, o objetivo da análise descrita neste capítulo foi avaliar a relação entre a vazão e o transporte de sedimentos suspensos, investigando a possibilidade de se obter a descarga sólida apenas a partir da vazão. A questão que fundamenta essa análise é a seguinte: É possível a determinação do transporte de sedimentos suspensos apenas a partir da vazão? Com base nos resultados fornecidos pela bibliografia, assume-se como hipótese que a vazão não será uma variável eficiente para estimativa do transporte de sedimentos dos rios amazônicos de águas brancas.

5.1 Métodos

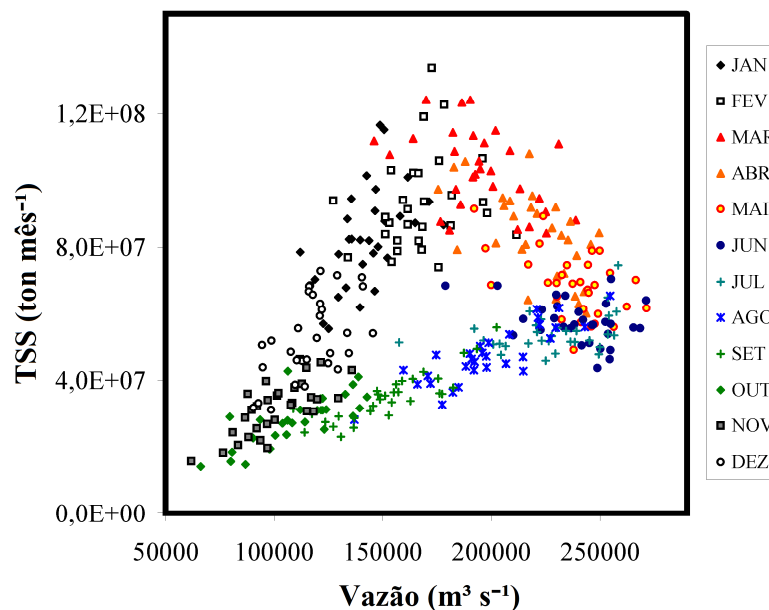
O princípio básico da metodologia aplicada nesta análise é a avaliação da relação entre as duas variáveis, TSS e Q, via análise de regressão. Os procedimentos são simples, em

que os gráficos de dispersão entre as duas variáveis são analisados visualmente e testa-se a função que melhor descreve a relação entre elas.

Esse método é o mesmo utilizado em estudos anteriores sobre o tema (capítulo 2, tópico 2.4), cujas relações apresentadas são equações lineares entre as duas variáveis, levando em conta todo o conjunto de dados na mesma análise. Todavia, nesta pesquisa isto foi feito de forma diferente: anteriormente às tentativas de ajuste, foram elaborados gráficos de dispersão entre TSS e Q para cada mês do ano e observou-se como essa relação comporta-se no decorrer do ciclo hidrológico. Adota-se como premissa que a relação entre essas variáveis pode ser diferente em distintas etapas do ciclo hidrológico. Isso porque os regimes de precipitação nas áreas-fonte de sedimentos e no restante das bacias não ocorrem necessariamente ao mesmo tempo. Portanto, as entradas de água e sedimentos nos rios podem ser defasadas, especialmente em grandes bacias, como é o caso desta pesquisa.

Adotou-se o caso do rio Amazonas como exemplo do procedimento para visualização do comportamento anual da relação TSS x Q. Toda a série histórica de totais do transporte mensal de sedimentos foi plotada em um gráfico de dispersão em relação à vazão média mensal (Figura 102). Cada mês específico foi diferenciado do restante com tons de cinza ou em cores. Isso possibilitou constatar que existem três períodos com relações distintas entre TSS e vazão: novembro – fevereiro, março – maio; junho – outubro. Portanto, ao invés de uma equação ajustada entre TSS e Q, para o rio Amazonas foram propostas três equações.

Figura 102 - Gráfico de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas, estação de Óbidos. Os meses estão separados em diferentes cores



Levando-se em conta as estimativas do TSS a partir da vazão, com uso das equações ajustadas neste trabalho, a precisão foi avaliada para cada uma das nove estações. Foram tabelados, para cada estação, os valores de erro médio absoluto (EMA, em toneladas), erro médio quadrático (EMQ), erro quadrático médio, normalizado pela amplitude (EMQN) e o R^2 .

Além da precisão média total, outra métrica adotada foi a precisão das estimativas para cada mês do ano. Essa informação é importante porque permite compreender a distribuição dos erros de estimativa do TSS no decorrer do ano hidrológico. Por exemplo, uma determinada estação pode ter um erro médio alto, mas em certas épocas do ano o TSS é bem modelado a partir da vazão. Portanto, pode-se elaborar um plano de monitoramento com as coletas concentradas nos períodos em que essa relação não é adequada.

Considerando ainda os erros de estimativa mensais, foram elaborados gráficos que apresentam valores de EMQ (%) e erro absoluto médio (ton). O primeiro mostra o quanto as estimativas são precisas em relação aos próprios totais mensais médios. Já o segundo é útil para representar em que momentos do ano há os maiores erros absolutos de TSS. Portanto, em termos de estimativa do transporte anual total de sedimentos, a segunda métrica é mais adequada. Adicionalmente, para cada estação foram elaborados gráficos que apresentam as séries temporais de transporte de sedimentos reais e aquelas estimadas com uso das equações ajustadas. Esses gráficos permitem a visualização da distribuição temporal erros, se existem padrões de concentração, por exemplo.

5.2 Resultados

Os erros de estimativa do transporte de sedimentos a partir da vazão variam em grande magnitude entre os diferentes rios e estações (Tabela 4). A estação que possui o maior erro absoluto é Porto Velho, enquanto que o menor erro é em Ipiranga Velho. Entretanto, é necessário avaliar os erros percentuais (EMQ). Nesse caso, o maior erro médio de estimativa ocorre para Lábrea enquanto que o menor é para Tabatinga.

Os valores de EMQN são muito menores do que os valores de EMQ e mostram uma variação pequena entre as estações. O EMQ é calculado a partir dos erros médios e dos valores reais médios, enquanto que o EMQN é calculado a partir dos erros médios e da amplitude dos valores reais. Como existem poucos valores de TSS de grande magnitude e igualmente pouco frequentes, eles aumentaram o valor de amplitude, diminuindo a proporção

do EMQN. Portanto, tal métrica não apresenta um quadro adequado sobre os erros de estimativa, subestimando-os na maioria dos casos.

Os valores de EMQ mostram que as estações localizadas no rio Madeira e os rios com nascentes situadas na região do Arco de Fitzcarraldo (Purus e Juruá) possuem altos erros de estimativa, entre 39% e 48%. A estação de Ipiranga Velho possui um erro intermediário: 28% e as outras estações possuem erros que variam entre 14% e 20%. Em termos de coeficiente de determinação, em geral todas as estações possuem valores altos ($R^2 > 0,7$) com uma única exceção, que possui um valor muito abaixo do restante: Ipiranga Velho ($R^2 = 0,32$).

Tabela 4 – Métricas de precisão das estimativas do transporte de sedimentos suspensos a partir da vazão

Rio / Estação	EMA (ton mês ⁻¹)	EMQ média (%)	EMQN max-min (%)	R ²
Içá / Ipiranga Velho	310552	28,83	11,67	0,32
Japurá / Vila Bittencourt	344756	20,51	8,48	0,78
Juruá / Gavião	679170	39,14	11,97	0,70
Purus / Lábrea	1308175	48,64	12,28	0,75
Madeira / Porto Velho	11302599	47,21	11,54	0,82
Madeira / FVA	9336551	46,47	10,24	0,79
Solimões / Tabatinga	3266344	14,57	7,94	0,83
Solimões / Manacapuru	5881943	15,81	9,34	0,72
Amazonas / Óbidos	8172200	18,07	9,22	0,81

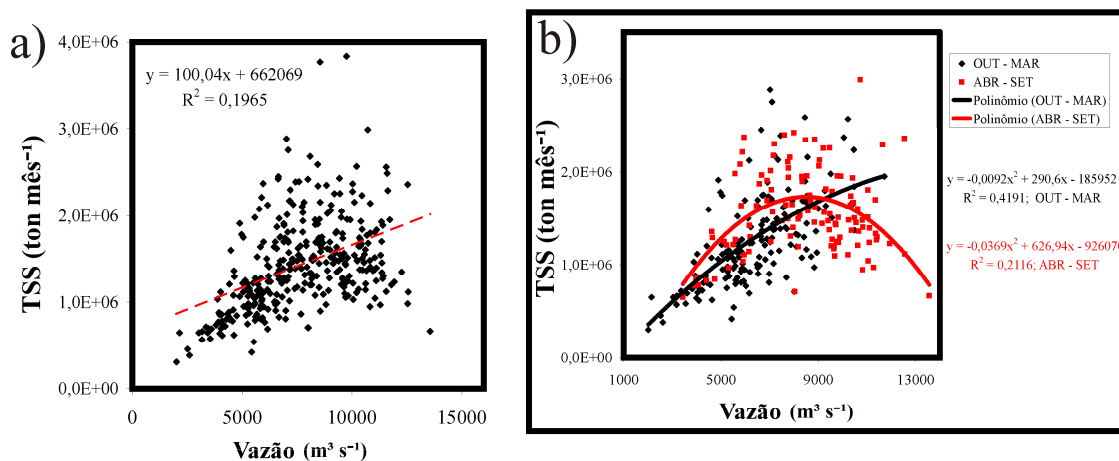
A Tabela 4 apresenta aspectos gerais dos erros médios, permitindo uma comparação rápida entre todas as estações. No entanto, ela é pouco informativa sobre a distribuição intra-anual dos erros. Duas situações que levam ao erro de interpretação podem ocorrer: i) o TSS de uma estação com alto erro médio pode ser adequadamente estimado para um determinado período do ano, de forma que a equação pode ser utilizada para aquele período; ii) o TSS de uma estação com baixo erro médio pode não ser adequadamente estimado para um determinado período do ano, de forma que a equação não deve ser utilizada para aquele período. Essas questões levaram à análise dos erros médios absolutos e do EMQ de cada mês do ano. As curvas de ajuste e as análises desses erros mensais de cada estação estão detalhadas a seguir.

5.2.1 Rio Içá

A estação de Ipiranga Velho no rio Içá foi a que apresentou o menor coeficiente de determinação entre Q e TSS. Nota-se que a dispersão do ajuste aumenta muito, proporcionalmente com o aumento dos valores de Q e TSS (Figura 103a). A análise dos

valores mensais não mostrou algum padrão claro de períodos distintos para a relação TSS x Q. No entanto, notou-se que ocorre a concentração, em alguns períodos, das vazões extremas (abaixo de $5.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e acima de $10.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Figura 103 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Içá, estação de Ipiranga Velho: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)



No período de outubro a março ocorrem, geralmente, valores mais baixos de TSS e Q, sendo que eles aumentam proporcionalmente. Entre 5.000 e $10.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ há uma dispersão muito grande entre TSS e Q em todo o ano. Já para o período entre abril e setembro, inicialmente as duas variáveis aumentam conjuntamente até que em determinado ponto (próximo de $9.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a relação inverte-se, e o TSS começa a diminuir com o aumento de Q.

Ao aplicar as duas equações apresentadas na Figura 103, obtêm-se estimativas com alta dispersão e que subestimam os valores reais de TSS (Figura 104). Em relação à distribuição mensal desses erros, observou-se que o período entre março e maio possui uma concentração dos maiores erros de estimativas enquanto que o restante do ano possui erros que variam entre 15% e 25%. Os erros absolutos médios possuem um comportamento muito semelhante com os valores de EMQ (percentuais) porque o rio Içá não possui uma variação muito grande de magnitude de TSS ao longo do ano.

Ao analisar as séries temporais de TSS medida e estimada (Figura 105), observa-se que as equações não têm bom desempenho nos períodos de alto transporte sedimentar, estimando-o em um patamar fixo. Também há períodos, menos frequentes, em que há a superestimativa do TSS. Poucos períodos com uma boa concordância entre as séries foram identificados: 1984-1988 e 2008-2011. Outras estações possuem padrões de erros de

estimativa semelhantes ao observado para o rio Içá. No entanto, a menor correlação entre os valores medidos e estimados pela vazão, e as maiores discrepâncias entre as séries temporais foram notadas para essa estação.

Figura 104 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Içá, estação de Ipiranga Velho (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

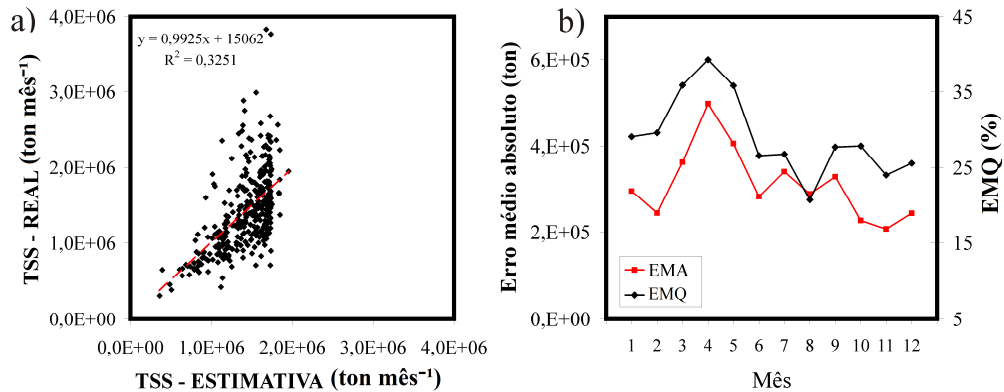
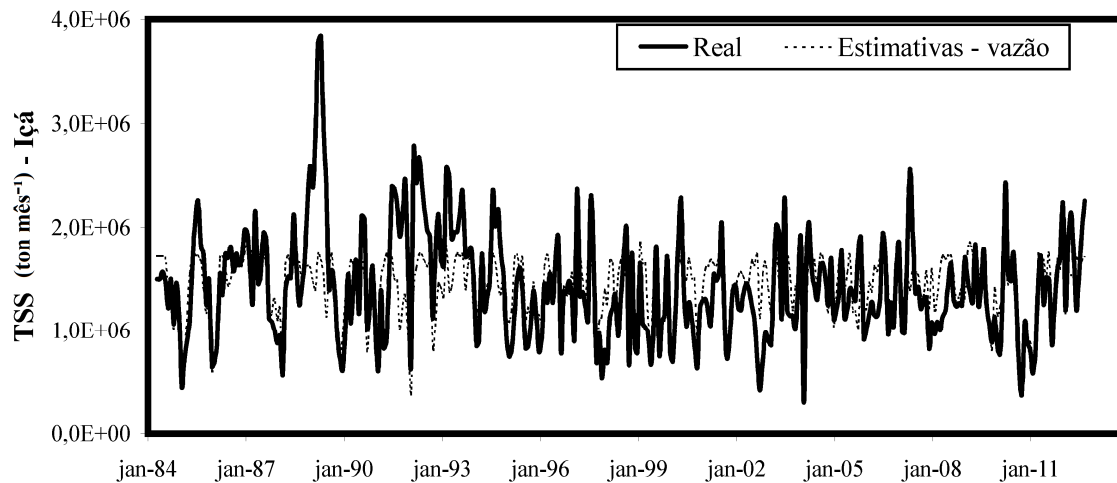


Figura 105 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Içá, estação de Ipiranga Velho

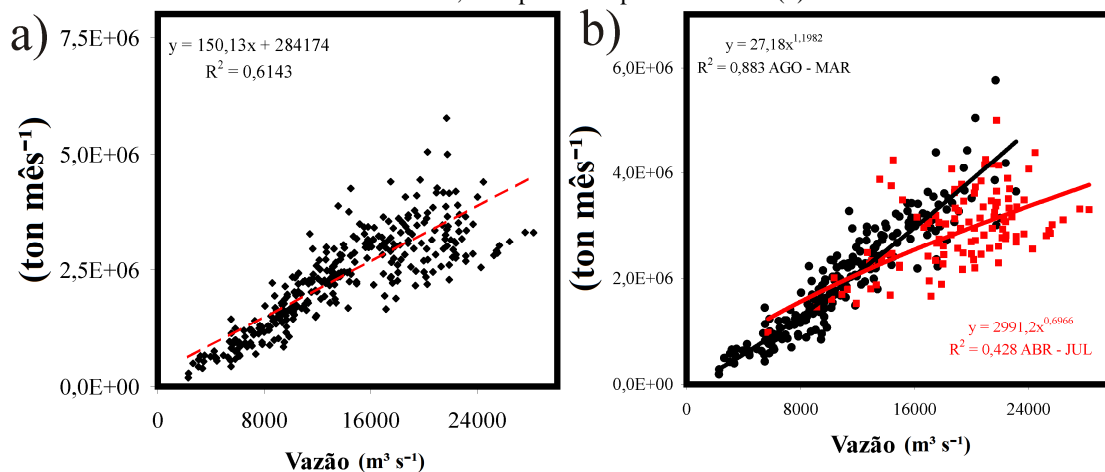


5.2.2 Rio Japurá

Ainda que a área de drenagem do rio Japurá seja próxima à bacia do rio Içá, elas possuem relações distintas entre TSS e Q (Figuras 106 e 109). O simples ajuste entre essas variáveis, sem qualquer distinção entre períodos do ano, resulta em menores erros para o rio Japurá em comparação ao rio Içá. Ao se analisar os comportamentos mensais, notou-se que, para o período entre abril e julho, ocorrem menores valores de TSS em relação ao período entre agosto e março, para um mesmo nível de vazão (para o rio Içá: abril – setembro).

Embora tais padrões sejam aproximadamente lineares, curvas exponenciais ajustaram-se melhor para os dois períodos (Figura 106b).

Figura 106 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá, estação de Vila Bittencourt: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)



Ao aplicar as duas equações apresentadas na Figura 106, obteve-se melhores estimativas do TSS em relação aquelas feitas para o rio Içá, embora também se observou o aumento da dispersão com o aumento dos valores. Com relação à distribuição mensal desses erros, observou-se que o período entre janeiro e maio possui uma concentração dos maiores erros percentuais de estimativas enquanto que o restante do ano possui erros menores do que 20% (Figura 107). Ao contrário do rio Içá, os erros absolutos médios calculados para o rio Japurá não possuem um comportamento semelhante aos valores de EMQ, sendo maiores no período entre março e setembro.

As séries de TSS, real e estimada via vazão, para o rio Japurá, também mostraram melhores ajustes do que os resultados obtidos para o rio Içá (Figura 108). Os períodos de mínimo TSS e os estágios intermediários correspondem bem entre si, enquanto que os períodos de máximo TSS possuem as maiores discrepâncias. No entanto, ao longo do tempo os erros de estimativa são aleatórios, em que, para alguns anos ocorrem superestimativa e para outros ocorrem subestimativas desses máximos.

5.2.3 Rio Juruá

A relação entre TSS e Q para a estação de Gavião, no rio Juruá, apresenta um bom ajuste apenas para valores de Q abaixo de $2.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 109a). Nota-se também que para altos níveis de Q (entre 6.000 e $9.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) ocorre uma amplitude muito grande de

valores de TSS. Ao se analisar os comportamentos mensais, notou-se que, para o período entre julho e dezembro, Q e TSS são bem relacionados, em que ambos aumentam proporcionalmente (Figura 109b). Para o período entre janeiro e junho essas variáveis são pouco relacionadas e o ajuste é mais complexo.

Figura 107 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá, estação de Vila Bittencourt (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

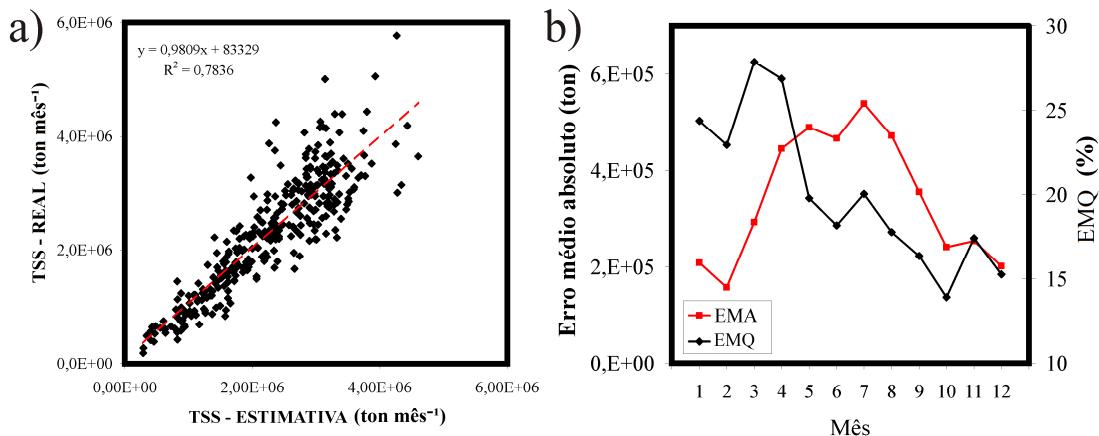
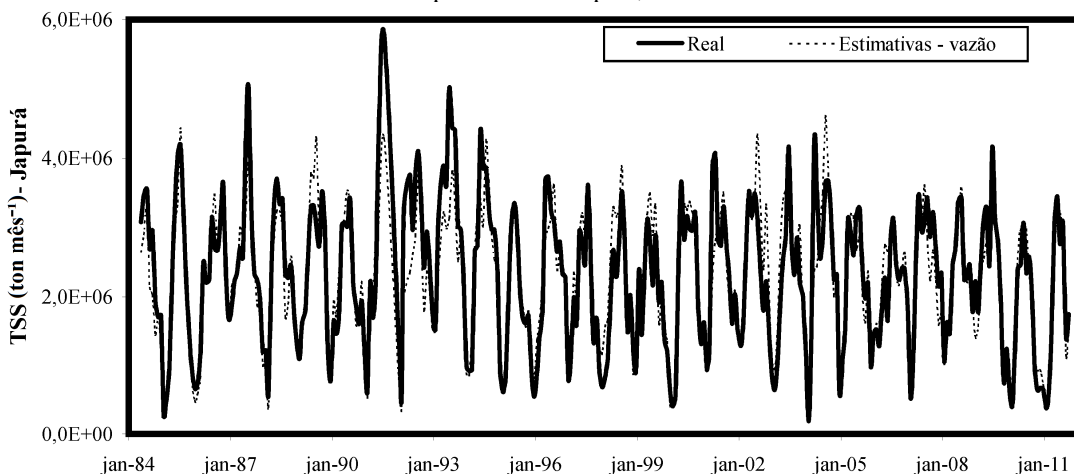


Figura 108 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Japurá, Vila Bittencourt



As duas equações ajustadas foram aplicadas, resultando em boas estimativas até aproximadamente $3 \cdot 10^6$ ton mês⁻¹ (Figura 110a). Além desse valor, as equações tendem a subestimar o TSS, e não produzem estimativas além de $4 \cdot 10^6$ ton mês⁻¹. Ao longo do ano os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma semelhante (Figura 110b). As estimativas que possuem os menores erros absolutos ocorrem entre julho e novembro.

Figura 109 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Juruá, estação de Gavião: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)

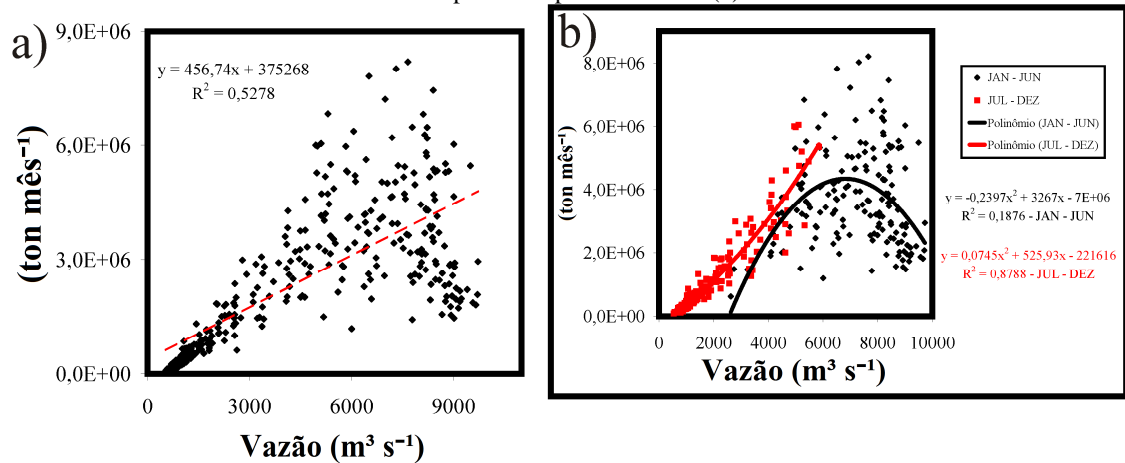
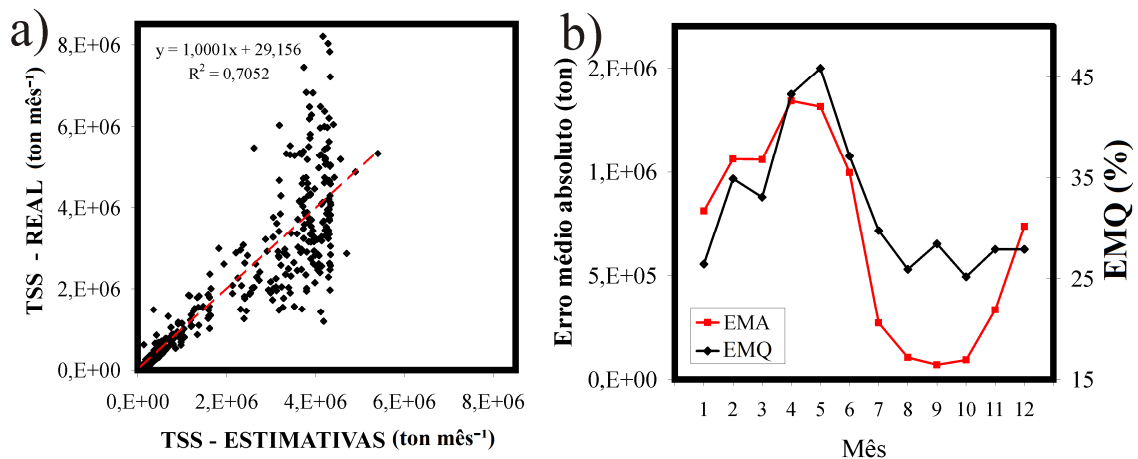
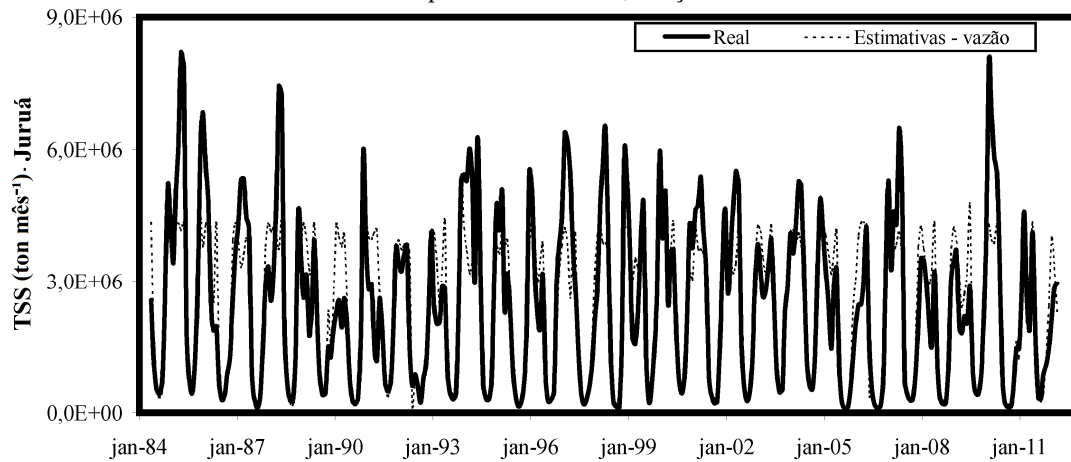


Figura 110 - Gráfico de dispersão entre valores mensais medidos e estimados via vazão de TSS do rio Juruá, estação de Gavião (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)



As séries de TSS real e estimada via vazão para o rio Juruá mostram um padrão semelhante ao rio Japurá, em que os períodos de valores mínimos de TSS e os estágios intermediários correspondem bem entre si, enquanto que os períodos de máximo TSS possuem as maiores discrepâncias (Figura 111). No entanto, para os períodos de máximo TSS os erros de estimativa não são aleatórios, ocorrendo a subestimativa em quase todos os anos. Também nesse período, as estimativas não são sensíveis às variações interanuais, atingindo níveis semelhantes em todos os anos.

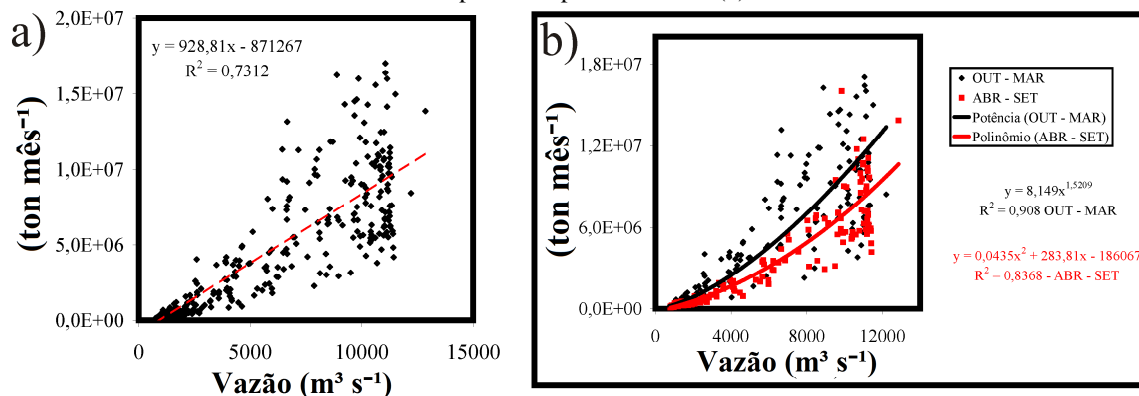
Figura 111 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Juruá, estação de Gavião



5.2.4 Rio Purus

A relação entre TSS e Q para a estação de Lábrea, no rio Purus, apresenta um bom ajuste para pequenos valores de Q e TSS (Figura 112a). Com o aumento de Q nota-se o aumento da dispersão dos valores de TSS. Ao se analisar os comportamentos mensais entre Q e TSS, dois períodos distintos foram observados: outubro-março e abril-setembro. Em ambos os casos as duas variáveis aumentam proporcionalmente (Figura 112b) e os ajustes são descritos por funções semelhantes, mas, em geral, para o período entre outubro e março há maiores valores de TSS para a mesma vazão do outro período.

Figura 112 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Purus, estação de Lábrea: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)



As duas equações ajustadas foram aplicadas, resultando em boas estimativas até aproximadamente 5×10^6 ton mês⁻¹ (Figura 113a). Além desse patamar os valores reais e estimados possuem uma dispersão muito grande, e os valores reais maiores do que 12×10^6 ton

mês⁻¹ são subestimados. Ao longo do ano os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma diferenciada (Figura 113b). As estimativas que possuem os menores erros absolutos ocorrem entre junho e novembro, enquanto que as estimativas com os menores erros percentuais são para o período entre fevereiro e agosto.

Embora as equações ajustadas sejam diferentes entre as estações de Lábrea e Gavião, as séries de TSS real e estimada via vazão para essas duas estações possuem padrões semelhantes. Os valores reais e estimados correspondem bem entre si nos períodos de mínimos de TSS e estágios intermediários, enquanto que as maiores discrepâncias são observadas para os períodos de máximo TSS (Figura 114). Também para esses períodos notou-se que as estimativas não são sensíveis às variações interanuais, atingindo níveis semelhantes em todos os anos.

Figura 113 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Purus, estação de Lábrea (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

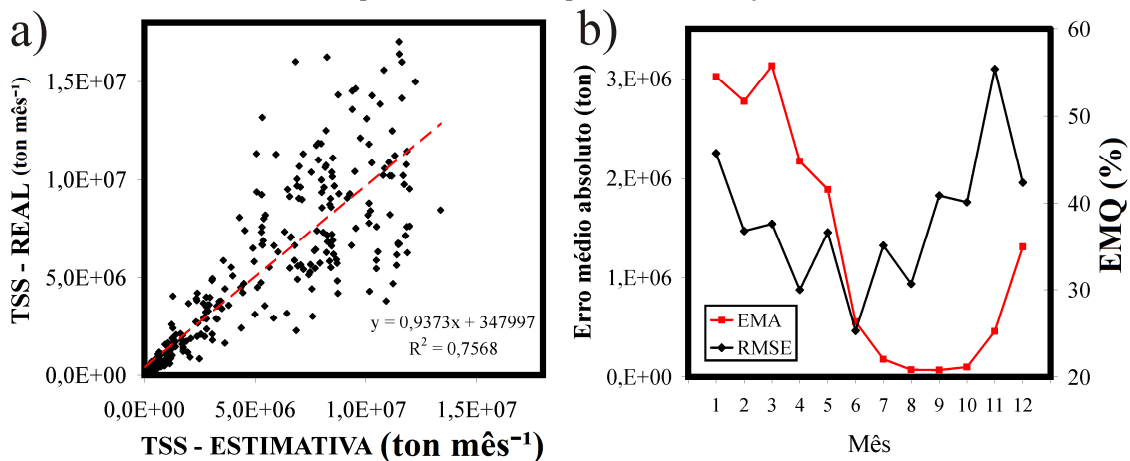
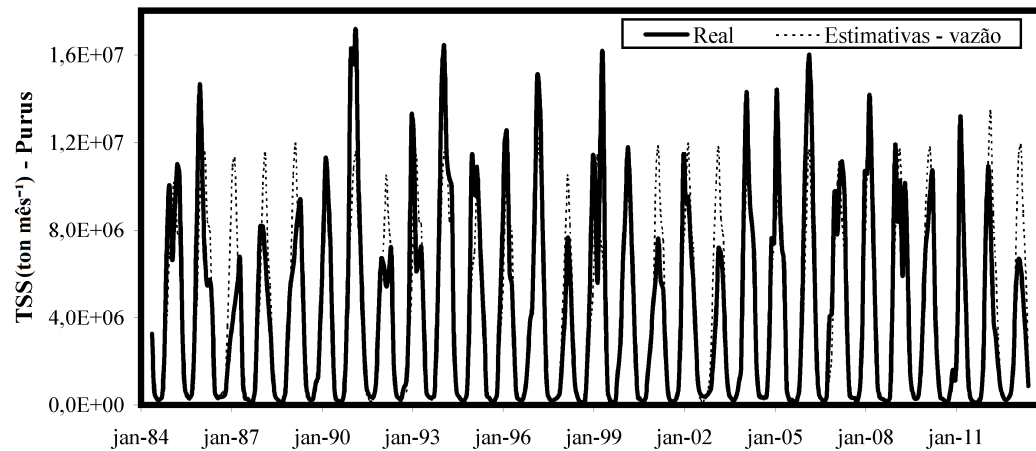


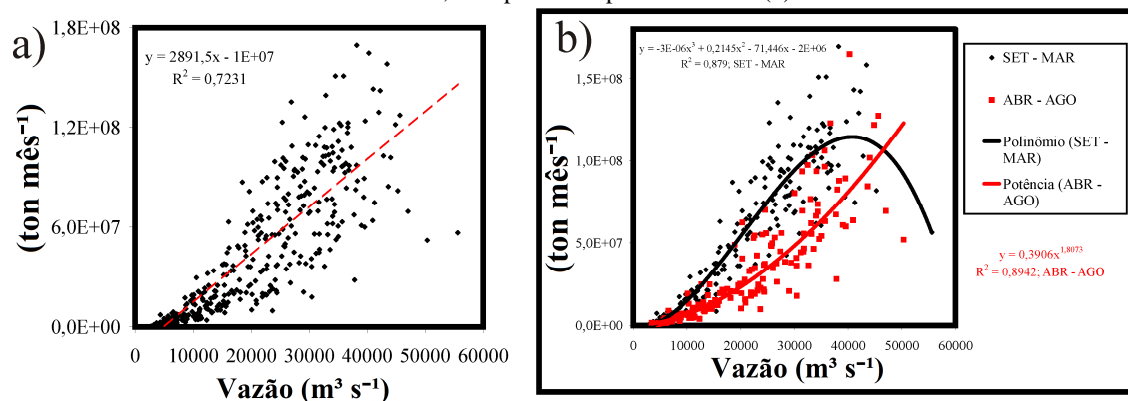
Figura 114 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Purus, estação de Lábrea



5.2.5 Rio Madeira – Porto Velho

A relação entre TSS e Q para a estação de Porto Velho, no rio Madeira, apresenta um bom ajuste para baixos valores de Q (abaixo de $10.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e TSS (Figura 115a). Com o aumento de Q nota-se um aumento da dispersão dos valores de TSS. Ao se analisar os comportamentos mensais entre Q e TSS, dois períodos distintos foram observados: setembro-março e abril-agosto (Figura 115b). De forma geral o período entre abril e agosto possui menores valores de TSS para os mesmos valores de Q do outro período. Em ambos os casos as duas variáveis aumentam proporcionalmente até aproximadamente $45.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ao passo que para vazões extremas aparentemente o padrão altera-se.

Figura 115 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira, estação de Porto Velho: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)



Médias mensais acima de $50.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Porto Velho ocorreram apenas no ano de 2014, e, apesar da grandiosa vazão líquida, os valores de TSS foram relativamente baixos,

forçando uma relação inversa para o final do polinômio ajustado. De fato, a cheia de 2014 foi um evento extremo ocasionado pela combinação, em fase, das cheias dos sistemas Beni-Madre de Díos e Guaporé-Mamoré (porções oeste e leste do setor alto da bacia do rio Madeira), em conjunto com precipitações extremas na região de Abunã, durante o pico de cheia (OVANDO *et al.*, 2015). As características do rio Madeira nessas condições não são bem compreendidas, sendo necessário um maior conjunto de dados nessas condições de vazão para a confirmação (ou contestação) da inversão da relação.

As duas equações ajustadas foram aplicadas, resultando em boas estimativas até aproximadamente 3×10^7 ton mês⁻¹ (Figura 116a). Além desse patamar os valores reais e estimados possuem uma dispersão muito grande, mas não foi observada uma forte subestimação para altos valores de TSS, como em outras estações. Ao longo do ano os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma diferenciada, sendo praticamente inversas (Figura 116b). As estimativas que possuem os menores erros absolutos ocorrem entre julho e novembro, enquanto que as estimativas com os menores erros percentuais são para o período entre dezembro e abril.

Igualmente para outras estações, os valores reais e estimados correspondem bem entre si para os períodos de mínimos de TSS e estágios intermediários, enquanto que as maiores discrepâncias são observadas para os períodos de máximo TSS (Figura 117). Observou-se uma superestimação em quase todos os anos para esses períodos, no entanto, essas estimativas são sensíveis às variações interanuais.

Figura 116 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira, estação de Porto Velho (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

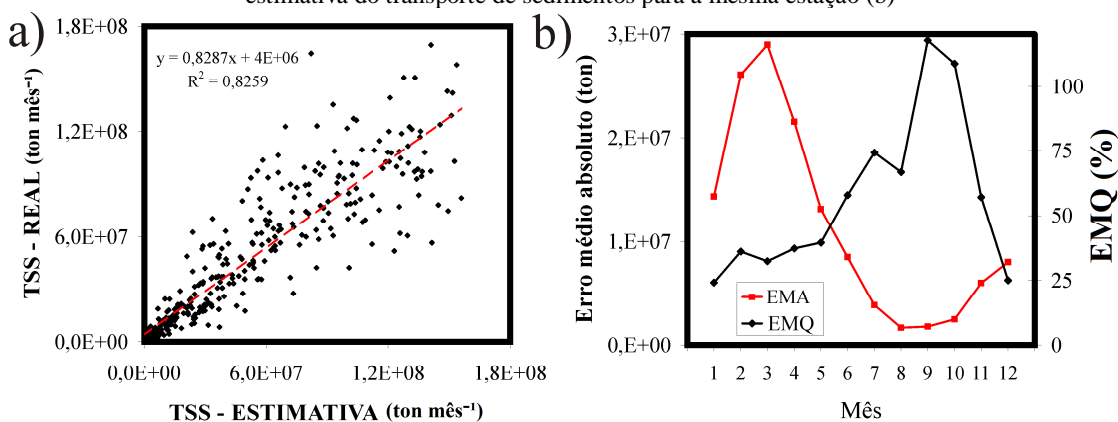
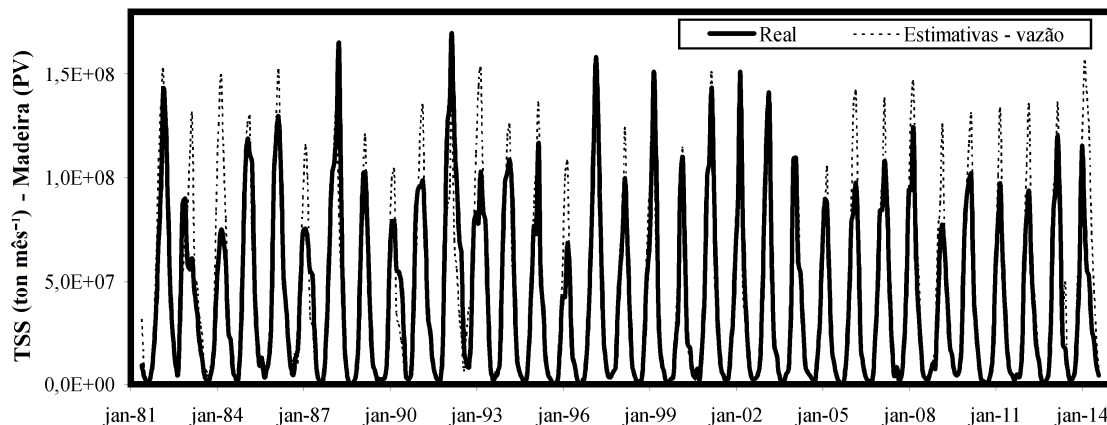


Figura 117 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira, estação de Porto Velho

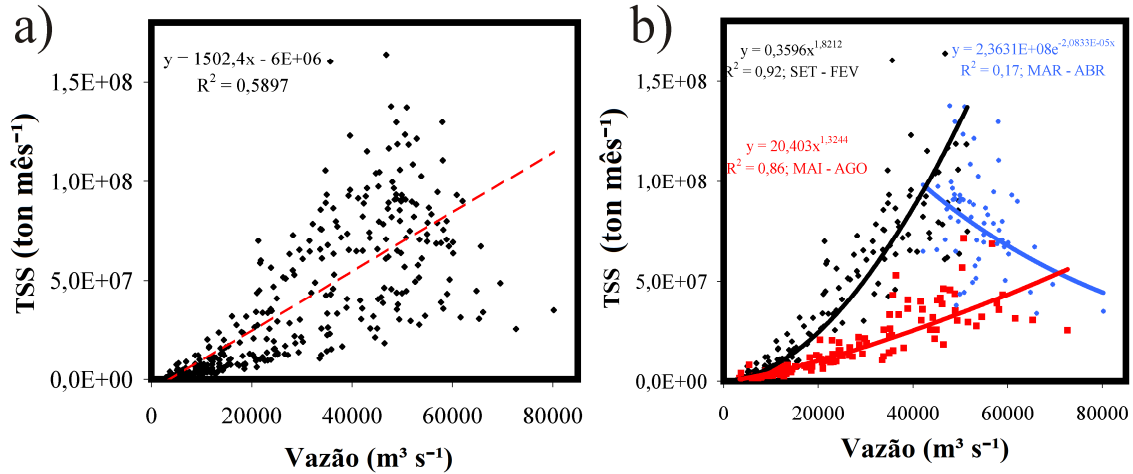


5.2.6 Rio Madeira – Fazenda Vista Alegre

A relação entre TSS e Q para a estação de Fazenda Vista Alegre, no rio Madeira, apresenta um bom ajuste para baixos valores de Q (abaixo de $15.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e TSS (Figura 118a). Com o aumento de Q nota-se um aumento da dispersão dos valores de TSS, mas, ao contrário dos padrões observados nas outras estações, nessa as variáveis se relacionam em um estilo de *loop*. A partir de setembro, no começo do ano hidrológico, até fevereiro, há uma relação proporcional entre Q e TSS, ao passo que entre março e abril a relação torna-se inversa. Por último, entre maio e agosto, no final ciclo, a relação volta a ser proporcional, mas para altos valores de Q ocorrem baixos valores de TSS em comparação ao início do ano hidrológico (Figura 118b). Foram então ajustadas três equações para essa estação, ao contrário de duas como nas outras descritas até aqui.

As equações foram aplicadas, resultando em boas estimativas até aproximadamente $5 \times 10^7 \text{ ton mês}^{-1}$ (Figura 119a). Além desse patamar os valores reais e estimados possuem uma dispersão muito grande. Ao longo do ano os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma diferenciada, sendo praticamente inversos, semelhante ao observado na estação de Porto Velho (Figura 119b). As estimativas que possuem os menores erros absolutos ocorrem entre julho e novembro, enquanto que as estimativas com os menores erros percentuais são para o período entre dezembro e agosto.

Figura 118 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira, estação de Fazenda Vista Alegre: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)



Igualmente para outras estações, os valores reais e estimados correspondem bem entre si para os períodos de mínimos de TSS e estágios intermediários, enquanto que as maiores discrepâncias são observadas para os períodos de máximo TSS (Figura 120). Observaram-se anos com forte superestimação, no entanto, essas estimativas são sensíveis às variações interanuais.

Figura 119 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira, estação de Fazenda Vista Alegre (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

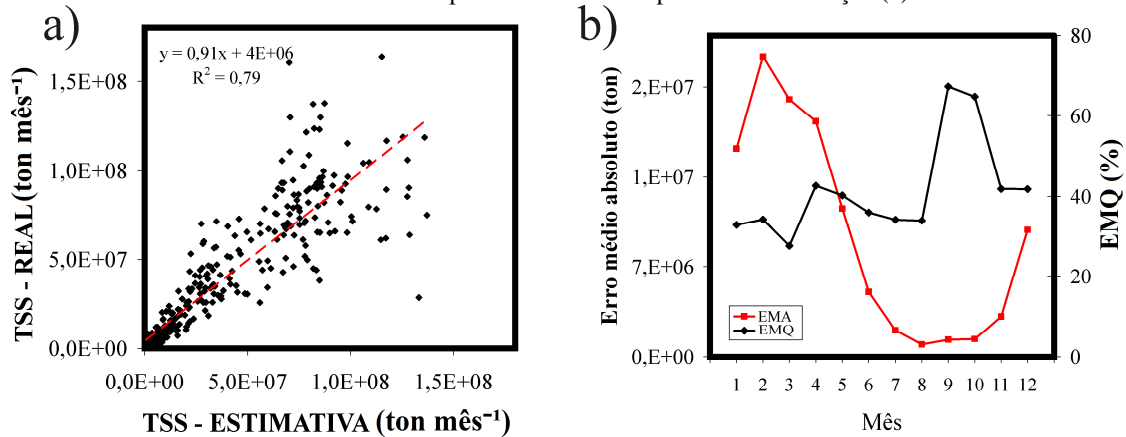
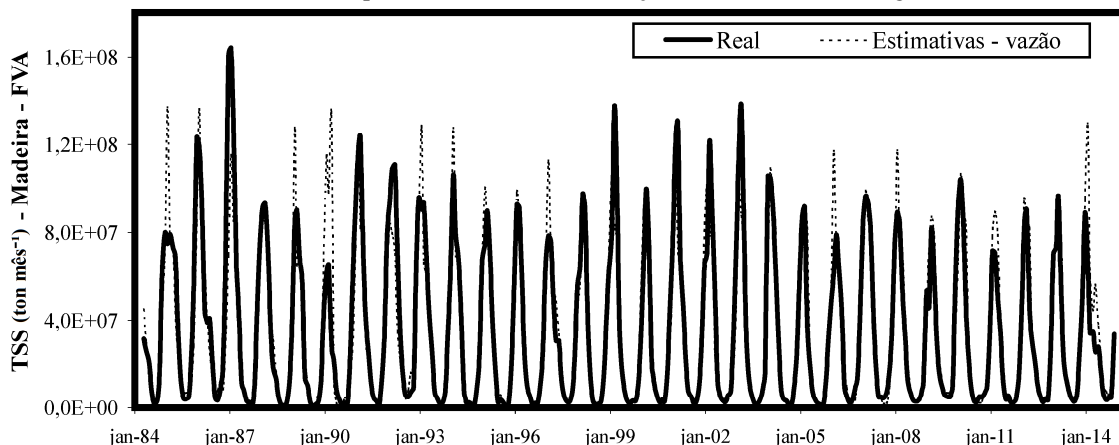


Figura 120 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Madeira, estação de Fazenda Vista Alegre



5.2.7 Rio Solimões – Tabatinga

A relação entre TSS e Q para a estação de Tabatinga, no rio Solimões, apresenta um bom ajuste para baixos valores de Q (abaixo de $25.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e TSS (Figura 121a). Com o aumento de Q nota-se um aumento da dispersão dos valores de TSS. Aparentemente, um padrão de *loop* semelhante ao descrito para a estação de Fazenda Vista Alegre no rio Madeira deve existir, mas é pouco evidente, de forma que não foi possível estabelecer três períodos de ajustes.

Figura 121 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões, estação de Tabatinga: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); duas equações não-lineares, uma para cada período do ano (b)

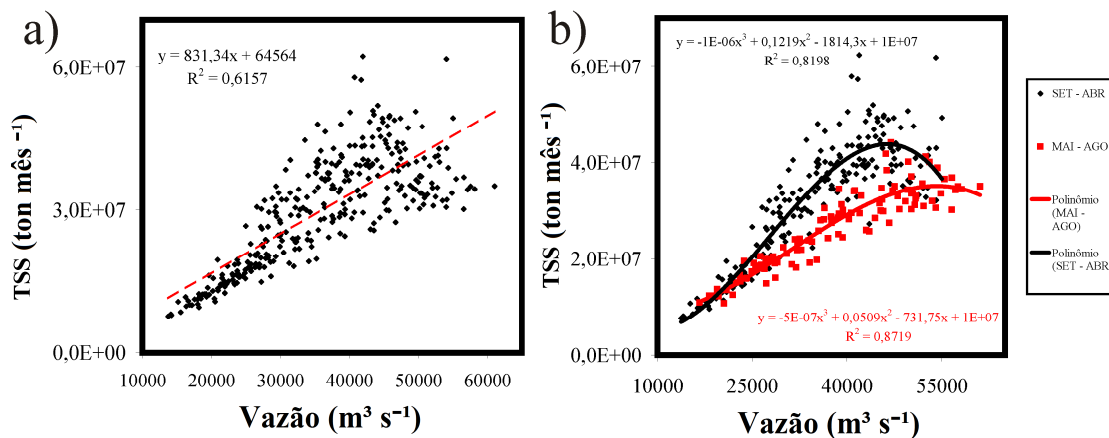
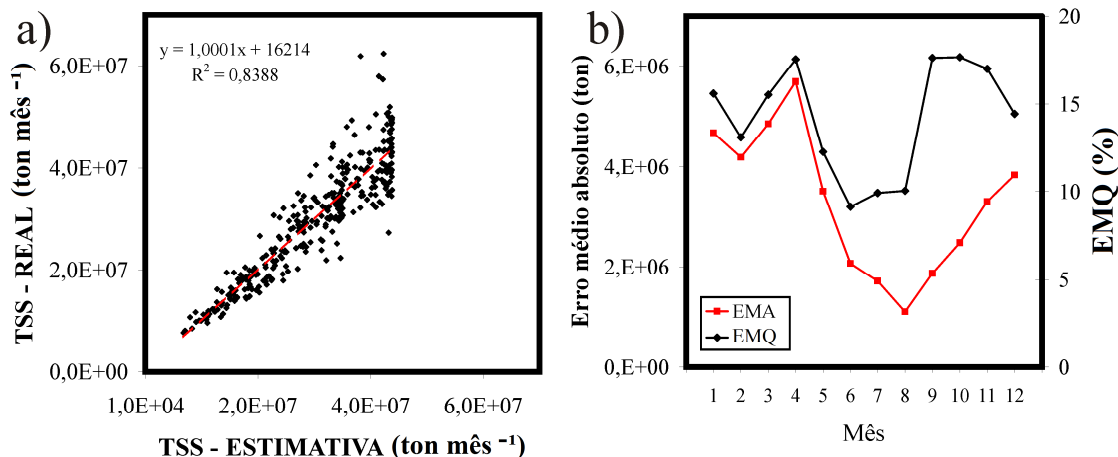


Figura 122 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões, estação de Tabatinga (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

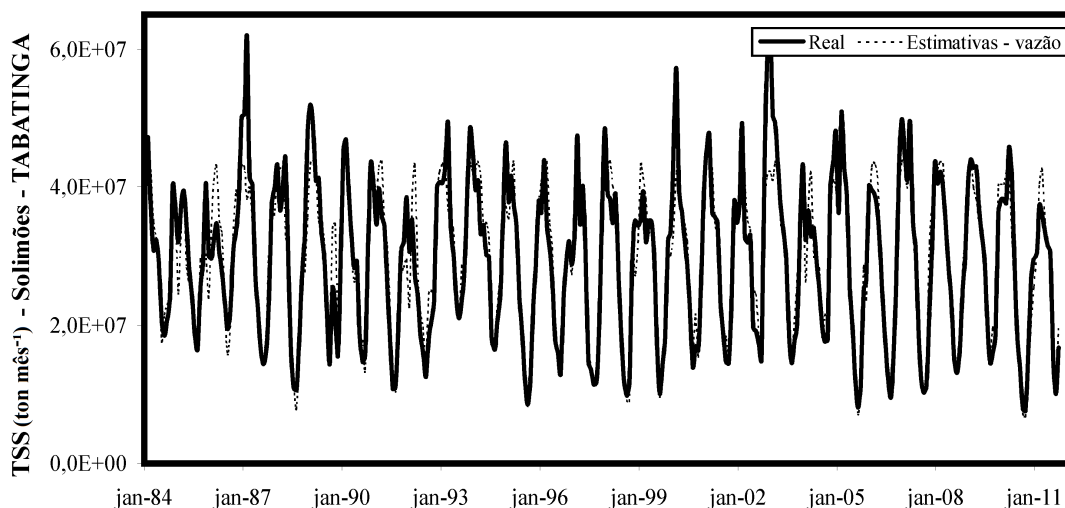


A partir de setembro, no começo do ano hidrológico, até abril, há uma relação proporcional entre Q e TSS até por volta de $48.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, em que os valores de TSS passam a diminuir com o aumento de Q , caracterizando um *loop* incipiente (Figura 121b). Depois, entre maio e agosto, a relação volta a ser proporcional, mas para altos valores de Q ocorrem baixos valores de TSS em comparação com o início do ano hidrológico (Figura 121b).

As equações foram aplicadas, em os resultados mostram que os erros de estimativa aumentam para maiores valores de TSS e que valores acima de $4,5 \times 10^7 \text{ ton m\acute{e}s}^{-1}$ são subestimados (Figura 122a). Ao longo do ano, os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma semelhante (Figura 122b). As estimativas que possuem os menores erros absolutos ocorrem entre junho e outubro, enquanto que as estimativas com os menores erros percentuais estão no período entre junho e agosto.

Os valores reais e estimados correspondem bem entre si nos períodos de mínimo TSS e níveis intermediários, ao passo que foram observadas discrepâncias importantes nos períodos de máximo TSS (Figura 123). Ao contrário dos ciclos anuais do rio Madeira e dos rios Juruá e Purus, essa estação possui mínimos que variam bastante em escala interanual. Um aspecto positivo do uso da vazão para essa estação é que as estimativas foram sensíveis à essas variações, muito embora isso não seja válido para os valores máximos.

Figura 123 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões, estação de Tabatinga



5.2.8 Rio Solimões – Manacapuru

A relação linear simples entre TSS e Q para a estação de Manacapuru, no rio Solimões, não apresenta um bom ajuste para nenhuma faixa de valores de Q (Figura 124a). Isso deve-se ao forte efeito de *loop* que essas variáveis possuem nessa estação. A partir de outubro, no começo do ano hidrológico, até fevereiro, há uma relação proporcional entre Q e TSS, ao passo que entre março e maio a relação torna-se inversa. Por último, entre junho e setembro, no final ciclo, a relação volta a ser proporcional, mas para altos valores de Q ocorrem baixos valores de TSS em comparação ao início do ano hidrológico (Figura 124b). Foram então ajustadas três equações para essa estação.

Embora o erro das estimativas tenda a aumentar com os níveis de TSS, considera-se que estas foram bem ajustadas em relação aos valores reais (Figura 125a). Ao longo do ano os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma semelhante (Figura 125b). Embora existam erros maiores nos primeiros meses do ano e em outubro, os erros percentuais variam aproximadamente entre 5% e 25%, níveis considerados baixos.

Ao contrário das outras estações, os valores reais e estimados correspondem bem entre si para praticamente todos os períodos do ano, embora as maiores discrepâncias ainda foram observadas nos períodos de máximo TSS (Figura 126). Assim como na estação de Tabatinga, à montante de Manacapuru, esta estação possui mínimos que variam bastante em escala interanual. Um aspecto positivo do uso da vazão para essa estação é que as estimativas foram sensíveis à essas variações. No caso de Manacapuru, isso também é válido para os valores máximos.

Figura 124 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões, estação de Manacapuru: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); três equações lineares, uma para cada período do ano (b)

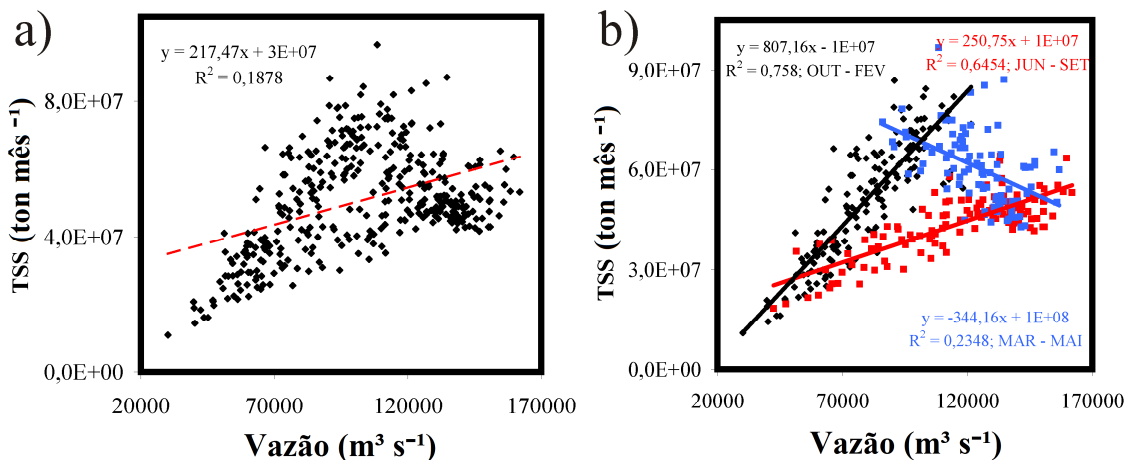
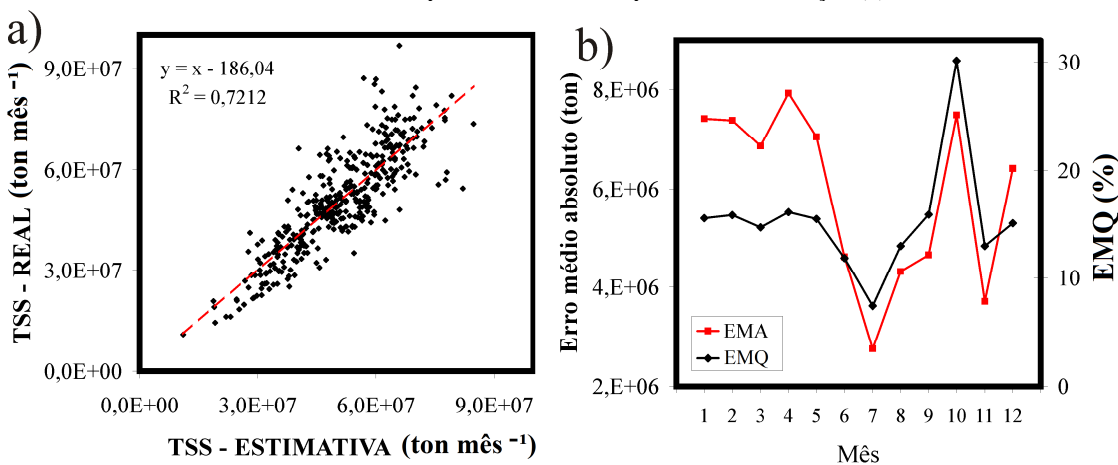


Figura 125 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões, estação de Manacapuru (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

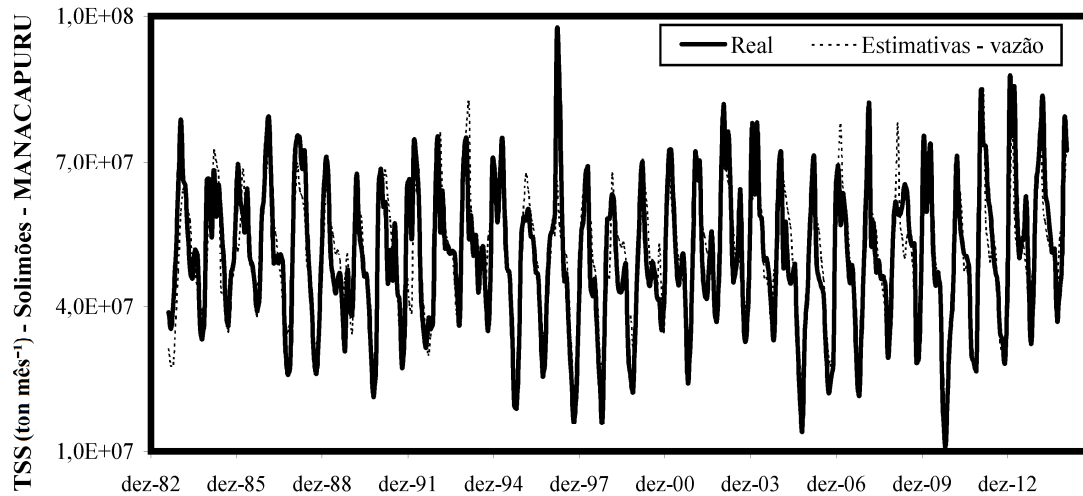


5.2.9 Rio Amazonas – Óbidos

Da mesma forma que para o rio Solimões em Manacapuru, a relação linear simples entre TSS e Q para a estação de Óbidos, no rio Amazonas, não apresenta um bom ajuste para nenhuma faixa de valores de Q (Figura 127a). Isso deve-se ao forte efeito de *loop* que essas variáveis possuem nessa estação. A partir de novembro, no começo do ano hidrológico, até fevereiro, há uma relação proporcional entre Q e TSS, ao passo que entre março e maio a relação torna-se inversa. Por último, entre junho e outubro, no final ciclo, a relação volta a ser proporcional, mas para altos valores de Q ocorrem baixos valores de TSS em comparação ao

início do ano hidrológico (Figura 127b). Foram então ajustadas três equações para essa estação.

Figura 126 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Solimões, estação de Manacapuru



Embora o erro das estimativas tende a aumentar com os níveis de TSS, considera-se que estas foram bem ajustadas em relação aos valores reais (Figura 128a). Ao longo do ano os erros de estimativa percentuais e absolutos distribuem-se de forma distinta (Figura 128b). Entre janeiro e maio os erros absolutos são altos, mas relativamente baixos, quando o total mensal médio é levado em conta. Ambos os tipos de erros são baixos entre julho e outubro e aumentam para novembro e dezembro. Por sua vez, a série temporal estimada assemelha-se muito com a série real, em que apenas alguns picos são subestimados (Figura 129).

Figura 127 - Gráficos de dispersão entre valores mensais de vazão e transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas, estação de Óbidos: equação linear ajustada para todo o conjunto de dados (a); três equações lineares, uma para cada período do ano (b)

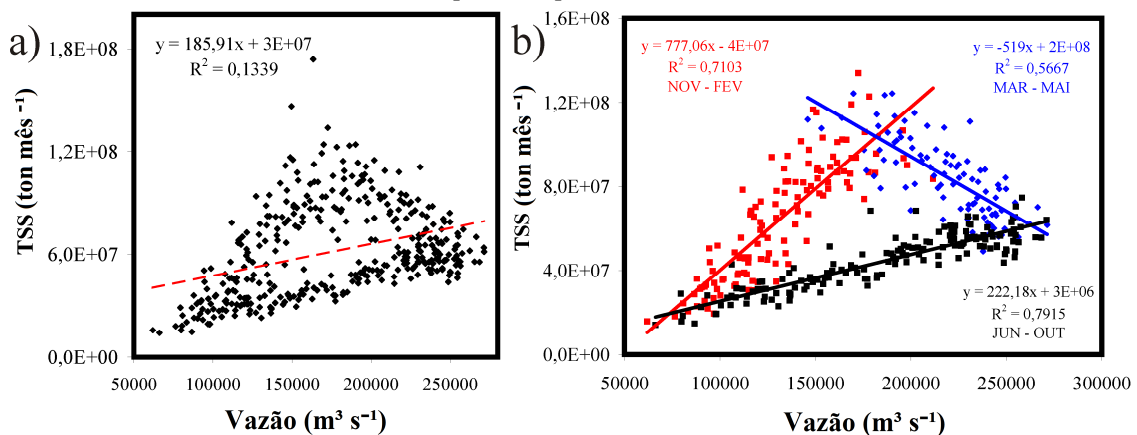


Figura 128 - Gráfico de dispersão entre valores mensais reais e estimados via vazão de transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas, estação de Óbidos (a). Distribuição ao longo do ano dos erros médios de estimativa do transporte de sedimentos para a mesma estação (b)

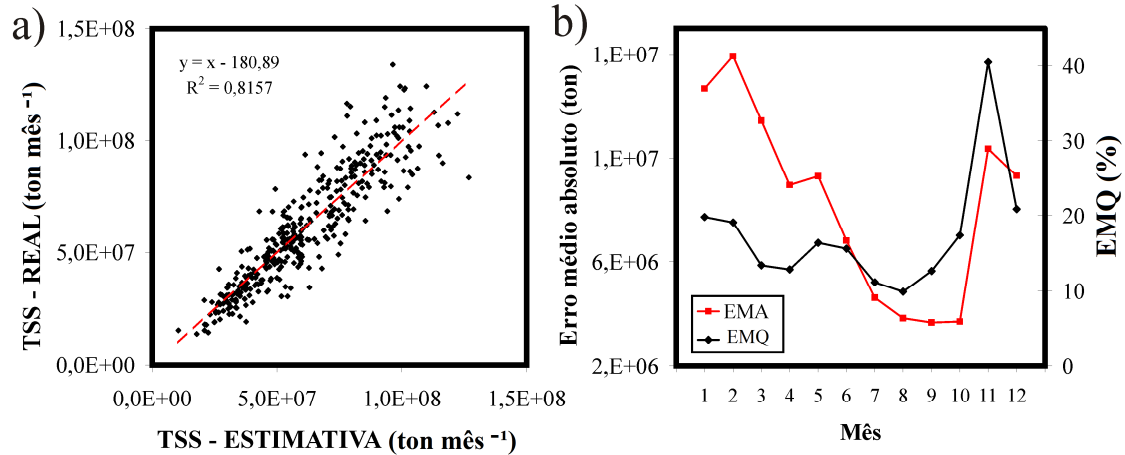
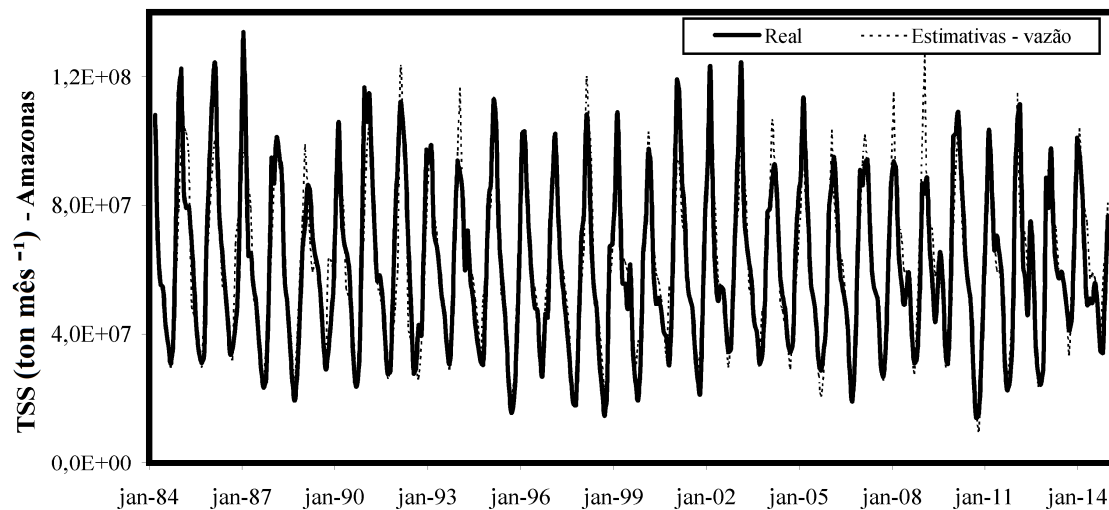


Figura 129 – Séries temporais de valores reais e estimados via vazão dos totais mensais de transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas, estação de Óbidos



5.3 Discussões

Quando as variáveis vazão (Q) e transporte de sedimentos suspensos (TSS) são avaliadas, sem qualquer distinção entre os períodos do ano hidrológico, não há ajuste entre elas. Isso é válido para todas as estações, e, muito embora apenas as equações lineares tenham sido apresentadas, os outros ajustes também não forneceram bons resultados. Esses resultados estão em acordo com estudos prévios (MEADE *et al.*, 1985; FILIZOLA e GUYOT, 2009; MARTINEZ *et al.*, 2009; ARMIJOS *et al.*, 2013) e mostram que a base de dados utilizada por Dunne *et al.* (1998) é inadequada, muito embora os autores mencionem os efeitos de *loop* entre Q e TSS.

De maneira geral, o uso de equações que levam em conta as diferentes relações que ocorrem em cada fase da hidrógrafa aumentou em muito a precisão das estimativas do TSS. No entanto, enquanto que, para algumas estações o uso das equações é recomendado para todo o ciclo anual, para outras isso é válido apenas em alguns períodos do ciclo. Os períodos em que o uso das equações ajustadas nesta pesquisa é recomendado foram resumidos no Quadro 7.

Quadro 7 - Períodos recomendados para estimativa do transporte de sedimentos suspensos a partir da vazão por meio das equações ajustadas nesta pesquisa

Rio / Estação	Período
Içá / Ipiranga Velho	-
Japurá / Vila Bittencourt	todo o ano
Juruá / Gavião	julho - novembro
Purus / Lábrea	junho - novembro
Madeira / Porto Velho	junho - dezembro
Madeira / FVA	todo o ano
Solimões / Tabatinga	maio - dezembro
Solimões / Manacapuru	todo o ano
Amazonas / Óbidos	todo o ano

O uso dos ajustes feitos para a estação de Ipiranga Velho, no rio Içá, não é recomendado para nenhum período do ano. Essa estação apresenta relações complexas entre TSS e Q, e não possui um padrão anual hidrológico bem definido. Ao contrário, a estação de Vila Bittencourt, no rio Japurá, mostrou bons ajustes, muito embora sejam bacias próximas e situadas em contextos ambientais semelhantes.

As estações dos rios com nascentes no Arco de Fitzcarraldo e as estações de montante nos rios Solimões e Madeira apresentaram relações adequadas apenas em parte do ano. Ressalta-se que, entre essas estações, tais períodos são semelhantes, aproximadamente entre o meio e o final do ano. Nesse período, que possui menores índices de precipitação nessas regiões (centro-sul da bacia), o solo encontra-se em situação não-saturada. Portanto, quando as chuvas são fortes o suficiente para produzir escoamento superficial, a vazão dos rios aumenta em conjunto com o transporte de sedimentos. Após as chuvas, o nível freático não contribui fortemente para a manutenção do nível d'água dos rios, justamente pelo fato de que o solo possui pouca água armazenada.

Para o restante do ano, no verão e outono austral, após o início das chuvas mais fortes, os solos saturam-se rapidamente e, além do escoamento superficial (que promove a produção de sedimentos para os canais fluviais), a contribuição d'água para os rios por meio de fontes subterrâneas, como os aquíferos livres, é significativa. Portanto, nessas condições há fontes

importantes de água via escoamento superficial, transportando sedimentos consigo, e água subterrânea, carreando pouca ou nenhuma carga sólida. Dessa forma, o transporte de sedimentos deve ser pouco correlacionado com a vazão dos rios nesses períodos.

Essa diferença das contribuições hídricas, subterrânea e de superfície, ao longo do ano, também explicam porque há diferentes funções - ao menos duas - que descrevem as relações entre Q e TSS. Independentemente do tipo de função utilizada, todas as estações mostram períodos em que há baixos valores de TSS para altos valores de Q quando comparamos com o outro período do ciclo anual. De forma geral, os meses que possuem maiores valores de Q em relação ao TSS devem constituir os períodos em que o lençol freático possui uma contribuição mais importante.

Além da diferença de tempo entre a entrada d'água nos rios a partir dos escoamentos superficial e subsuperficial, serão discutidas outras questões que podem explicar o comportamento diferenciado dessas variáveis conforme o período do ano. Conforme visto, alguns períodos do ano hidrológico possuem maiores valores de transporte de massa de sedimentos para o mesmo valor de vazão em outra determinada época do ciclo hidrológico. Partindo da premissa de que o transporte de sedimentos pelos rios depende da geração e entrada desse material nos rios, ocasionadas pela precipitação na região de produção, e que a vazão também depende da precipitação, mas sobre toda a área da bacia a montante da estação em que a vazão foi medida, são levantadas algumas hipóteses:

i) pode haver um determinado potencial máximo de erosão do solo relacionado ao total de precipitação sobre a bacia, e seu posterior escoamento. Quando esse limite de volume d'água que entra no sistema é ultrapassado, as taxas de erosão do solo mantêm-se, ou seja, a vazão continuará aumentando enquanto que o TSS não. Isso seria explicado por uma condição em que as fontes de sedimentos fossem esgotadas para aquele determinado nível, e a precipitação excedente não teria a capacidade de continuar a erodir o solo. Esse raciocínio seria válido tanto para a erosão difusa quanto para as fontes de sedimento ligadas ao escorregamento de encostas, processo importante de geração de sedimentos nos Andes. A probabilidade de ocorrência de escorregamentos de encosta seria muito baixa no início da estação chuvosa, aumentando com o aumento da precipitação e da umidade no solo. Com o avanço da estação chuvosa, um limiar teórico de precipitação seria atingido, em que, quando ultrapassado, os escorregamentos tenderiam a diminuir;

ii) outra variável que pode ser importante é a intensidade das chuvas. Chuvas mais concentradas possuem um potencial maior para geração de sedimentos, enquanto que chuvas mais bem distribuídas ao longo do tempo favorecem a infiltração e o escoamento

subsuperficial. Então os períodos que possuíssem um maior TSS, para um nível de Q em relação a outros períodos do ano, podem ser explicados por chuvas mais intensas, embora o total de precipitação possa ser semelhante em outros períodos.

iii) as vazões extremas podem ser ocasionadas por chuvas abundantes apenas nas regiões de planície, que praticamente não produzem sedimentos, o que explicaria altos valores de Q para baixos valores de TSS;

iv) juntamente com o aumento da vazão, o nível dos rios sobe e ocorre o extravasamento para as planícies de inundação. Um processo que também pode explicar a relação inversa, do TSS para altos valores de Q, seria que, ao inundar as planícies, uma carga de sedimentos seria perdida por deposição, a montante da estação em que foi feita a medição.

Esse último tópico (iv) deve explicar os efeitos de *loop* observados em algumas estações: Óbidos, Fazenda Vista Alegre e Manacapuru. Enquanto o aumento das chuvas nas regiões de planície e o aumento da contribuição da água subterrânea podem explicar a diferença entre períodos com maior e menor vazão para um mesmo valor de TSS (devido à diluição das águas), esses processos não explicariam a inversão da relação entre essas variáveis. Portanto, entende-se que o aumento do nível dos rios e consequente extravasamento d'água para as planícies de inundação pode levar à deposição de material, diminuindo assim o TSS. De fato, a bibliografia mostra que em toda a calha do Solimões-Amazonas há importantes processos deposicionais (DUNNE *et al.*, 1998; FILIZOLA e GUYOT, 2009; MANGIAROTTI *et al.*, 2013), igualmente para o trecho inferior do rio Madeira (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013).

Ainda em relação ao *loop* observado em algumas estações, notou-se que ele é mais pronunciado quanto mais à jusante encontra-se a estação. Por exemplo, nas estações de montante nos rios Madeira e Solimões esse efeito é incipiente, enquanto que nas estações de jusante o padrão já é bem visível. Ainda mais expressivo é o padrão em *loop* da estação correspondente ao rio Amazonas, a estação mais a jusante entre todas. Quanto mais a jusante, esses rios possuem um menor desnível altimétrico e, em consequência, uma menor energia para o transporte de sedimentos. Portanto, na medida em que esses materiais são levados às planícies de inundação, durante as cheias, tendem a depositar-se com maior facilidade. Além disso, nas partes inferiores dos principais rios (Solimões, Madeira e Amazonas) existem extensas planícies de inundação, que favorecem o acúmulo de grande carga sedimentar.

5.4 Considerações finais

Em termos de aplicação, as estações que possuem relações adequadas entre TSS e Q podem, a partir de agora, ter séries de estimativas de TSS extensas e com poucas falhas, além de que os investimentos na aquisição e tratamento de amostras d'água coletadas *in situ* pode ser reduzido.

Levando em conta as estações em que as equações são recomendadas apenas para parte do ano, embora os resultados não sejam tão bons quanto no primeiro caso, ainda entende-se que não são totalmente inaplicáveis. Isso porque os programas de monitoramento podem ser concentrados nos períodos de menor precisão, enquanto que nos outros períodos a recorrência das coletas poderia ser diminuída.

6 PADRÕES ESPACIAIS DO TRANSPORTE, PRODUÇÃO E VARIABILIDADE TEMPORAL DA CARGA SUSPensa

Historicamente, as primeiras campanhas de campo feitas na Amazônia, entre as décadas de 1960 e 1980, concentraram a aquisição de dados ao longo da calha principal (Solimões-Amazonas). Conforme mencionado por Filizola e Guyot (2009), pouco se conhece sobre o fluxo de sedimentos dos rios amazônicos além desse segmento. Esses autores apresentam estimativas da produção de sedimentos para toda a bacia amazônica a partir de dados disponibilizados pela ANA (Agência Nacional de Águas), entre os anos de 1979 e 1998. No entanto, o protocolo de monitoramento é, em média, de três coletas de CSS por ano, o que dificulta a obtenção de estimativas precisas do transporte anual total de sedimentos. Outras pesquisas foram feitas, como a de Latrubesse e Restrepo (2014), que compara a produção de sedimentos de toda a cadeia dos Andes, e a de Aalto *et al.* (2006), que avalia os fatores da produção de sedimentos dos Andes bolivianos.

Por sua vez, as séries de dados geradas nesta pesquisa permitem uma ampla descrição dos padrões espaciais da produção e do transporte de sedimentos dos principais rios transportadores de sedimentos da bacia amazônica. Este capítulo objetiva então a representação e compreensão das variações espaciais do transporte de sedimentos desses rios. A análise dos resultados busca responder às seguintes questões: Quais regiões da bacia produzem maior carga sedimentar? Qual é a variabilidade da produção de sedimentos nas escalas intranual e interanual? Qual é a relação entre variáveis espaciais, como latitude, longitude e área da bacia, e a produção de sedimentos e sua variabilidade?

A última questão mencionada, que visa a investigação de relações espaciais, busca compreender se apenas a posição espacial e a área da bacia, variáveis extremamente simples, são capazes de explicar a produção de sedimentos e sua variação temporal. Esta é uma abordagem que possui baixo teor analítico, pois os controles geológicos, geomorfológicos e climáticos em si não são diretamente avaliados. No entanto o intuito é justamente avaliar se existem padrões espaciais simples que expliquem a produção e variabilidade da produção de sedimentos.

6.1 Métodos

Foram feitos diversos mapas que representam as variações espaciais da produção e do transporte de sedimentos na bacia. Esses mapas estão diferenciados primeiramente

conforme a escala temporal de análise: anual ou mensal. Com relação aos valores anuais, foram elaborados três mapas: o primeiro apresenta os valores médios de transporte de sedimentos, sua variabilidade foi representada em um segundo mapa e o terceiro apresenta a produção de sedimentos.

O transporte anual refere-se ao transporte médio absoluto ao longo de um ano hidrológico completo, e sua unidade é em massa/ano. Ainda em relação a essa variável, foi elaborado outro mapa, que apresenta sua variabilidade. Essa variação interanual foi calculada a partir do coeficiente de variação:

$$C_v = \left(\frac{\sigma}{\mu} \right) \cdot 100 \quad (19)$$

Em que:

C_v = coeficiente de variação (%);

σ = desvio padrão do transporte anual de sedimentos (ton ano^{-1});

μ = transporte de sedimentos anual médio (ton ano^{-1});

Por sua vez, o cálculo da produção de sedimentos leva em conta a área de drenagem à montante de uma determinada estação:

$$P = \frac{TSS}{A} \quad (20)$$

Em que:

P = produção de sedimentos, considerando a área à montante de uma estação qualquer (massa/área/tempo);

TSS = transporte de sedimentos estimado em uma estação (massa/tempo);

A = área de drenagem à montante da estação (km^2).

A unidade do transporte de sedimentos é massa (ton) por tempo, o qual foi adotado em mês e ano, enquanto que a área é dada em km^2 , cujos valores são fornecidos pela ANA e estão apresentados no Quadro 8. Portanto, a produção (P) é uma determinada massa que foi transportada em um intervalo de tempo, normalizados em uma área ($\text{ton km}^{-2} \text{mês}^{-1}$ ou $\text{ton km}^{-2} \text{ano}^{-1}$).

Em relação aos valores mensais também foram produzidos três mapas. O primeiro refere-se aos valores médios de produção de sedimentos para cada mês do ano, calculado segundo a equação 20. A unidade descrita na equação 20 refere-se aos valores absolutos de produção de sedimentos. Entretanto, a representação visual das variações mensais dessa

variável é dificultada pela grande diferença em termos de magnitude que existem entre as estações. Os rios Içá, Japurá, Juruá e Purus possuem transporte de sedimentos muito mais baixo do que os rios Madeira, Solimões e Amazonas. Portanto, quando a escala absoluta é utilizada, essas áreas aparecem com baixos valores praticamente o ano todo. Propõem-se então, para demonstração da variação sazonal específica de cada estação, a seguinte normalização:

$$P^{norm} = \left(\frac{P^m}{P_{max}^m} \right) \cdot 100 \quad (21)$$

Em que:

P^{norm} = produção de sedimentos normalizada, em escala de porcentagem;

P^m = produção de sedimentos de um mês qualquer;

P^{m-max} = produção de sedimentos do mês de maior valor médio.

Quadro 8 – Área da bacia hidrográfica a montante de cada estação

Rio / Estação	Área (km ²)
Amazonas / Óbidos	4.670.000
Solimões / Manacapuru	2.200.000
Solimões / Tabatinga	874.000
Madeira / Fazenda Vista Alegre	1.310.000
Madeira / Porto Velho	976.000
Içá / Ipiranga Velho	107.000
Japurá / Vila Bittencourt	206.000
Juruá / Gavião	164.000
Purus / Lábrea	226.000

O mês de maior produção média da estação de Porto Velho, no rio Madeira, é março, com 109,69 ton km⁻² mês⁻¹. Quando a normalização descrita na equação 21 é aplicada, o mês de março passa a ser 100% e todos os outros meses possuem valores menores, por exemplo, em setembro, o mês de menor produção, torna-se 2,35%. Dessa forma, os valores de todas as estações são comparáveis (entre 0 e 100%), sendo possível notar, tanto o período do ano em que cada estação tem seu pico de transporte, quanto sua amplitude em relação aos períodos de menor transporte. Um terceiro mapa ainda foi elaborado para representação da variabilidade mensal da produção de sedimentos das estações. O cálculo é o mesmo apresentado na equação 20, mas ao invés de ano, a unidade temporal de intervalo adotada são os meses.

Para avaliar a relação entre variáveis espaciais e a produção de sedimentos e sua variabilidade, foi utilizada a análise de regressão. As variáveis consideradas como

explicativas são: latitude e longitude médias da bacia e suas áreas. Inicialmente foram feitas análises univariadas, o que permite a avaliação da relação entre cada variável dependente e independente. No entanto, *a priori* não se esperam altas correlações, a partir desses testes, devido às variações de fatores locais que regulam a produção de sedimentos, como variações climáticas, topográficas e geológicas. Ao contrário, o sistema deve ser complexo, ocorrendo interações entre as variáveis em si e com efeitos não levados em conta. Esse raciocínio levou ao entendimento de que as variáveis dependentes devem ser modeladas em um contexto multivariado. Portanto, a análise de regressão multivariada foi aplicada em que o método de seleção de atributos adotado foi o *backward stepwise*.

6.2 Resultados e discussões

6.2.1 Transporte anual de sedimentos suspensos e variabilidade interanual

O padrão espacial geral dos valores médios de transporte anual de sedimentos é que, quanto mais à jusante, e maior a área da bacia de drenagem, maior é o transporte de sedimentos (Figura 130). Estações localizadas em seções com pequenas áreas de drenagem à montante, como aquelas situadas nos rios: Içá, Japurá, Juruá e Purus, possuem os menores valores absolutos de transporte de sedimentos. A tendência geral é que, quanto mais à jusante, o transporte de sedimentos aumenta nos principais rios devido à contribuição dos afluentes. Considerando os rios avaliados nesse estudo, o transporte médio aumenta em relação à área de drenagem conforme uma relação logarítmica (Figura 131).

Em alguns casos, uma grande porção da carga sedimentar pode se depositar na planície de inundação, diminuindo o fluxo de sedimentos à jusante. Com relação às estações analisadas neste trabalho, isso é perceptível nas duas estações do rio Madeira, em que o fluxo sedimentar em Porto Velho é maior do que em Fazenda Vista Alegre. Esse padrão de diminuição da carga suspensa ao longo do baixo rio Madeira é compatível com os resultados de Espinoza Villar *et al.* (2013). No entanto, as séries utilizadas neste trabalho possuem uma maior extensão temporal (33 e 30 anos), reforçando a compreensão do comportamento de longo prazo do sistema.

Figura 130 – Transporte de sedimentos anual médio para cada uma das nove estações (acima) e o respectivo desvio padrão anual normalizado (abaixo)

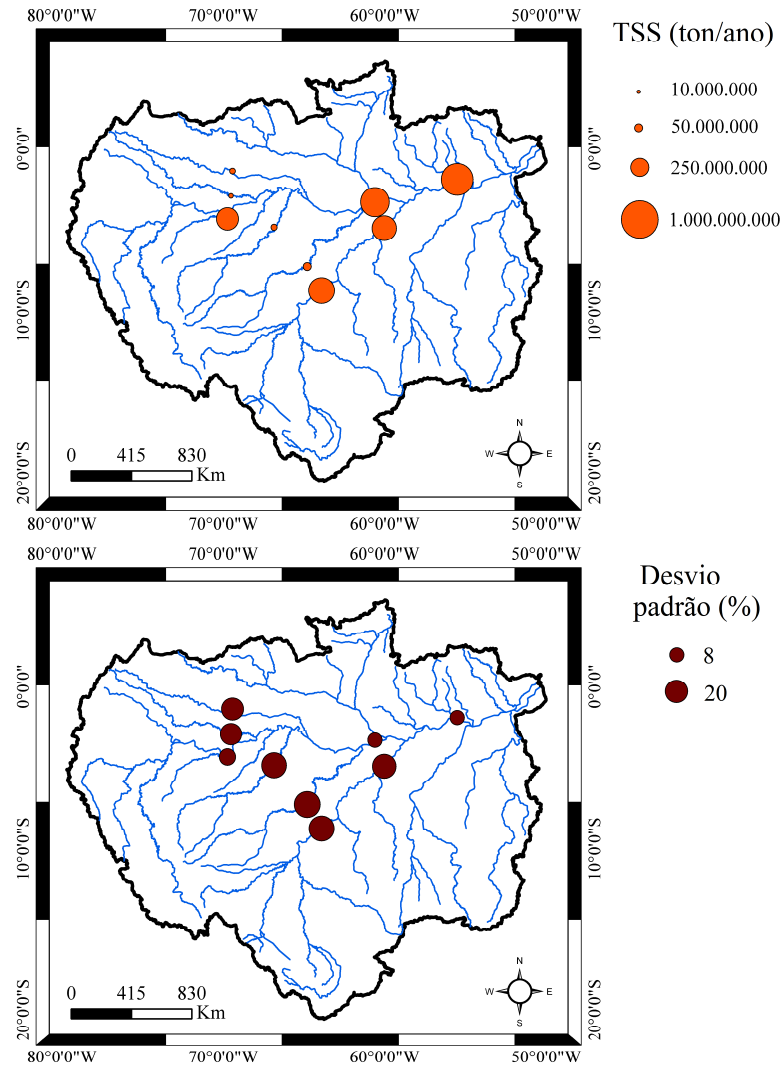
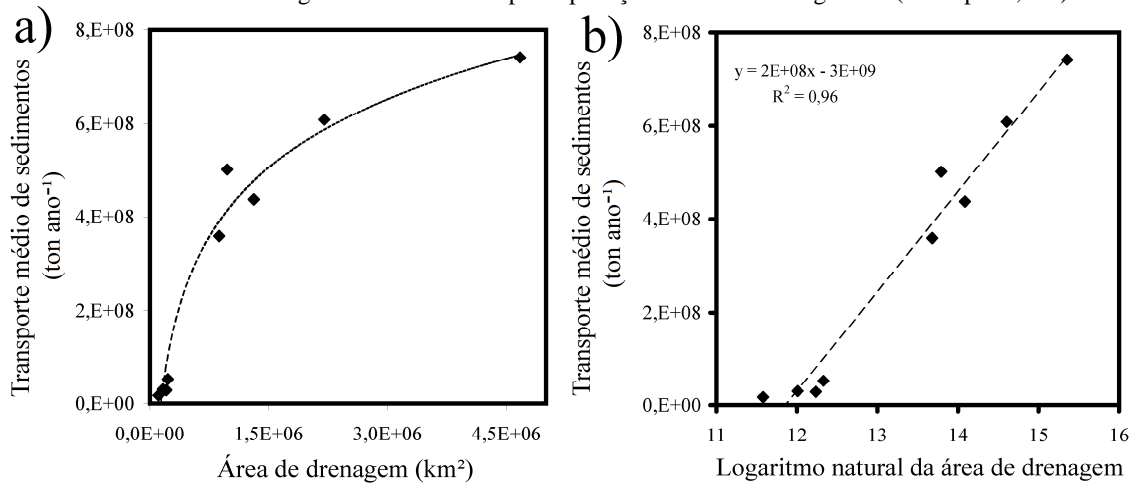


Figura 131 – (a) Relação logarítmica entre o transporte de sedimentos suspensos anual médio e a área de drenagem à montante de cada estação; (b) os mesmos dados foram plotados novamente, mas nesse caso a variável “área de drenagem” foi linearizada para aplicação da análise de regressão (valor-p < 0,001)



A variabilidade interanual possui uma complexidade maior do que em relação à distribuição espacial dos totais anuais médios, sendo possivelmente explicada por mais de um fator geográfico. Um desses possíveis fatores é a latitude média da bacia, pois a variabilidade é menor em estações localizadas no centro da bacia (Figura 130), por exemplo, para as estações nos rios Solimões e Amazonas, e aumenta para maiores latitudes (norte e sul). Observa-se o aumento da variabilidade de Óbidos, no rio Amazonas, para Fazenda Vista Alegre e Porto Velho no rio Madeira (Figura 130), cada vez mais a sul. Igualmente, também observa-se um aumento de Tabatinga, no rio Solimões, para os rios Içá e Japurá, cada vez mais a norte.

A variabilidade interanual do transporte de sedimentos pode estar relacionada com a latitude visto que a zona de convergência intertropical (ZCIT) também possui variabilidade interanual com relação à sua região de atuação - em alguns anos ela avança mais para sul e/ou norte – (MELO *et al.*, 2009). Por exemplo, em anos em que a ZCIT avance mais para sul e permaneça por mais tempo nessa região, espera-se que a precipitação, e em consequência, a produção de sedimentos nesse ano, seja maior. O mesmo raciocínio aplica-se para o avanço da ZCIT para norte. De forma contrária, as regiões situadas em uma posição mais centralizada na área de atuação da ZCIT possuirão uma menor variabilidade interanual.

Outro fenômeno atmosférico que também carrega umidade, provocando eventos extremos de precipitação na região sul da bacia, são os jatos de baixos níveis (JBN – MARENGO *et al.*, 2009). Espera-se que a produção de sedimentos seja maior em anos com maior ocorrência e intensidade de JBN na região sul da bacia, possivelmente explicando parte da variabilidade interanual do transporte de sedimentos do rio Madeira.

Outra relação possível é entre a variabilidade interanual e a longitude do ponto médio da bacia. Os Andes encontram-se dispostos como uma cadeia montanhosa em sentido norte-sul, ao passo que os rios amazônicos fluem a leste. Portanto, quanto mais a oeste está uma determinada estação, menor é o trajeto ao longo do qual os sedimentos foram transportados. Uma maior trajetória no segmento fluvial possibilita um maior tempo para que os sedimentos sejam depositados e resuspenso, diminuindo assim a variabilidade temporal diretamente ligada ao transporte a partir das zonas de produção. Espera-se então que, quanto mais a leste, menor seja a variabilidade interanual.

Por último, quanto mais a montante situa-se uma determinada estação, menor a área de captação e maior é a exposição da superfície a eventos específicos de precipitação, que podem promover uma produção anômala de sedimentos. Portanto, a área de drenagem

também pode ser uma variável explicativa da variabilidade interanual da produção de sedimentos.

A variabilidade interanual foi plotada juntamente com cada uma das três variáveis mencionadas acima, cujos resultados apontam para baixos níveis de correlação (Figuras 135 e 136). O maior índice de explicação encontrado foi entre a variabilidade e a área da bacia (Figura 132), em que o padrão observado é inverso, ou seja, quanto maior a área da bacia, menor sua variabilidade interanual de produção de sedimentos.

Figura 132– Relação entre o desvio padrão interanual e a área de drenagem a montante de cada estação. LAB – Lábrea, rio Purus; GAV – Gavião, rio Juruá; VIL – Vila Bittencourt, rio Japurá; IPI – Ipiranga Velho, rio Içá; SOL/TAB – Tabatinga, rio Solimões; SOL/MAN – Manacapuru, rio Solimões; MAD/FVA – Fazenda Vista Alegre, rio Madeira; MAD/PV – Porto Velho, rio Madeira; OBI – Óbidos, rio Amazonas

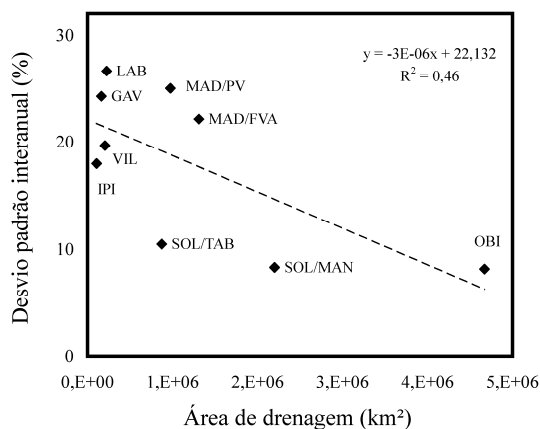
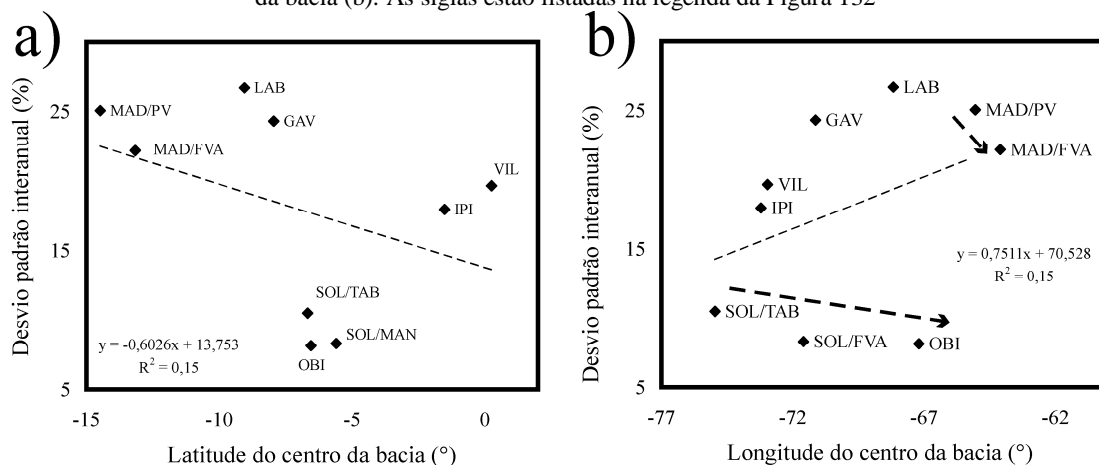


Figura 133 – Relação entre o desvio padrão interanual e a latitude do centro da bacia (a) e a longitude do centro da bacia (b). As siglas estão listadas na legenda da Figura 132

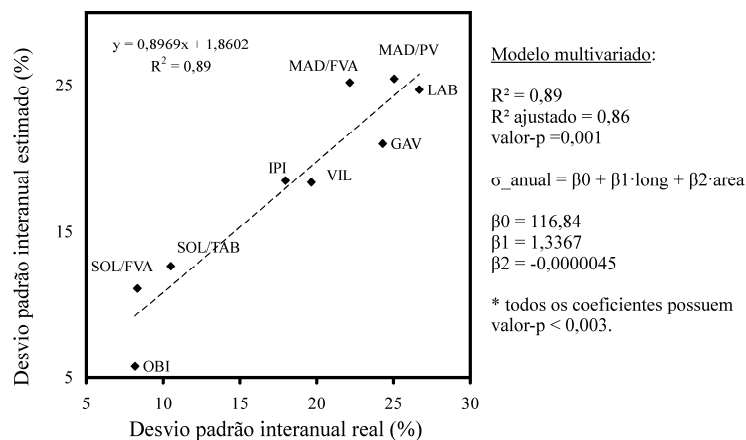


A latitude e a longitude não possuem uma relação direta (linear) com a variabilidade interanual da produção de sedimentos (Figura 133). Quando todas as estações são avaliadas conjuntamente, os fatores locais que regulam a produção de sedimentos são desconsiderados. Por exemplo, quando se observam as duas estações do rio Madeira, aquela que está mais a

leste possui uma variabilidade menor, mesmo padrão observado com relação às estações do rio Solimões e do Amazonas (Figura 133, observar as setas). As demais estações estão em rios diferentes, impossibilitando uma comparação direta, pois cada uma possuiu um contexto de latitude e área de drenagem. As mesmas considerações são feitas para a relação direta entre latitude e a variabilidade (Figura 133).

Embora a longitude e a área de drenagem não possuam um grande potencial explicativo da variabilidade interanual da produção de sedimentos, quando avaliadas de forma separada (Figuras 135 e 136), quando elas são avaliadas conjuntamente explicam cerca de 90% da variabilidade interanual (Figura 134). Os valores dos coeficientes mostram que a variabilidade diminui com o aumento do tamanho da área da bacia, mas há uma ponderação pela longitude, ao contrário do esperado, as bacias que possuem centro geográfico mais a leste possuem uma variabilidade maior, para uma bacia de mesma área.

Figura 134 – Resultados da análise de regressão múltipla em que o desvio padrão interanual é a variável dependente e a longitude e a área de drenagem foram selecionados pelo *backward stepwise* como variáveis independentes. As siglas estão listadas na legenda da Figura 132



6.2.2 Produção anual média de sedimentos

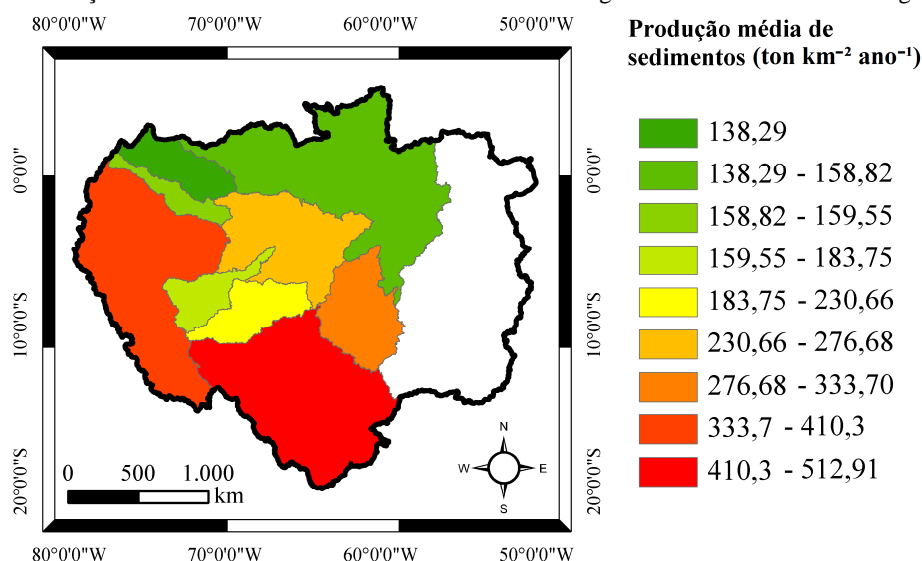
Enquanto o transporte de sedimentos suspensos é maior nas estações de jusante (Figura 130) devido ao somatório das contribuições dos afluentes, a produção média das bacias possui um padrão contrário, sendo maior nas estações de montante (Figura 135). Esse padrão geral é explicado pelo alto contraste entre produção de sedimentos dos Andes e o restante da bacia. A produção sedimentar é muito baixa nos escudos cristalinos e nas planícies de inundação. Nessas últimas também ocorre a deposição de sedimentos, diminuindo o fluxo

de sedimentos à jusante. Portanto, o valor da produção de sedimentos dessas regiões diminui quando suas áreas são levadas em conta.

Comparando as Figuras 133 e 138, observa-se que na porção norte, nas bacias dos rios Içá e Japurá, predominam baixos valores tanto de transporte total quanto de produção de sedimentos. Já as bacias localizadas na região controlada pelo Arco de Fitzcarraldo (rios Juruá e Purus), embora possuam baixos valores de transporte absoluto, quando tal transporte é ponderado pela área dessas bacias elas mostram produção relativamente maior. Isso indica o expressivo controle do Arco de Fitzcarraldo sobre os processos superficiais, pois as taxas de erosão nessas áreas foram equivalentes ou maiores do que algumas regiões com cabeceiras de drenagem nos Andes. Com relação aos dois principais fornecedores de sedimentos para o rio Amazonas, enquanto que o rio Solimões é o que possui o maior transporte total, a bacia do rio Madeira apresenta os maiores valores de produção de sedimentos.

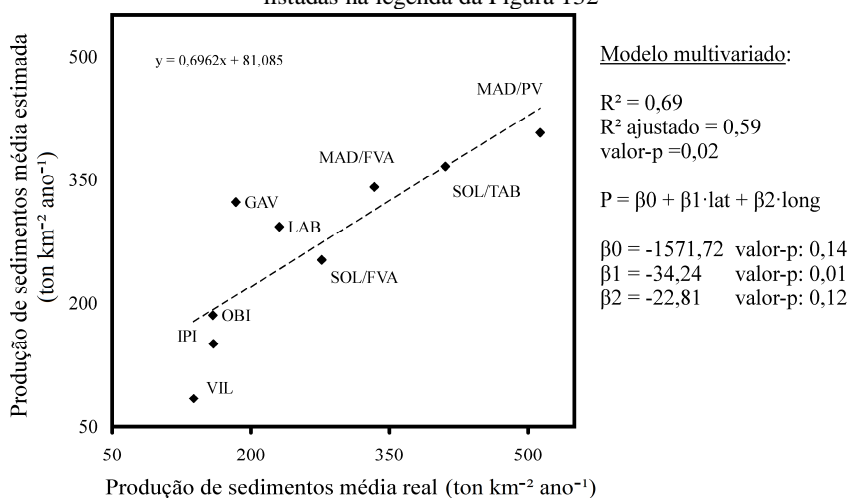
Em relação ao potencial de explicação da produção de sedimentos, levantou-se como hipótese que seu valor deve aumentar proporcionalmente com o aumento da latitude e da longitude. Nessa análise, a área de drenagem não foi adotada como uma possível variável independente porque ela é uma das variáveis necessárias para obtenção da produção de sedimentos (equação 20). Com relação à latitude, sabe-se que, no contexto dos Andes, na região amazônica, as porções central e sul possuem maiores taxas de erosão geológica e produção de sedimentos (LATRUBESSE e RESTREPO, 2014). Em relação à longitude, espera-se que quanto mais a oeste, maior é a produção de sedimentos devido à proximidade com os Andes.

Figura 135 – Produção de sedimentos anual média das bacias de drenagem dos rios amazônicos de águas brancas



Os resultados da análise de regressão multivariada mostram que ambos os fatores geográficos são proporcionais com a produção de sedimentos (Figura 136), em que cerca de 70% da variação é explicada por essas duas variáveis. Ainda, a latitude apresenta-se como uma variável mais importante para o modelo do que a longitude. De fato, as bacias a sul, principalmente as do rio Madeira, possuem altas taxas de produção de sedimentos, enquanto que nas bacias a norte predominam processos erosivos de menor intensidade. No entanto, os resultados dessa análise de regressão apresentaram um menor ajuste quando comparados com os resultados da análise da variabilidade interanual do transporte de sedimentos (Figura 134). Nesse caso o potencial explicativo é menor, e algumas variáveis não são significativas (β_0 e β_2 não são significativos para $\alpha = 0,1$).

Figura 136 – Resultados da análise de regressão múltipla em que a produção de sedimentos anual média é a variável dependente e a latitude, a longitude e a área de drenagem são variáveis independentes. As siglas estão listadas na legenda da Figura 132



6.2.3 Produção mensal média de sedimentos

A avaliação da produção média mensal de sedimentos mostra uma grande variação ao longo da bacia em escala intra-anual (Figura 137). Em geral, os menores valores de produção de sedimentos concentram-se nos meses de agosto, setembro e outubro, que são os meses mais secos na porção centro-sul da bacia. Há um aumento rápido nos meses de novembro e dezembro e o período que possui os maiores valores é entre janeiro e março. Entre abril e julho as taxas diminuem até o próximo período de baixa produção sedimentar.

A região que produz a maior quantidade de sedimentos é a bacia do alto rio Madeira, em que grande parte da massa é transportada no período chuvoso, entre os meses de

janeiro a abril. Esta bacia, no entanto, possui valores extremamente baixos nos meses secos, o que reforça o efeito latitudinal e a atuação das massas de ar sobre essa região, principalmente durante o verão e outono (ZCIT e JBN). As bacias respectivas às estações centrais, no rio Solimões também possuem altos valores de produção de sedimentos, sendo menores do que os máximos da bacia do rio Madeira e maiores do que seus mínimos. As bacias de menor ordem, dos rios Içá, Japurá, Purus e Juruá, possuem baixos valores absolutos mensais, apresentando pouco contraste ao longo do ano.

Ao contrário dos valores absolutos de transporte de sedimentos, os valores relativos permitem uma síntese do comportamento temporal intra-anual da bacia (Figura 138). Nessa figura é possível notar que março é o mês em que grande parte da bacia está produzindo a taxa máxima, ou próximo dela. Nesta representação também fica claro que os setores sul e norte da bacia possuem regimes hidrossedimentares totalmente distintos. As bacias dos rios Içá e Japurá possuem os menores valores no período entre janeiro e março e máximo entre julho e agosto, ao contrário da bacia do rio Madeira. Já a bacia do rio Solimões possui máximos que acompanham o padrão do sul da bacia, principalmente pelo fato de que grande parte dos Andes que estão nos limites da bacia do alto rio Solimões estão na porção sul. No entanto, esta bacia possui uma variação intra-anual menor, possivelmente pelo fato de que a bacia do alto Solimões também abrange outros setores os Andes (porções central e norte da bacia).

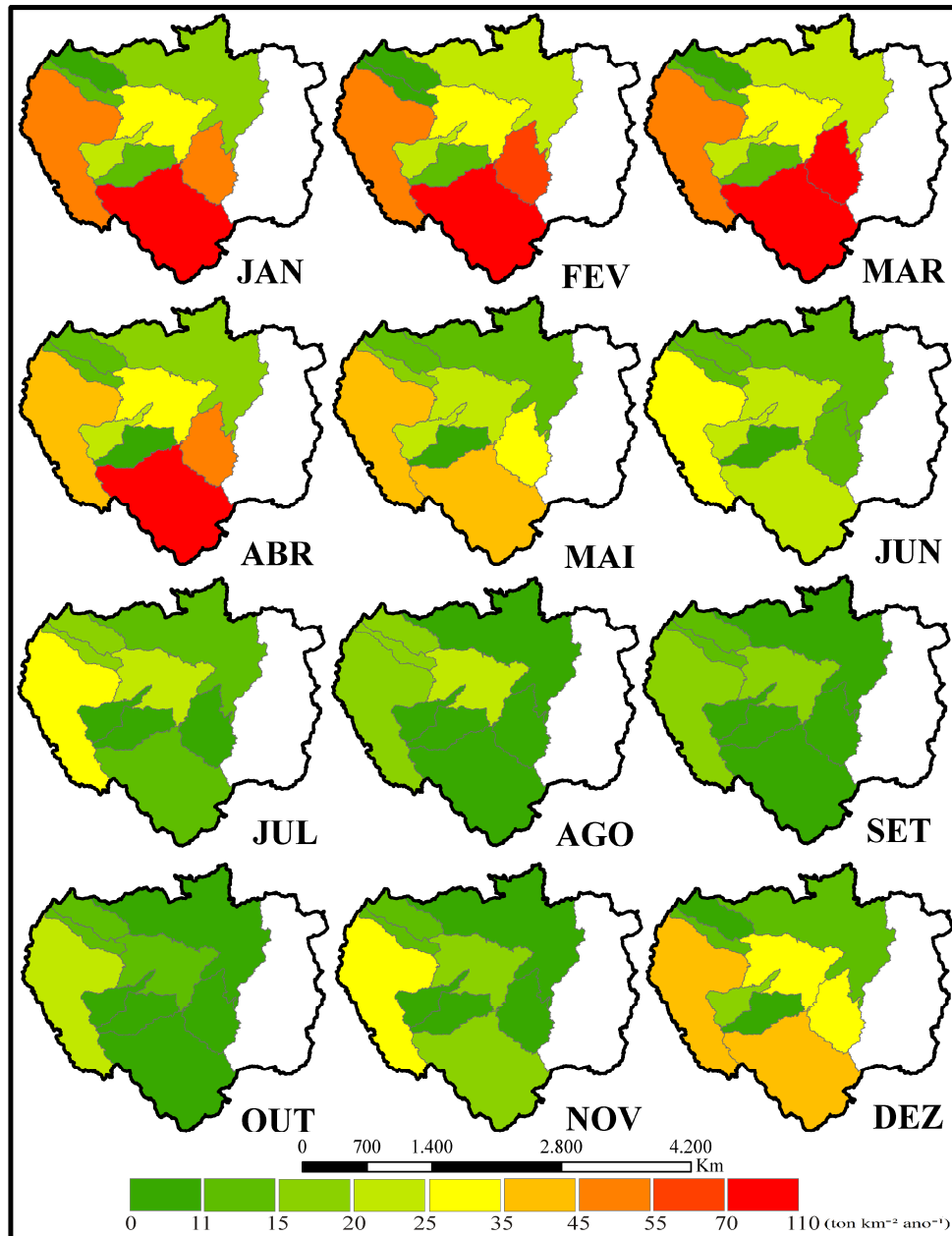
6.2.4 Variabilidade da produção mensal de sedimentos

O desvio padrão mensal da produção de sedimentos possui relação com a posição latitudinal (Figura 139). As bacias das estações centrais possuem uma variabilidade menor do que aquelas nos setores norte e sul em praticamente todo o ano. Isso está ligado possivelmente com a variação da atuação da ZCIT em cada ano. Assim como em relação aos valores de produção de sedimentos, novamente há distintos padrões quando a variabilidade mensal dos extremos latitudinais é comparada. Nas bacias da região norte a variabilidade é maior nos meses entre janeiro e março e no sul é maior entre julho e novembro. Esses são os períodos de produção mais baixas nas duas regiões. Como a variabilidade é expressa em termos relativos (%), pequenas variações de transporte entre um mês qualquer e sua média induzem a grandes variações relativas.

Outro padrão espacial é que, quanto mais próximo da área-fonte, maior é a variabilidade mensal. Observa-se, por exemplo, que a variabilidade em Óbidos é a menor da

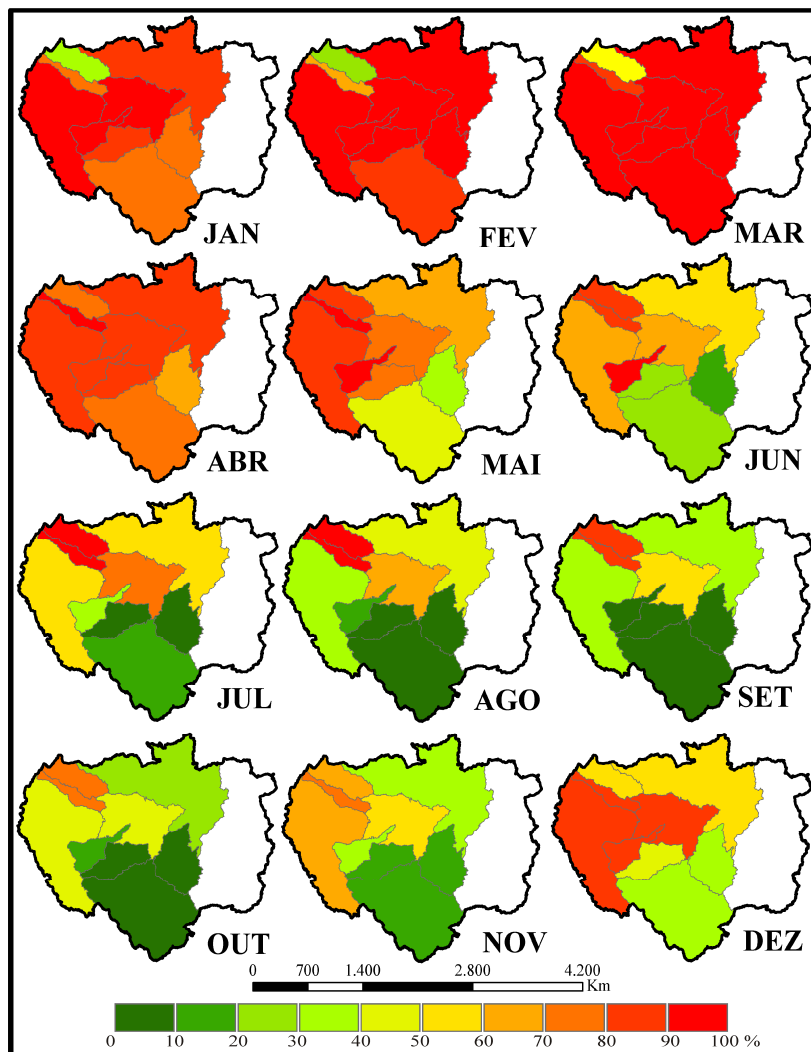
bacia, que a estação de Fazenda Vista Alegre registra uma menor variação do que em Porto Velho (rio Madeira) e que a estação de Tabatinga registra uma variação maior do que em Manacapuru (rio Solimões), todos os casos em quase todo o ano (Figura 139). Isso deve ser explicado pelos processos de deposição e ressuspensão que ocorrem nas planícies, que devem normalizar variações anômalas da produção de sedimentos nas áreas-fonte.

Figura 137 – Produção de sedimentos mensal média das bacias de drenagem dos rios amazônicos de águas brancas



Observou-se a relação entre longitude, latitude, a área de cada bacia e suas variabilidades mensais médias. Isoladas, essas variáveis possuem baixas capacidades explicativas (longitude: $R^2 = 0,27$; latitude: $R^2 = 0,31$; longitude: $R^2 = 0,29$), em que nenhuma variável é significativa para $\alpha = 0,1$. Da mesma forma que nos outros testes, foi aplicada uma análise de regressão multivariada entre as variáveis geográficas e a variabilidade mensal, que resultou no modelo apresentado na Figura 140. Nesse caso, a longitude e a área foram selecionadas, todas significativas para $\alpha = 0,01$. Da mesma forma que o modelo para determinação da variabilidade anual do transporte de sedimentos (Figura 134), os coeficientes mostram que quanto maior a área da bacia, e quanto mais a oeste, menor a variabilidade da produção de sedimentos.

Figura 138 – Produção de sedimentos mensal média normalizada das bacias de drenagem dos rios amazônicos de águas brancas



Nota-se que as variabilidades mensais e anuais possuem uma forte relação entre si (Figura 141), o que reforça os resultados das análises de regressão multivariada, de que ambas possuem os mesmos fatores de origem (longitude e área de drenagem da bacia). Outro aspecto relevante a ser notado na Figura 141 é a diferença em termos de magnitude. Enquanto a variabilidade anual das bacias está aproximadamente entre 8 e 26%, os valores de variabilidade mensal estão entre 15 e 65%. Isso se deve, provavelmente, à maior escala temporal dos valores anuais, que tende a normalizar as variações mensais maiores.

Figura 139 – Desvio padrão da produção mensal de sedimentos das bacias de drenagem dos rios amazônicos de águas brancas

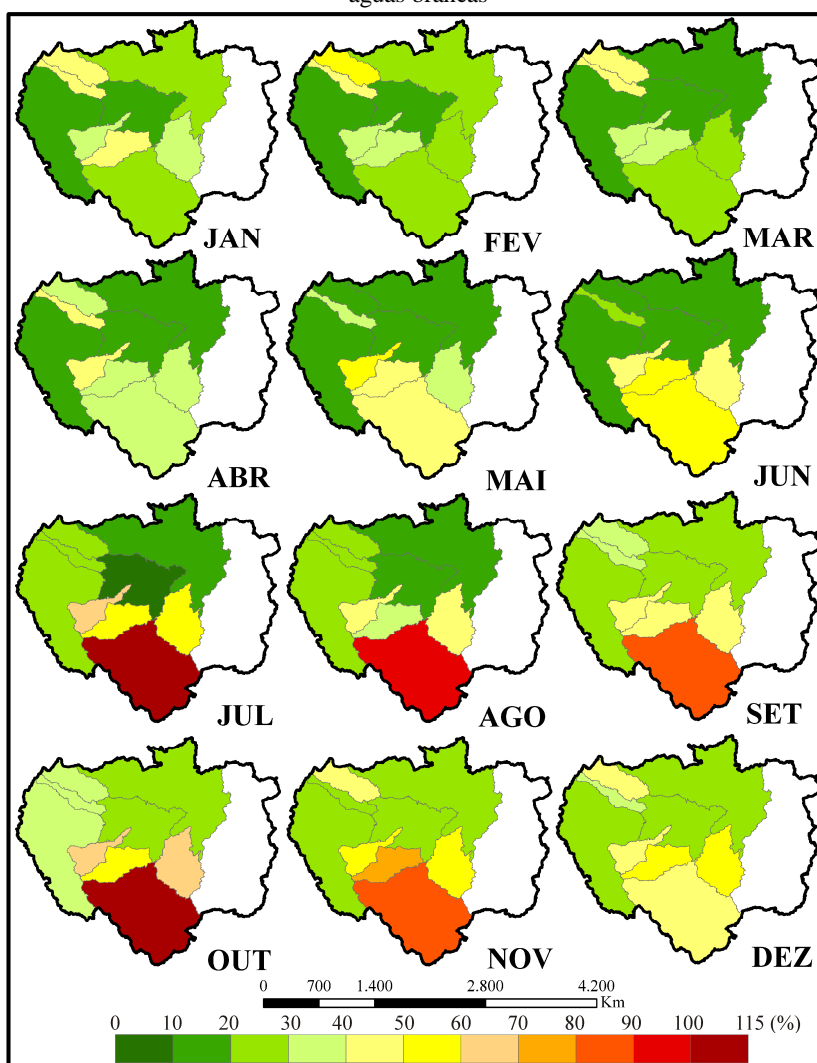


Figura 140 – Resultados da análise de regressão múltipla, em que o desvio padrão mensal é a variável dependente e a longitude e a área de drenagem foram selecionados pelo *backward stepwise* como variáveis independentes. As siglas estão listadas na legenda da Figura 132

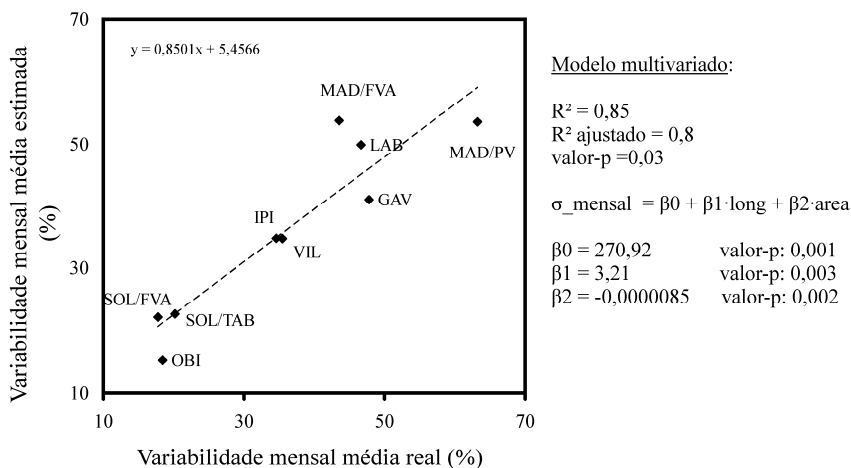
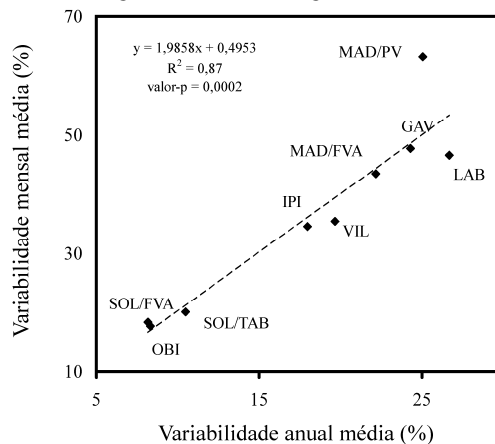


Figura 141 – Comparação entre as variabilidades mensal e interanual da produção de sedimentos das bacias de drenagem dos rios amazônicos de águas brancas. As siglas estão listadas na legenda da Figura 132



6.3 Conclusões

Os resultados obtidos permitem as seguintes conclusões em relação aos padrões espaciais e relações determinantes do transporte e produção de sedimentos e suas variabilidades temporais:

i) transporte anual médio de sedimentos: quanto mais à jusante, e maior a área da bacia de drenagem, maior é o transporte de sedimentos, devido às somas de contribuições dos afluentes. Esse padrão, entretanto, não foi observado na bacia do rio Madeira, onde há uma já conhecida importante zona de deposição entre Porto Velho (montante) e Fazenda Vista

Alegre (jusante). Também foi observado que o transporte aumenta em relação à área de drenagem conforme uma relação logarítmica.

ii) produção anual média de sedimentos: enquanto o transporte de sedimentos suspensos é maior nas estações de jusante, a produção média das bacias possui um padrão contrário, sendo maior nas estações de montante. Tanto a latitude quanto a longitude são proporcionais com a produção de sedimentos (maior produção de sedimentos para sul e oeste). Cerca de 70% da variação é explicada por essas duas variáveis, em que a latitude apresenta-se como uma variável mais importante para o modelo do que a longitude (única variável significativa para $\alpha = 0,05$).

iii) produção mensal média de sedimentos: Considerando toda a bacia, os menores valores de produção de sedimentos concentram-se no período entre os meses de agosto e outubro, e o período que possui os maiores valores é entre janeiro e março. A região que produz a maior quantidade de sedimentos é a bacia do alto rio Madeira, em que grande parte da massa é transportada no período chuvoso, entre os meses de janeiro a abril. Esta bacia, no entanto, possui valores extremamente baixos nos meses secos.

Ao contrário dos valores absolutos de transporte de sedimentos, os valores relativos permitem uma síntese do comportamento temporal intra-anual da bacia. Sua análise mostra que os setores sul e norte da bacia possuem regimes hidrossedimentares distintos no decorrer do ano. As bacias dos rios Içá e Japurá possuem os menores valores no período entre janeiro e março e máximo entre julho e agosto, ao contrário da bacia do rio Madeira.

iv) variabilidade temporal: as estações que estão no centro da bacia possuem uma menor variabilidade temporal, tanto interanual quanto mensal. As variabilidades anuais e mensais possuem uma forte relação e foram explicadas pelas mesmas variáveis (área de drenagem e longitude). Os coeficientes mostram que, quanto maior a área da bacia, e quanto mais a oeste, menor a variabilidade temporal da produção de sedimentos.

7 INVESTIGAÇÃO DE TENDÊNCIAS TEMPORAIS UNIDIRECIONAIS

Conforme observado na revisão de literatura apresentada no tópico 2.4: “O transporte de sedimentos do rio Amazonas e principais afluentes”, grande parte dos estudos sobre o transporte de sedimentos dos rios amazônicos restringiu-se à calha principal (Solimões-Amazonas), cujo foco foi, muitas vezes, a estimativa do transporte anual total do rio Amazonas. Já o estudo dos padrões temporais da carga suspensa tem sido um tema pouco trabalhado. Esse quadro é explicado pelo fato de que as séries temporais de dados são restritas, vinculadas normalmente com saídas infrequentes a campo. Por outro lado, o estabelecimento mais recente do programa de monitoramento de alta frequência, realizado pelo ORE HYBAM, têm modificado esse panorama.

As séries de dados produzidas pelo ORE HYBAM permitiram que Guyot *et al.* (2005), Guyot *et al.* (2007) e Martinez *et al.* (2009) avaliassem o comportamento temporal do transporte de sedimentos do rio Amazonas em escala interanual. Os três trabalhos mencionados apontam para um aumento do transporte de sedimentos suspensos desse rio. Guyot *et al.* (2005) avalia um período de 8 anos (1995 – 2003), sugerindo um aumento observado a partir do ano de 2000. Guyot *et al.* (2007), com base em um período de 11 anos (1995 – 2006), apresentam dados que confirmam esse padrão. Por último, Martinez *et al.* (2009), reafirmam, com base em um período de 12 anos completos de dados (1996 – 2007), o aumento do transporte de carga suspensa.

Para explicar o aumento observado, Martinez *et al.* (2009) levantam duas hipóteses, relacionadas com mudanças: i) climáticas; e/ou ii) na cobertura vegetal. Martinelli *et al.* (1989) também chamam a atenção para o possível aumento da produção de sedimentos devido ao desflorestamento na região. Como esta pesquisa gerou novas séries de dados, que possuem uma abrangência temporal maior do que as séries adotadas em pesquisas prévias, é plausível a aplicação, novamente, de testes de tendência. Isso porque os testes, quando aplicados em períodos maiores de tempo, podem reafirmar os padrões já observados com maior precisão, ou, em caso contrário, demonstrar outros comportamentos.

Este capítulo trata, então, da investigação de tendências sistemáticas unidirecionais, ou seja, de aumento ou diminuição do transporte de sedimentos apenas. Como o único rio que possui trabalhos prévios, neste sentido, é o Amazonas, foram feitas comparações entre os resultados obtidos nesta pesquisa e os da literatura. Adicionalmente, são apresentados os testes para todos os outros rios amazônicos de águas brancas avaliados.

7.1 Métodos

Foram feitas análises de tendência sobre as séries temporais de transporte de sedimentos apresentadas no capítulo 4, para todos os rios amazônicos de águas brancas avaliados no âmbito desta pesquisa. Essas análises foram feitas por meio de dois métodos: regressão linear em valores anuais (teste paramétrico), e teste de tendência em valores mensais (teste não-paramétrico). Posteriormente, os resultados desses testes foram espacializados ao longo da bacia para avaliação de possíveis padrões espaciais das tendências.

7.1.1 Regressão linear em valores anuais

A regressão linear pode ser aplicada para verificar tendências temporais a partir da adoção da variável de interesse como dependente do tempo, o qual é tratado como variável explanatória. Por meio desse procedimento, é possível testar a hipótese de o coeficiente angular (β_1) ser significativamente diferente de zero, utilizando a estatística t . Em caso positivo, o teste aponta para a existência de uma tendência linear de a variável dependente diminuir ou aumentar no decorrer do tempo (HELSEL e HIRSCH, 2002a).

A regressão linear foi então aplicada para os dados de transporte anual total de sedimentos em suspensão, pois, ao contrário dos dados mensais, estes estão livres das variações intranuais, não sendo necessário remover efeitos sazonais. Há cinco suposições associadas com a regressão linear, em que a necessidade de satisfazê-las depende do uso posterior da equação da regressão (HELSEL e HIRSCH, 2002b): i) a forma do modelo é correta, ou seja, a variável resposta é linearmente relacionada com a variável preditora; ii) os dados utilizados para ajuste do modelo são representativos dos dados de interesse; iii) variância dos resíduos é constante (homocedástica); iv) os resíduos são independentes; v) os resíduos possuem uma distribuição normal.

O teste de hipóteses (neste caso sobre o coeficiente angular) exige que todas essas suposições sejam verdadeiras para que seja realizado. A primeira pressuposição foi observada por meio de simples gráficos de dispersão entre o tempo (variável preditora) e o transporte anual de sedimentos, já apresentados no capítulo 4. Embora tivessem sido observados comportamento não-lineares (aumentos e diminuições oscilatórios, por exemplo para o rio Amazonas), não foram observados comportamentos linearizáveis. Portanto, o transporte anual de sedimentos foi mantido em valores absolutos. Com relação à segunda suposição, embora a extensão média das séries temporais não seja demasiadamente grande, é superior às outras

existentes atualmente, o que as torna mais representativas. A pressuposição iii foi avaliada por meio de gráficos de dispersão entre os valores preditos e os resíduos. Com relação ao pressuposto iv, os resíduos aparentaram independência ao se observar sua dispersão, muito embora não tenham sido comparados com outra possível variável. Por último, o pressuposto v foi avaliado por meio do teste de aderência à normalidade de Shapiro-Wilk (S-W).

O teste S-W foi proposto por Shapiro e Wilk (1965), sendo adequado mesmo para amostras pequenas ($N \approx 20$). Esse teste possui uma alta eficiência quando comparado com outros testes de normalidade, como o Kolmogorov-Smirnov (ÖZTUNA *et al.*, 2006 *apud* LOPES *et al.*, 2013). O teste S-W é aplicado com base na hipótese nula de que o conjunto amostral foi obtido de uma população com distribuição normal. Portanto, quanto menor o valor-p obtido, menor é a probabilidade de que a amostra possua uma distribuição normal. O nível de significância adotado foi de $\alpha = 0,05$.

7.1.2 Teste sazonal de Kendall em valores mensais

Quando a análise de regressão linear é feita sobre os valores anuais, alguns meses da série podem ser perdidos, pois os totais anuais são calculados a partir da definição dos anos hidrológicos do fluxo de sedimentos. Portanto, uma abordagem não-paramétrica foi aplicada sobre os valores mensais, o teste SK (*Seasonal Kendall*). Comparando esse método com a regressão, especialmente quando os resíduos apresentam não-normalidade, essa abordagem é equivalente ou mais robusta em relação à paramétrica (HELSEL e HIRSCH, 2002a).

O teste SK foi desenvolvido pelo serviço geológico norte-americano (USGS) para investigação de tendências em parâmetros de qualidade d'água nos Estados Unidos (HELSEL *et al.*, 2006). Nesse teste os dados de toda a série são divididos em diferentes períodos (as estações), em que valores de diferentes estações não são comparados inicialmente entre si (DARKEN, 1999). Frequentemente, os meses do ano são utilizados como estações (DARKEN, 1999), sendo utilizados também nesta pesquisa.

O teste SK leva em conta a sazonalidade da série calculando o teste Mann-Kendall em cada estação e, posteriormente, combinando os resultados (HELSEL e HIRSCH, 2002a). Quando o produto entre o número de estações e a quantidade de anos da série é maior do que 25, a distribuição da estatística S pode ser aproximada para uma distribuição normal, o que permite testar a hipótese de haver ou não tendência (HELSEL e HIRSCH, 2002a). A partir dessa distribuição, é fornecido o valor-p convencional, mas, em alguns casos, adota-se o

valor-p ajustado (p_{adj}), o qual é ajustado para amenizar o efeito de altas correlações em séries longas.

O valor-p ajustado foi introduzido por Hirsch e Slack (1984) para levar em conta a correlação serial em séries temporais maiores do que dez anos (HELSEL *et al.*, 2006). Como as séries de dados obtidas nesta pesquisa possuem em torno de 30 anos, foi levado em consideração o p_{adj} . Maiores detalhes do teste SK podem ser encontrados em Helsel e Hirsch (2002a) e Darken (1999). O teste SK foi aplicado utilizando o programa de livre acesso de Helsel *et al.* (2006) e o pacote “rkt” (MARCHETTTO, 2015) disponível para ambiente R (R CORE TEAM, 2015).

7.1.3 Avaliação da distribuição espacial das tendências

Para análise da distribuição espacial das tendências ao longo da bacia, os valores obtidos de R (coeficiente de correlação), para a regressão linear, e τ , para o teste SK, foram associados com os polígonos de suas respectivas áreas de drenagem. Os valores foram então escalonados em tons de cinza. O mesmo procedimento foi feito para o conjunto de valor-p, tanto da análise regressão quanto do teste SK.

7.2 Resultados e discussão

Os resíduos das regressões lineares em valores anuais apresentaram padrões lineares (Apêndice E). No entanto, para os rios Içá, Japurá e Madeira (estação de Porto Velho) os resíduos não aparentam homocedasticidade. Com relação à distribuição dos resíduos, é possível afirmar, considerando um nível de significância de 5%, que apenas os resíduos da regressão aplicada para os dados do rio Japurá não possuem normalidade (valor-p = 0,02). Portanto, os testes de hipóteses sobre os coeficientes angulares dessas estações não deve ser levada em conta. Ainda assim, todos os resultados da análise de regressão linear estão apresentados, conjuntamente com os resultados dos testes SK (Tabela 5).

Tabela 5 – Resultados das análises de tendência por meio de regressão linear e teste sazonal de Kendall para os rios amazônicos de águas brancas.*

Rio / estação	Teste **	Equação ***	N	R	R ²	Valor-p	τ	Valor-p (ajustado)	Período
Içá / Ipiranga Velho	RL - A	$384546616 - 183921,2 \times T$	27	-0,47	0,22	0,012	-	-	02/1985 – 01/2012
	SK - M	$0,1501 \times 10^7 - 8918 \times T$	341	-	-	-	-0,1	0,11	05/1984 – 09/2012
Japurá / Vila Bittencourt	RL - A	$465078512 - 218568,2 \times T$	26	-0,29	0,08	0,13	-	-	02/1985 – 01/2011
	SK - M	$0,2566 \times 10^7 - 0,1509 \times 10^5 \times T$	329	-	-	-	-0,12	0,09	06/1984 – 10/2011
Juruá / Gavião	RL - A	$476481641 - 223396,2 \times T$	27	-0,24	0,05	0,22	-	-	09/1984 – 08/2011
	SK - M	$0,2393 \times 10^7 - 9551 \times T$	334	-	-	-	-0,1	0,13	06/1984 – 03/2012
Purus / Lábrea	RL - A	$289143657 - 118595,6 \times T$	28	-0,07	0,004	0,72	-	-	09/1984 – 08/2012
	SK - M	$0,2991 \times 10^7 - 6186 \times T$	349	-	-	-	-0,11	0,13	06/1984 – 06/2013
Madeira / Porto Velho	RL - A	$10624515017 - 5067021,8 \times T$	399	-0,39	0,15	0,02	-	-	09/1981 – 08/2014
	SK - M	$0,2712 \times 10^8 - 0,1447 \times 10^6 \times T$	33	-	-	-	-0,14	0,04	06/1981 – 08/2014
Madeira / Faz. Vista Alegre	RL - A	$10480028373 - 5022692,6 \times T$	30	-0,45	0,2	0,011	-	-	09/1984 – 08/2014
	SK - M	$0,2263 \times 10^8 - 0,1004 \times 10^6 \times T$	368	-	-	-	-0,1	0,14	05/1984 – 12/2014
Solimões / Tabatinga	RL - A	$1616131482 - 629388,1 \times T$	27	-0,13	0,01	0,5	-	-	09/1984 – 08/2011
	SK - M	$0,314 \times 10^8 - 0,5283 \times 10^5 \times T$	332	-	-	-	-0,06	0,32	03/1984 – 10/2011
Solimões / Manacapuru	RL - A	$1196889767 - 294243,3 \times T$	31	-0,05	0,002	0,77	-	-	10/1983 – 09/2014
	SK - M	$0,4979 \times 10^8 + 0,3266 \times 10^5 \times T$	378	-	-	-	0,02	0,67	08/1983 – 01/2015
Amazonas/Óbidos	RL - A	$5456353107 - 2357902,3 \times T$	30	-0,34	0,11	0,06	-	-	10/1984 – 09/2014
	SK - M	$0,5803 \times 10^8 - 0,81 \times 10^5 \times T$	370	-	-	-	-0,05	0,31	04/1984 – 01/2015

* As estações de Ipiranga Velho, Vila Bittencourt e Porto Velho apresentam heterocedasticidade. Vila Bittencourt apresenta distribuição não-normal dos resíduos.

** RL - A: Teste de regressão linear em valores anuais; SK - M: Teste *Seasonal Kendall* em valores mensais.

*** T = Tempo em ano decimal.

Considerando-se as séries apresentadas no capítulo 4, os resultados das análises de regressão apontam para uma diminuição do transporte ao longo do tempo (observar valores negativos de R e de coeficiente angular – Tabela 5), muito embora o potencial explicativo do tempo seja baixo em todos os casos ($0,002 \leq R^2 \leq 0,22$). Com relação à significância das tendências, apenas aquelas encontradas para as estações situadas nos rios Içá e Madeira foram significativas, considerando um nível de 5%. Adicionalmente, a análise dos resíduos das regressões feitas para as estações de Ipiranga Velho e Porto Velho invalida seus testes de hipóteses. Portanto, considerando o método de análise de tendência por meio da regressão linear, em valores anuais totais do transporte de sedimentos, a única tendência significativa encontrada foi para a estação de Fazenda Vista Alegre (baixo rio Madeira), de diminuição.

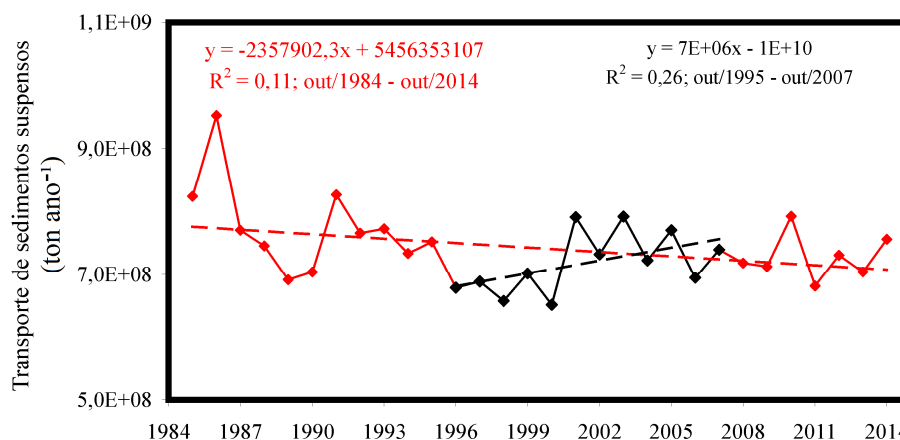
Como o teste SK é feito a partir dos valores mensais, foi possível avaliar períodos de tempo um pouco maiores do que em relação à análise de regressão (Tabela 5). Por ser uma abordagem não-paramétrica, os resultados podem ser avaliados independentemente da análise de resíduos apresentada no Apêndice E. Novamente observou-se um padrão geral de diminuição do TSS ao longo do tempo, em que para oito estações $-0,14 \leq \tau \leq -0,05$. Por outro lado, no caso do teste SK uma série apresentou aumento, a estação de Manacapuru, embora seja pouco expressivo ($\tau = 0,02$). Com relação à significância das tendências avaliadas com uso do teste SK, apenas a série da estação de Porto Velho, no rio Madeira, apresentou significância ao nível de 5%, embora o valor-p esteja muito próximo ao limite crítico (valor-p = 0,04).

Em suma, os resultados obtidos pelos dois métodos não permitem afirmar que haja alguma tendência de aumento do transporte de sedimentos nas últimas três décadas. Ao contrário, foram encontradas fracas tendências de diminuição dos valores, o que não permite nenhuma conclusão sobre a existência de tendências expressivas (em qualquer direção). Embora sejam fracas as evidências estatísticas de que as tendências unidirecionais realmente existam, as tendências ajustadas pelos dois métodos estão apresentadas, juntamente com as séries dos totais anuais, no Apêndice F para apreciação visual.

Os resultados obtidos nesta pesquisa são contrários aos trabalhos prévios (GUYOT *et al.*, 2005; GUYOT *et al.*, 2007; MARTINEZ *et al.*, 2009). Dessas três pesquisas, a que abrange o maior período é a de Martinez *et al.* (2009), sendo a adotada para comparação. Em seu trabalho foi utilizada uma série de 12 anos (1995 – 2007), ao passo que nesta pesquisa foram 30 anos (1984 – 2014). Quando as duas tendências são confrontadas, realmente observa-se o aumento mencionado por Martinez *et al.* (2009) em seu período de análise (Figura 142), principalmente entre o final da década de 1990 e o início da década de 2000. No

entanto, quando uma série temporal maior é analisada, observa-se que essa tendência de aumento não é constante, pois os valores já estavam anteriormente em declínio, ao longo da década de 1990, e aparentemente também após o ano de 2001. Ao invés de uma tendência unidirecional sistemática, o rio Amazonas aparenta possuir um padrão oscilatório, com períodos seguidos de aumento e diminuição.

Figura 142 – Comparação entre séries temporais de transporte de sedimentos suspensos do rio Amazonas avaliadas por Martinez *et al.* (2009) e nesta pesquisa



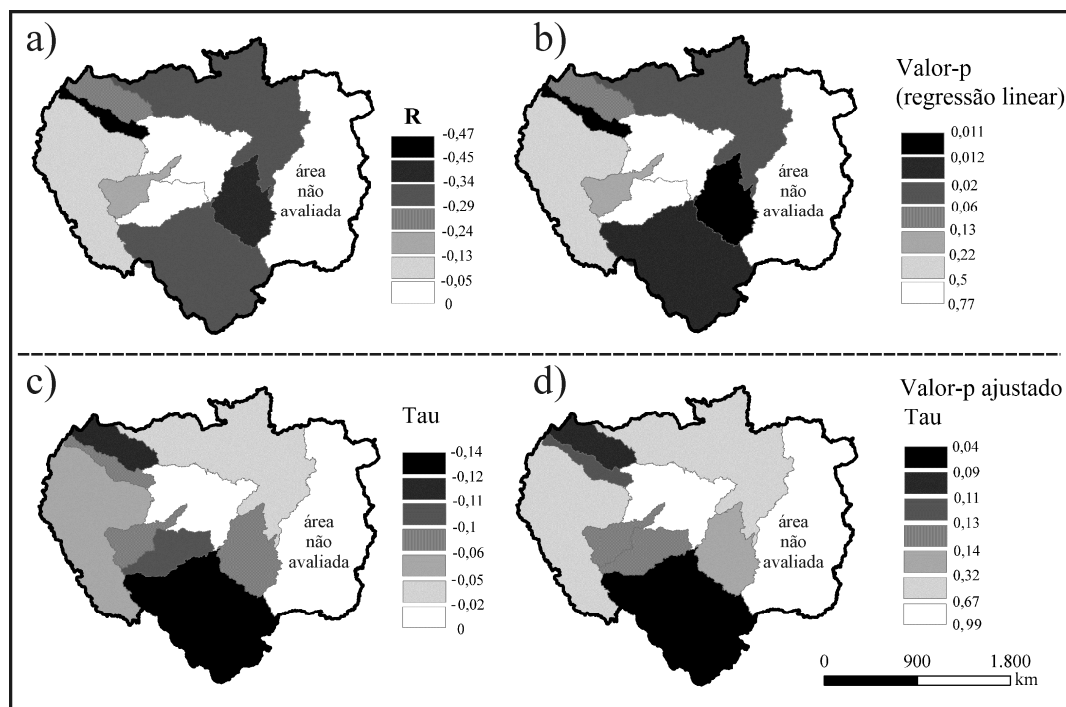
Embora em boa parte dos casos a análise realizada não aponte para a existência de tendências significativas, os resultados obtidos no tópico anterior foram espacializados (Figura 143). Observou-se que os menores valores dos coeficientes R e τ e os maiores valor- p estão concentrados na porção central da bacia. Por outro lado, as estações que apresentam maiores indícios para possíveis tendências estão nas bordas sul e norte da bacia, no rio Madeira e nos rios Içá e Japurá.

Uma possível explicação para esse padrão espacial é que, ao longo das últimas três décadas, a atuação dos jatos de baixos níveis (JBN) e da zona de convergência intertropical (ZCIT) pode ter sido mais importante nos setores norte e sul da bacia nos primeiros anos da série e se concentrado mais na porção central da bacia no período mais recente. Não é sugerida uma alteração dos padrões de circulação atmosférica de grande escala, mas que suas variações em escala inter-decadal podem ter alterado os valores de produção sedimentar para esses períodos.

Outra possível explicação é que, devido ao fato de que as estações situadas nos rios Solimões e Amazonas recebem afluentes de ambas as margens da bacia (sul e norte), seus efeitos podem se anular. Isso seria explicado apenas se períodos de maior produção de

sedimentos de uma região fossem compensados por uma baixa produção na outra (e vice-versa), já que as duas regiões apontam para diminuições do TSS.

Figura 143 – Espacialização dos coeficientes de correlação R e τ e do valor-p para cada estação



7.3 Conclusões

Muito embora tenham sido encontrados fracos padrões de diminuição do TSS dos rios amazônicos de águas brancas, por ambos os métodos, os resultados permitem concluir que não há fortes tendências (tanto de aumento quanto de diminuição) nas últimas três décadas. Com relação ao rio Amazonas, os resultados obtidos contrariam os resultados das pesquisas anteriores, as quais afirmam que haveria um aumento do TSS.

Embora as tendências sejam pouco expressivas, foi observado que os menores valores de R e τ , bem como as tendências menos significativas, estão concentrados nas estações centrais da bacia, nos rios Solimões, Purus e Amazonas, enquanto que as estações mais a sul e norte possuem maiores indícios de possíveis tendências para o período analisado. Algumas explicações para essa disposição foram levantadas na seção de resultados e discussões, mas não está claro se tal padrão realmente existe ou fora apenas derivado do acaso da série utilizada. Séries de dados mais extensas, com a mesma abrangência espacial (ou mais refinada) devem responder a essa questão.

8 INVESTIGAÇÃO DE TENDÊNCIAS TEMPORAIS UNIDIRECIONAIS EM SÉRIES ESTIMADAS VIA VAZÃO

O capítulo 7 trata de análises de tendência realizadas sobre séries temporais de TSS apresentadas no capítulo 4, as quais foram obtidas por meio de amostras coletadas *in situ* em conjunto com estimativas da CSS feitas com uso de imagens de satélite. Enquanto as análises feitas previamente foram restritas ao rio Amazonas e abrangem séries temporais curtas (GUYOT *et al.*, 2005; GUYOT *et al.*, 2007; MARTINEZ *et al.*, 2009), os resultados apresentados no capítulo 7 representam um avanço significativo para a compreensão dos padrões temporais do TSS dos rios amazônicos de águas brancas.

Entretanto, este capítulo aborda outra possibilidade de testes de tendências, em séries temporais de maior extensão, obtidas por meio da aplicação das equações ajustadas entre o transporte de carga suspensa e a vazão (capítulo 5). As relações encontradas no capítulo 5 foram aplicadas para obtenção de séries temporais de TSS a partir de dados de vazão para os rios: Amazonas, Solimões e Madeira.

A partir dessas relações, foram obtidas séries de TSS mais extensas quando comparadas com as séries temporais avaliadas no capítulo 7 (Amazonas: 67 anos, Solimões: 43 anos e Madeira: 66 anos). Novamente, a análise de tendência em períodos maiores pode reforçar as conclusões do capítulo anterior, ou mostrar padrões distintos. Por fim, embora nesse capítulo a representatividade espacial seja menor, essas três estações (Óbidos, Manacapuru e Fazenda Vista Alegre) fornecem um panorama da bacia como um todo (em Óbidos) e dos setores norte e sul da bacia (respectivamente: em Manacapuru e em Fazenda Vista Alegre).

8.1 Métodos

Nos tópicos a seguir estão descritos os procedimentos para obtenção das séries de dados de vazão e os testes que foram aplicados em cada uma das três estações avaliadas.

8.1.1 Rio Amazonas

A estação de Óbidos possui dados contíguos de vazão e cota para dois períodos: 12/1927 – 07/1948 e 02/1968 – 12/2014 (Figura 144). São três equações para obtenção das séries de TSS a partir da vazão, uma para cada período do ano:

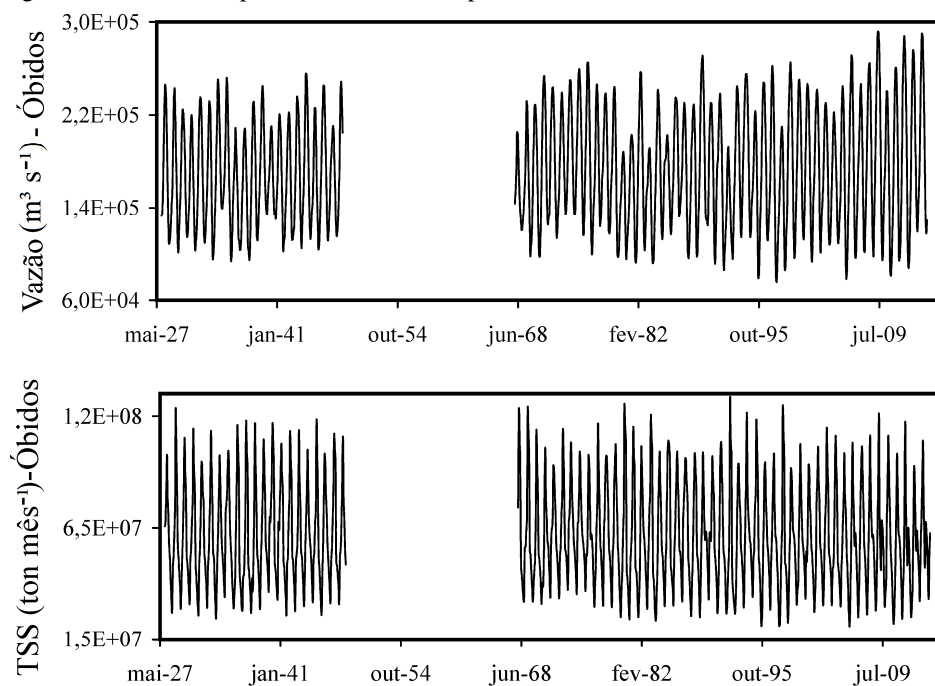
$$TSS_{nov-fev} = -37636107,1 + 777,05 \times Q_{nov-fev} \quad (22)$$

$$TSS_{mar-mai} = 197990130,8 - 518,99 \times Q_{mar-mai} \quad (23)$$

$$TSS_{jun-out} = 3149921,85 + 222,17 \times Q_{jun-out} \quad (24)$$

A aplicação dessas equações fornece uma série de dados de TSS com a mesma lacuna temporal (Figura 144).

Figura 144 – Séries temporais de vazão e transporte de sedimentos do rio Amazonas em Óbidos



Para análise de tendência foram utilizadas duas abordagens, em que a primeira é paramétrica (regressão linear) e a segunda é não paramétrica (teste sazonal de Kendall). Como os valores de TSS são mensais, possuindo sazonalidade, para a análise de tendência via regressão é necessário o cálculo das anomalias:

$$TSS_m^A = \frac{TSS_m - \overline{TSS_m}}{\sigma_m} \quad (25)$$

Em que:

TSS_m^A = anomalia de TSS para um dos casos do mês m ;

TSS_m = TSS de um dos casos do mês m ;

\overline{TSS}_m = TSS médio para um mês m ;

σ_m = desvio padrão do TSS para um mês m .

A regressão foi aplicada considerando os dois conjuntos de anomalias de forma distinta. Adicionalmente, o teste sazonal de Kendall foi aplicado com uso do pacote “rkt” (MARCHETTTO, 2015), em que um único teste foi aplicado para todo o conjunto de dados.

8.1.2 Rio Solimões

A estação de Manacapuru possui dados de vazão para o período: 07/1972 - 01/2015 (Figura 145). Foi feita uma pesquisa, nos bancos de dados da ANA e do HYBAM, por outras estações no rio Solimões que tivessem dados com maior amplitude temporal, mas não foram encontradas. São três equações para obtenção das séries de TSS a partir da vazão, uma para cada período do ano:

$$TSS_{out-fev} = -13272950,51 + 807,16 \times Q_{out-fev} \quad (26)$$

$$TSS_{mar-mai} = 103303951,52 - 344,16 \times Q_{mar-mai} \quad (27)$$

$$TSS_{jun-set} = 14666551,76 + 250,75 \times Q_{jun-set} \quad (28)$$

Como resultado da aplicação dessas equações, obteve-se a série de TSS (Figura 145). O teste sazonal de Kendall foi aplicado nesta série de dados.

8.1.3 Rio Madeira

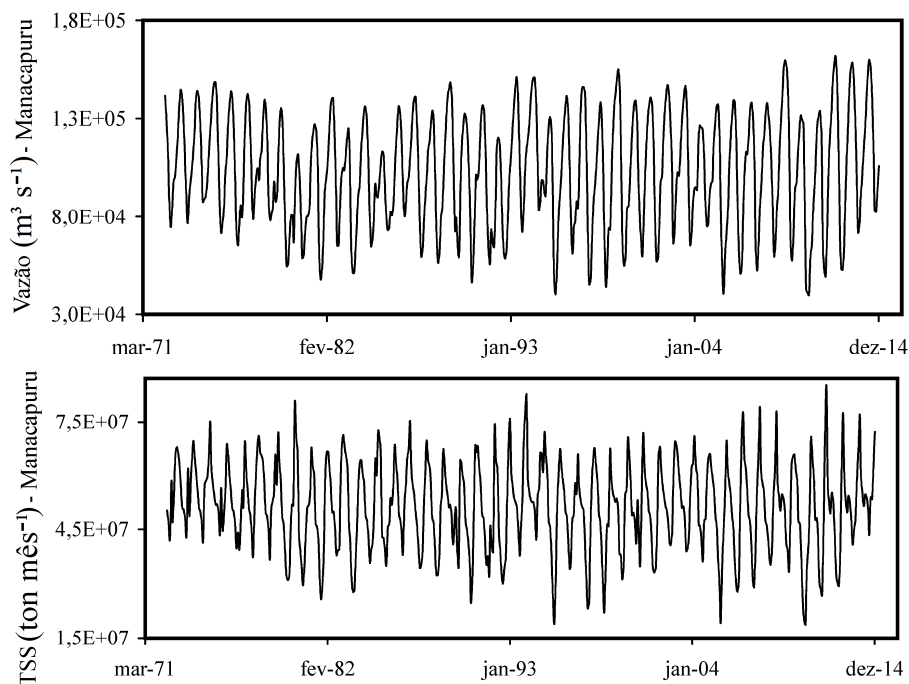
A estação de Fazenda Vista Alegre (FVA) possui dados de vazão para o período: 05/1967 - 03/2015. No entanto, a estação de Humaitá, aproximadamente 400 km à montante, possui um registro histórico de aproximadamente 18 anos, para o período: 03/1931 – 02/1949. Como essa estação também possui coletas concomitantes com a estação de FVA (1967-2015), testou-se a dispersão entre esses dados, o que resultou em uma forte relação (Figura 146), sendo possível estimar a vazão para FVA a partir dos dados de cota em Humaitá.

Ao se observar a série de dados de cotas de Humaitá, encontrou-se um problema para estimativa da vazão a partir da função ajustada (Figura 146), em que a cota não está na

mesma escala nas duas partes da série temporal (Figura 147). Isso se deve possivelmente à mudança do local de instalação da régua, ou mesmo ao aumento do número de régua em sequência. Isso resultou em uma mudança de valor bruto (em cm) para um mesmo nível do rio. Como as leituras reais não são conhecidas, uma série de procedimentos foi aplicada para verificar se esses dados poderiam ser utilizados.

Calculou-se o valor médio para os primeiros 18 anos (1931-1949: 744,28 cm) e posteriormente para os 48 anos (1967 – 2015: 1653,22 cm). A correção dos valores da primeira parte da série foi feita com a soma da diferença média entre os dois períodos (1653,22 – 744,28 = 908,94 cm). Portanto, os valores de cota do primeiro período foram somados com 908,94 cm (Figura 147).

Figura 145– Séries temporais de vazão e transporte de sedimentos do rio Solimões em Manacapuru



A soma da diferença média entre as duas partes da série temporal parte do pressuposto de que o período de 18 anos é extenso o suficiente para que a média não seja tendenciosa para algum ano atípico. Pressuposição idêntica é feita para o período de 48 anos (ou seja, sua média não seria tendenciosa). O segundo caso se aproxima muito mais desta premissa do que o primeiro conjunto de valores, devido ao maior número amostral. Considerando então essa série de 68 anos de dados de cotas, a equação apresentada na Figura 146 foi aplicada, resultando na série de valores de vazão (Figura 148).

Figura 146 – Relação entre cota e vazão para as estações de Humaitá e Fazenda Vista Alegre, no rio Madeira

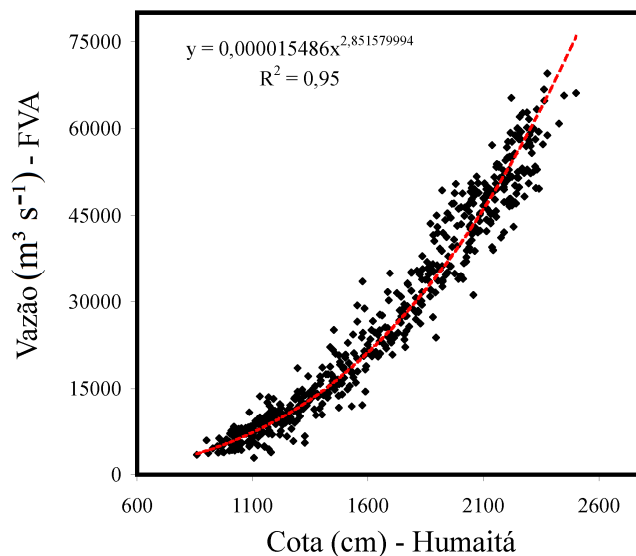


Figura 147 – Série temporal de cotas fluvial do rio Madeira na estação de Humaitá. Observe a diferença entre a primeira e a segunda parte da série (original em preto) e a série ajustada em vermelho

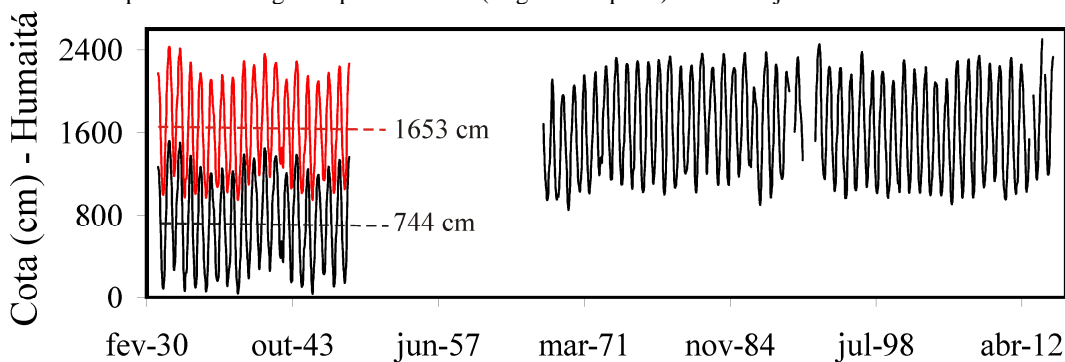
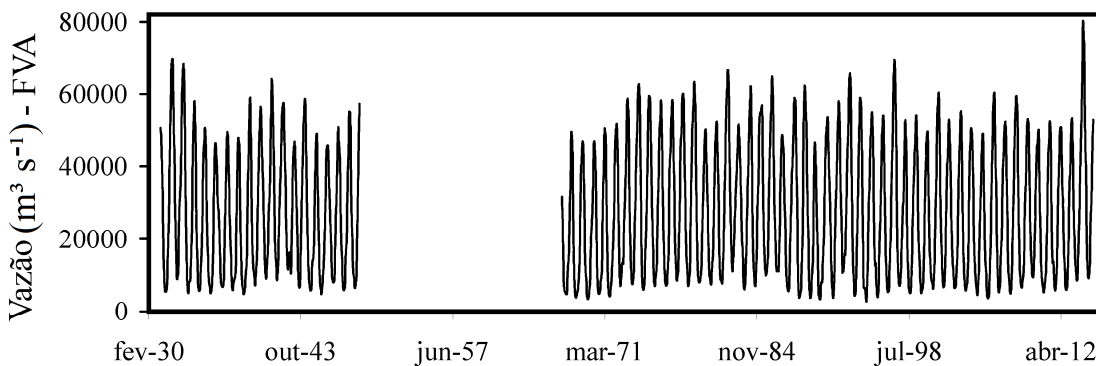


Figura 148 – Série temporal de vazão do rio Madeira na estação de Fazenda Vista Alegre. Os valores do período de 1931 a 1949 foram estimados por meio da relação com a cota em Humaitá



De forma geral, a análise visual da série apresentada na Figura 148 não apresenta feições espúrias. No entanto, permanece a questão: as duas partes da série são correspondentes? Foi então desenvolvido um experimento estatístico que buscou responder

esta questão. Inicialmente, toda a série de dados foi dividida em três conjuntos: 1931-1949 (18 anos); 1968 – 1990 (23 anos) e 1991-2014 (24 anos). A segunda parte da série foi separada em dois conjuntos com aproximadamente o mesmo número amostral para que ao final houvessem três conjuntos, novamente com um número amostral semelhante. A hipótese assumida é que, caso esses períodos sejam curtos demais, a correção dos valores de cotas por meio da diferença das cotas médias pode introduzir erros tendenciosos (para anos atípicos), fazendo com que os grupos possuam diferentes características, como: média, variância, mínimos e máximos.

A primeira avaliação foi feita por meio do *Boxplot* dos três conjuntos de dados (Apêndice G). Observa-se que as medianas, os intervalos interquartis entre 25% e 75% e os valores mínimos e máximos são muito similares entre os três grupos. Também não foram observados *outliers* e valores extremos em nenhum período. Para escolha do teste de médias, primeiramente averiguou-se a normalidade da distribuição dos dados (Apêndice G). Verificou-se que essa pressuposição é seriamente comprometida, em que os três grupos possuem distribuição não-normal. Portanto, o Teste t (*student*) não pôde ser utilizado, ao passo que o teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis foi adotado. Nesse caso, a hipótese nula é de que k amostras independentes possuem uma mesma média. Portanto, o teste foi aplicado para os três grupos simultaneamente ($k = 3$).

O teste Kruskal-Wallis resultou em $H(2, N: 780) = 0,28$ (valor-p = 0,86), de forma que não rejeita-se a hipótese nula para o nível de significância de 5%. Outro teste não-paramétrico é o aplicado sobre a mediana, em que: $\chi^2 = 0,41$; valor-p = 0,81. Portanto, os dois testes apontam para a inexistência de diferenças entre as médias e medianas dos três conjuntos de valores.

Também foi verificado se os valores extremos de vazão (mínimos e máximos anuais) são correspondentes entre as três séries, pois, embora o comportamento médio da série esteja bem ajustado, os extremos podem não estar. Inicialmente foi verificada a normalidade dos mínimos e máximos anuais de cada conjunto de dados de vazão, sendo observado que o pressuposto de normalidade não é violado (Apêndice G). Portanto foram aplicados os testes de igualdade de variância F e o teste de igualdade de média t (*student*).

Os conjuntos de dados específicos de cada período foram comparados entre si, gerando três testes para cada condição, de mínimos e máximos (Tabelas 6 e 7). Essas tabelas apresentam estatísticas descritivas, como média e desvio padrão, bem como as estatísticas t para comparação das médias, e a F, para comparação das variâncias. Esses resultados

mostram que as hipóteses nulas de igualdade, tanto da média quanto da variância, não podem ser rejeitadas para $\alpha = 5\%$. Portanto, a série de dados de vazão, apresentada na Figura 148 foi utilizada para estimativa do TSS.

Tabela 6 – Resultados dos testes de média e variância dos mínimos mensais de vazão da estação de Fazenda Vista Alegre. N = número amostral; μ = média; σ = desvio padrão. Os números em parênteses indicam a qual grupo pertence o valor.

Grupo 1	Grupo 2	N (1)	N (2)	μ (1)	μ (2)	t	GL	Valor-p (t)	σ (1)	σ (2)	F	Valor-p (F)
68-90	31-49	23	18	6618	6712	-0,14	39	0,88	2295	1705	1,81	0,21
68-90	91-14	23	24	6618	5976	1,03	45	0,3	2295	1931	1,41	0,41
91-14	31-49	24	18	5976	6712	-1,28	40	0,2	1931	1705	1,28	0,6

Tabela 7 – Resultados dos testes de média e variância dos máximos mensais de vazão da estação de Fazenda Vista Alegre. N = número amostral; μ = média; σ = desvio padrão. Os números em parênteses indicam a qual grupo pertence o valor.

Grupo 1	Grupo 2	N (1)	N (2)	μ (1)	μ (2)	t	GL	Valor-p (t)	σ (1)	σ (2)	F	Valor-p (F)
31-49	68-90	18	23	55554	56001	-0,21	39	0,83	7015	6231	1,26	0,59
31-49	91-14	18	24	55554	56272	-0,32	40	0,74	7015	7156	1,04	0,94
68-90	91-14	23	24	56001	56272	-0,13	45	0,89	6231	7156	1,31	0,51

Igualmente em relação às estações de Manacapuru e Óbidos, para FVA são três equações para obtenção das séries de TSS a partir da vazão, uma para cada período do ano:

$$TSS_{set-fev} = 0,3596 \times Q_{set-fev}^{1,8212} \quad (29)$$

$$TSS_{mar-abr} = 20,403 \times Q_{mar-abr}^{1,3244} \quad (30)$$

$$TSS_{mai-ago} = 236310934,3 \times \exp(-0,0000208 \times Q_{mai-ago}) \quad (31)$$

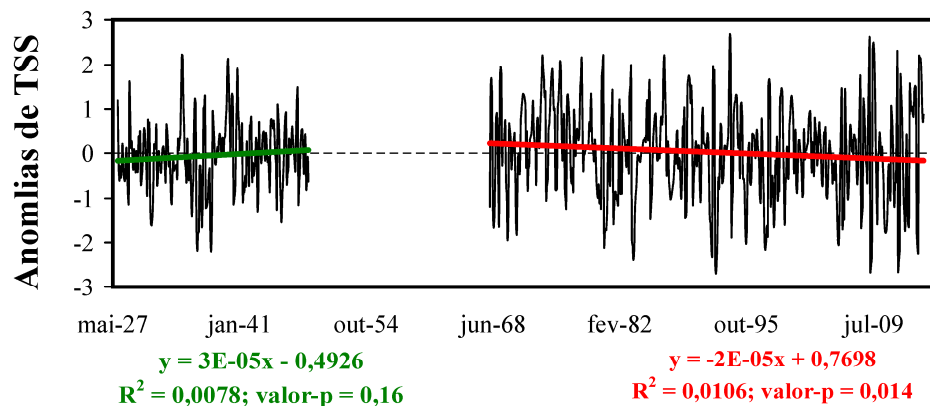
8.2 Resultados e discussão

A estação de Óbidos apresenta dois comportamentos distintos, de aumento nos primeiros 21 anos da série (1927-1948) e de diminuição na segunda parte da série (1968-2014), (Figura 149). No entanto, apenas a segunda é significativa para $\alpha = 5\%$, e ambas apresentam relações muito baixas com o tempo ($0,0078 \leq R^2 \leq 0,0106$). No período entre 1968 – 2014 o coeficiente de determinação ainda é menor do que quando comparado ao período entre 1984 – 2014 (capítulo 7, $R^2 = 0,11$). Os resíduos dessas regressões apresentam normalidade e distribuição homocedástica (Apêndice H). Em relação ao teste sazonal de

Kendall, aplicado em todo o conjunto de dados, foi obtido um coeficiente $\tau = 0,0009$ (valor-p = 0,97), indicando, com um grau de confiabilidade muito alto, que não deve haver alguma tendência sistemática, de aumento ou diminuição, ao longo do tempo.

Observou-se, para a estação de Óbidos, que quanto maior a extensão da série analisada, menor é o indício da existência de alguma tendência. Isso deve-se, possivelmente, ao fato de que a variável TSS possui períodos oscilatórios, e quando períodos curtos são analisados, a probabilidade de se encontrar alguma tendência, equivocadamente, aumenta. Isso também explica o fato de que Martinez *et al.* (2009) e os outros trabalhos encontraram tendências de aumento, pois realmente naqueles curtos períodos de tempo as séries realmente apresentavam aumentos. No caso desta análise, com 67 anos de dados, é possível estabelecer que não existe uma tendência de longo prazo.

Figura 149 – Série temporal de anomalias do TSS do rio Amazonas, em Óbidos, e resultados das análises de regressão



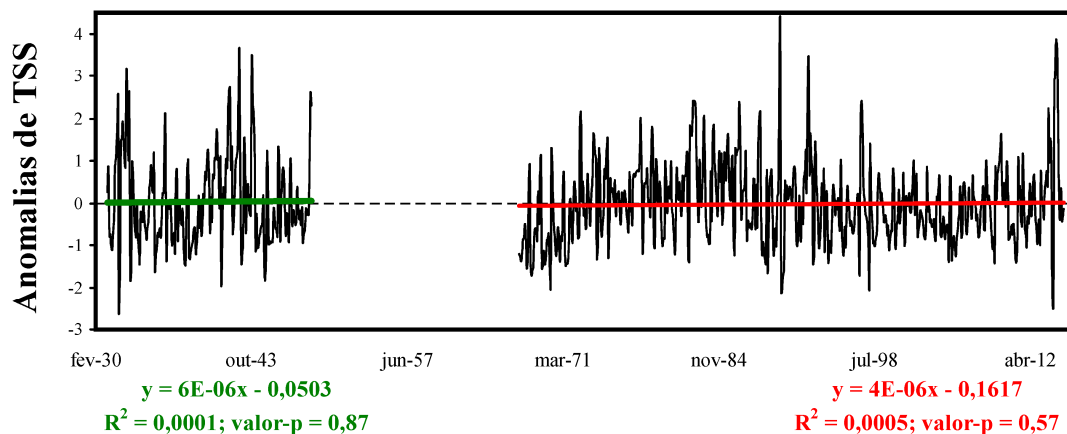
No caso do rio Solimões em Manacapuru, o teste SK foi aplicado para um conjunto de aproximadamente 43 anos (07/1972 - 01/2015). Obteve-se o valor $\tau = -0,081$ (valor-p = 0,08), o qual denota uma tendência negativa, mas não significativa. Quando comparada com a análise feita no capítulo 7 (período: 1983 – 2015), que resultou no valor $\tau = 0,02$ (valor-p = 0,67), esta análise mostra uma tendência diferente (negativa) e mais próxima de ser significativa, embora também não seja significativa para $\alpha = 5\%$. Igualmente em relação ao rio Amazonas, os testes não permitem concluir que exista alguma tendência, embora essas duas estações não possam ser diretamente comparadas devido à diferença temporal de suas séries.

Para o rio Madeira, em Fazenda Vista Alegre, foram observados dois comportamentos muito semelhantes, de praticamente nenhuma tendência nos primeiros 18

anos da série (1931-1949) e na segunda parte da série (1967-2015), (Figura 150). Nenhuma das duas tendências ajustadas é significativa para $\alpha = 5\%$, e ambas apresentam relações extremamente baixas com o tempo ($0,0001 \leq R^2 \leq 0,0005$). Adicionalmente, os resíduos dessas regressões não apresentam normalidade e distribuição homocedástica (Apêndice H).

Por sua vez, o teste SK foi aplicado para o conjunto total, de 66 anos. Obteve-se o valor $\tau = -0,0027$ (valor-p = 0,94), o qual denota uma tendência negativa, mas não significativa. Quando comparada com a análise feita no capítulo anterior (1984 – 2014), que resultou no valor $\tau = -0,1$ (valor-p = 0,14), esta análise mostra uma tendência igualmente negativa e mais distante de ser significativa.

Figura 150 – Série temporal de anomalias do TSS do rio Madeira, em Fazenda Vista Alegre, e resultados das análises de regressão



8.3 Conclusões

Em complementação às conclusões do capítulo 7, os resultados obtidos neste capítulo permitem concluir que os rios amazônicos de águas brancas não possuem fortes indícios de tendências (tanto de aumento quanto de diminuição), para as três estações avaliadas (Óbidos, Manacapuru e Fazenda Vista Alegre). Tanto a análise de regressão mostrou isto para os distintos períodos das séries temporais das estações de Óbidos e Fazenda Vista Alegre, quanto o teste sazonal de Kendall confirmou para as três séries, considerando toda sua extensão temporal.

9 O TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS E AS FORÇANTES CLIMÁTICAS

Embora haja uma grande quantidade de estudos sobre o transporte de sedimentos dos rios amazônicos, desde a década de 1960 (ver tópico 2.4), boa parte do esforço foi direcionado para uma estimativa cada vez mais precisa da produção de sedimentos da bacia. Muito embora alguns fatores sejam bem compreendidos, como a origem andina de grande parte dos sedimentos, uma ampla gama de questões está em aberto.

Os principais processos que modulam a disponibilidade de sedimentos das vertentes para os canais fluviais são: a erosão da camada superior do solo, provocada pelo escoamento superficial e os escorregamentos de massa, importantes nas áreas mais íngremes dos Andes. Ambos os processos são determinados em grande parte pela precipitação, além das próprias características locais de geologia e geomorfologia (AALTO *et al.*, 2006). Martinez *et al.* (2009) sugerem que uma mudança no escoamento superficial, induzida por mudanças de cobertura do solo ou por mudanças nos padrões de precipitação, podem ter levado ao aumento do TSS a partir do ano de 2000.

Com relação ao fenômeno ENOS (*El niño* – Oscilação Sul), Aalto *et al.* (2003) demonstraram uma forte relação entre a fase negativa do ENOS (*La niña*) e episódios de deposição de sedimentos na planície do rio Beni (Bolívia) ao longo do século XX. Por outro lado, em uma escala temporal muito menor, de 11 anos, Guyot *et al.* (2005) não encontraram relações entre o ENOS e o TSS do rio Amazonas. Já Bookhagen e Strecker (2010) afirmam que a própria evolução da paisagem Andina, no contexto da bacia amazônica, é em grande parte modulada pela intensa erosão produzida pela precipitação em episódios de *La niña*.

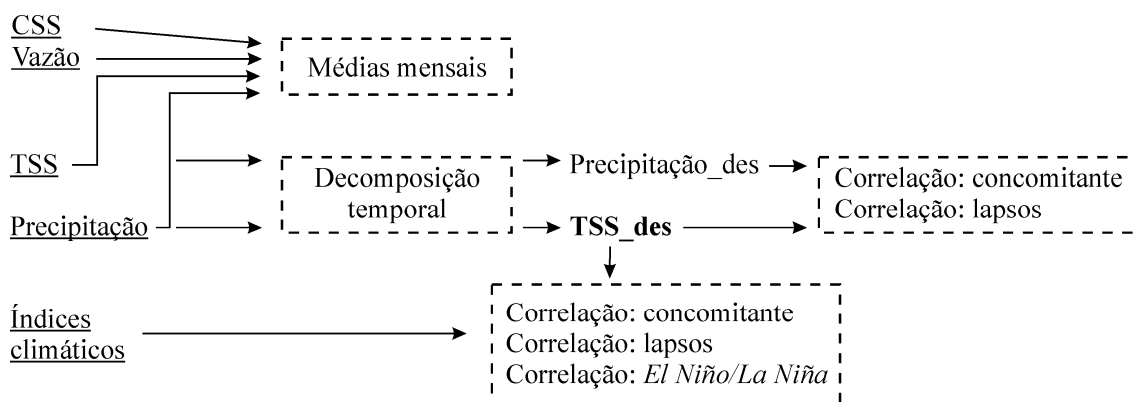
A base de dados gerada nesse trabalho é uma nova fonte de estudo das relações entre os processos climáticos e o TSS dos rios amazônicos de águas brancas, constituindo o foco deste capítulo. Levanta-se, então, a hipótese de que as variações intranuais e interanuais do TSS possuem relação com a precipitação sobre as regiões de produção de sedimentos, a qual, por sua vez, pode ser explicada por fenômenos climáticos de grande escala. Explicitando a hipótese, estabelece-se que: i) quanto maior a precipitação sobre a região de produção de sedimentos, maior o TSS estimado nas estações a jusante; ii) chuvas acima da média, para um determinado período do ano, têm a capacidade de gerar igualmente uma carga de sedimentos acima da média para aquele período; iii) a partir da premissa de que fenômenos climáticos de grande escala possuem capacidade de alterar a abundância e o padrão das chuvas sobre a região de produção de sedimentos, tais processos estão relacionados com o TSS.

Com relação à hipótese iii, esta pesquisa investiga uma possível relação entre o TSS dos rios amazônicos de águas brancas e as anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico. Em relação ao Pacífico, essa hipótese é levantada a partir de uma série de pesquisas que demonstram certa dependência entre o regime de precipitação, a vazão fluvial e o ENOS, tanto em escala mundial (WARD *et al.*, 2010), quanto especificamente na bacia amazônica (MARENGO e NOBRE, 2009; BOOKHAGEN e STRECKER, 2010). No entanto, não são apenas as anomalias de TSM do Oceano Pacífico Tropical que modulam a precipitação sobre a Amazônia, sendo importantes, também, as anomalias de TSM do Oceano Atlântico Tropical (vide tópico 2.2).

9.1 Materiais e métodos

Uma série de procedimentos foi aplicada para compreensão da atuação da precipitação e de fenômenos climáticos de grande escala sobre o TSS dos rios amazônicos de águas brancas (Figura 151). Foram calculadas as médias de precipitação sobre a região de produção de sedimentos de cada uma das nove bacias trabalhadas. Em conjunto com essa variável climatológica, as médias mensais das variáveis fluviais também foram calculadas, o que permitiu uma análise das interações entre precipitação, produção e transporte de sedimentos em cada caso.

Figura 151 – Fluxograma simplificado das bases de dados e métodos utilizados para avaliação das relações entre TSS, precipitação e fenômenos climáticos de grande escala



O método de decomposição temporal foi aplicado nas variáveis de TSS e precipitação para que sua componente sazonal fosse removida, resultando em séries dessazonalizadas (Figura 151). Foram aplicados testes de correlação entre essas duas variáveis de duas maneiras: concomitante e a partir de lapsos temporais. Na primeira, a correlação é

feita entre as duas variáveis em período análogo. Na segunda, a correlação é testada a partir de lapsos, em que a precipitação de um mês é comparada com o TSS do mês seguinte, no caso de um mês de lapso, por exemplo.

A série dessazonalizada de TSS ainda foi comparada com diversos índices climáticos. Não faria sentido adotar a série original, pois os índices climáticos baseiam-se em anomalias de TSM, as quais já têm sua sazonalidade removida. Um possível efeito de lapso temporal também foi investigado neste caso. Por último, o índice *Niño* 3.4, indicador do ENOS, foi avaliado em maior detalhe devido a evidências apontadas pela bibliografia entre esse processo, a precipitação e a produção de sedimentos em algumas regiões da Amazônia (AALTO *et al.*, 2003; BOOKHAGEN e STRECKER, 2010).

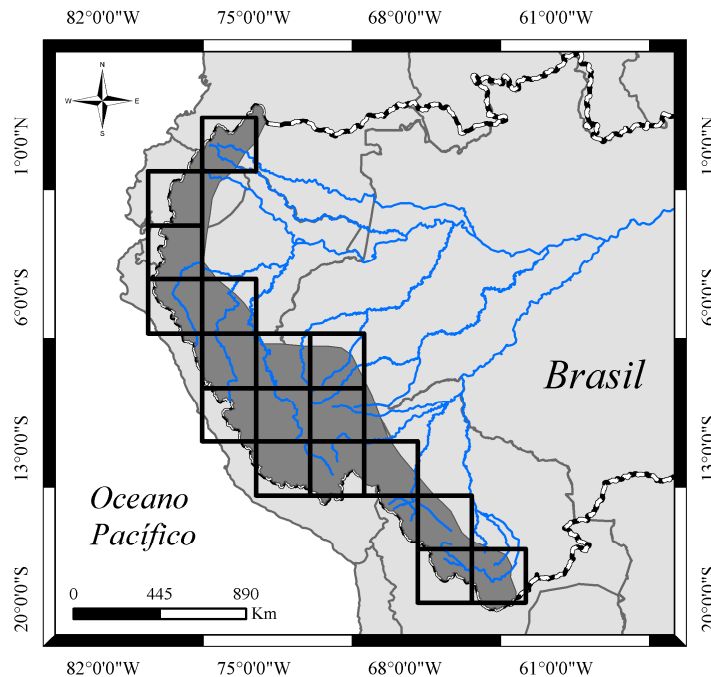
9.1.1 Bases de dados de precipitação e médias mensais

Para avaliação da relação entre o TSS e a precipitação, foi realizada uma busca por uma base de dados que abrangesse, no espaço, toda a área de estudo, e que tivesse uma cobertura temporal compreendendo todas as séries de transporte de sedimentos (1981 – 2014). A base escolhida para essa análise foi a CMAP (CPC *Merged Analysis of Precipitation*), disponibilizada pela NOAA no endereço eletrônico: www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html#detail. Essa base fornece, além de outros tipos de dados, médias mensais de precipitação que cobrem todo o mundo, em uma grade de 2,5° de resolução (144 x 72 células), para o período entre jan/1979 – atual.

São disponibilizados dois tipos de dados com médias mensais de precipitação: um padrão (*standard*) e um melhorado (*enhanced*). Os valores da versão padrão são obtidos por meio de cinco tipos de estimativas via satélites, enquanto que a versão melhorada inclui, além dessas estimativas, uma combinação com valores de precipitação da re-análise NCEP/NCAR (XIE e ARKIN, 1997). A versão padrão possui falhas na série temporal, ao passo que essas lacunas foram preenchidas na versão melhorada, o que justificou sua escolha neste estudo.

Para comparação entre os totais mensais de precipitação e TSS, observou-se a posição de cada célula da grade mundial e a área de contribuição de sedimentos em cada bacia. Não foram adotados todos os valores de precipitação sobre a bacia porque já se sabe, *a priori*, que a maioria dos sedimentos é produzida nos Andes (mais de 90%, vide tópico 2.4). Outra fonte importante de sedimentos é a região influenciada pelo Arco de Fitzcarraldo, nas proximidades do Estado do Acre. Isso resultou em um conjunto de 17 células de precipitação sobre as principais regiões de produção sedimentar na Amazônia (Figura 152).

Figura 152 – Localização de 17 células de 2,5° que abrangem as principais regiões de produção de sedimentos, contendo valores de precipitação mensal média entre 1979 e 2015



A comparação foi feita entre o TSS estimado em uma determinada estação e a precipitação de uma célula (ou a média entre células) que abrange sua região produtora de sedimentos. A precipitação calculada para comparação com a estação de Óbidos, por exemplo, foi o resultado da média entre todas as 17 células. As médias mensais de precipitação foram calculadas para cada bacia e foram plotadas em gráficos juntamente com as médias mensais de vazão, CSS e transporte de sedimentos, possibilitando uma comparação do comportamento dessas variáveis entre as nove estações. Adicionalmente, para avaliação da distribuição espacial da precipitação, também foram calculadas as médias mensais para todo o período (1979 - 2014) para cada célula, as quais foram resumidas em 12 mapas.

9.1.2 Testes de correlação entre TSS e precipitação

A avaliação da relação entre a precipitação e o TSS foi feita via análise de correlação, considerando dois conjuntos de dados: séries originais e séries decompostas. O primeiro teste refere-se aos dados sem qualquer tratamento, e permite avaliar o quanto o transporte de sedimento está relacionado com as taxas de precipitação sobre a região de produção de sedimentos, levando em conta a sazonalidade anual. O segundo teste considera um componente das séries temporais livre da sazonalidade: a ciclicidade/tendência. Esse teste,

bem como as definições teóricas básicas necessárias para seu entendimento, estão descritos no tópico 9.1.2.1.

Adicionalmente, também foi obtida a correlação entre essas duas variáveis considerando-se um possível efeito de defasagem temporal. Neste caso, foram testados lapsos de até quatro meses (uma estação) entre a precipitação e o TSS, o que permite identificar se a resposta do TSS, em relação à precipitação, possui algum retardo.

9.1.2.1 Decomposição de séries temporais

Ao passo que um primeiro conjunto de testes de correlação foi aplicado entre as séries de dados originais de precipitação e TSS, incluindo o efeito de defasagem temporal, também adotou-se o procedimento de decomposição de ambas as séries e posterior aplicação dos testes de correlação. Isso foi necessário porque o TSS, assim como a precipitação e a vazão, possuem sazonalidade anual, componente indesejado para avaliação de ciclos e tendências. Portanto, enquanto o primeiro teste avalia a correlação sazonal (anual) entre a precipitação e o TSS, este segundo teste avalia o quanto precipitações acima (ou abaixo) da média para um determinado mês, estão relacionadas com o TSS acima (ou abaixo) da média para aquele determinado mês, ou com alguns meses de retardo, levando em conta que a defasagem temporal também foi avaliada neste caso.

9.1.2.1.1 Séries temporais

Em estatística, séries temporais são constituídas por uma sequência de valores que representam o comportamento de uma determinada variável Y ao longo da dimensão temporal, ou simplesmente no decorrer do tempo t (Y_t). Ainda, Gutiérrez (2003) define uma série temporal como um conjunto de observações ordenadas no tempo, não necessariamente igualmente espaçadas, que apresentam dependência serial, isto é, dependência entre instantes de tempo.

Uma variável Y_t pode possuir diferentes oscilações, entendidas como componentes da série, em que comumente são classificadas em três tipos de padrões: i) tendência; ii) sazonalidade e iii) ciclicidade (MORETTIN e TOLOI, 1987).

i) Tendência: é definida por um aumento ou diminuição de longo prazo nos valores de Y_t . No entanto, ao contrário de tendências monotônicas

sistemáticas, de apenas aumento ou diminuição, as quais foram avaliadas nos capítulos 7 e 8 (no contexto desta tese), a definição de tendência em séries temporais não é necessariamente linear. Portanto, a tendência pode mudar de direção (de aumento para diminuição, por exemplo), possuir padrões descritos por funções simples (quadráticas, logarítmicas, etc.), ou mesmo oscilar de maneira aleatória, quando não há mudanças sistemáticas de Y_t ao longo do tempo.

ii) Sazonalidade: padrão definido por oscilações repetidas, de subida e descida de Y_t , com regularidade temporal, ou seja, a cada período fixo o padrão repete-se (GARGER, 1995). A frequência da sazonalidade pode possuir várias escalas, por exemplo: diária, semanal, anual. Em termos de variáveis ambientais, é comum a sazonalidade anual, conforme o ciclo solar, por exemplo: precipitação, vazão e desenvolvimento vegetal.

iii) Ciclicidade: caracterizada por eventos de subida e descida de Y_t que não possuem regularidade temporal. Em comparação com as variações sazonais, os ciclos normalmente possuem variações maiores e, ao invés de possuir movimentos facilmente previsíveis em intervalos regulares de tempo, possuem movimentos irregulares (GUTIÉRREZ, 2003).

Ainda pode ser definida uma quarta componente, a qual é constituída por um determinado resíduo de Y_t , não explicado por nenhuma das outras três componentes: iv) aleatoriedade. Esta componente também é denominada como irregular ou erro.

9.1.2.1.2 Decomposição clássica

Para descrição e estudo dos ciclos de TSS de maior duração dos rios amazônicos de águas brancas, as séries temporais foram decompostas por meio do método de decomposição clássica, o qual será descrito a seguir.

A decomposição de séries temporais consiste na aplicação de métodos matemáticos para isolar seus componentes (descritos no tópico 9.1). Existem diversos métodos para tal procedimento (YAFFEE e MCGEE, 2000), em que o princípio fundamental encontra-se na decomposição clássica, desenvolvida na década de 1920, a qual ainda é base para os métodos mais recentes. Essa

abordagem foi desenvolvida por Frederick R. Macaulay, do instituto norte americano *National Bureau of Economic Research* (YAFFEE e McGEE, 2000).

A descrição do método de decomposição clássica de séries temporais segue Burke (2011). Levando em conta os componentes descritos no tópico 9.1, a série temporal pode ser entendida como:

$$Y_t = f(TC_t, S_t, A_t) \quad (32)$$

Em que:

TC_t = soma dos componentes de tendência e ciclicidade;

S_t = sazonalidade;

A_t = aleatoriedade.

Essa função pode ser aplicada em séries com diversos tipos de sazonalidade, em que os dois mais comuns são: aditivo e multiplicativo (GARBER, 1995, BURKE, 2011):

$$\text{Aditivo: } Y_t = TC_t + S_t + A_t \quad (33)$$

$$\text{Multiplicativo: } Y_t = TC_t \times S_t \times A_t \quad (34)$$

Portanto, caso as componentes sejam conhecidas, Y_t pode ser facilmente dessazonalizada, por exemplo, considerando um caso aditivo:

$$YD_t = Y_t - S_t = TC_t + A_t \quad (35)$$

Em que:

YD_t = série temporal dessazonalizada;

A decomposição da série temporal é feita então por meio de médias móveis, a qual leva em conta que o componente A_t distribui-se igualmente em valores positivos e negativos (BURKE, 2011). Em caso verdadeiro, as médias móveis suavizam a série temporal para que o componente aleatório possa ser removido, em que uma observação no tempo t é trocada pela média desta observação com as observações próximas à t . Existem diversos métodos para

aplicação das médias móveis (MM) na suavização de séries temporais. O caso mais simples exige a definição de uma média móvel de ordem k , um número inteiro ímpar:

$$MM_t = \frac{1}{k} \sum_{j=-m}^{j=m} Y_{t+j} \quad (36)$$

Em que:

$$m = \frac{(k-1)}{2} \quad (37)$$

Esta aplicação das médias móveis (MM) é satisfatória para casos em que a sazonalidade possui uma frequência ímpar, por exemplo, em semanas ($k = 7$ dias). Quando k consiste em um número par (por exemplo, sazonalidade mensal, $k = 12$), há duas alternativas, considerando um exemplo para $k = 4$:

$$MM_t^E = \frac{Y_{t-2} + Y_{t-1} + Y_t + Y_{t+1}}{4} \quad (38)$$

$$MM_t^D = \frac{Y_{t-1} + Y_t + Y_{t+1} + Y_{t+2}}{4} \quad (39)$$

Em que as letras sobrescritas E e D representam para esquerda ou direita do valor central em relação à série. Nenhuma das duas alternativas é adequada, pois são tendenciosas, ao passo que uma solução é (BURKE, 2011):

$$MM_t'' = \frac{MM_t^E + MM_t^D}{2} \quad (40)$$

Portanto, para casos em que k é um número par, é aplicada uma média das duas médias móveis (à direita e à esquerda do valor central), sendo denominada como média móvel centralizada. A decomposição clássica então assume duas formas diferentes para a aplicação das médias móveis, para k sendo par (MM_t''), ou ímpar (MM_t). O componente de TC_t é obtido então, por médias móveis, assumindo os métodos descritos (sendo k par ou ímpar). Obtendo-se TC_t , é feita a seguinte subtração:

$$Y_t - TC_t = S_t + A_t \quad (41)$$

Assumindo que a sazonalidade é constante ao longo da série temporal, o componente sazonal para um determinado período (por exemplo: mês) é obtido pela média de todos os valores de $Y_t - TC_t$ para aquele mês. Por último, o componente aleatório A_t é obtido da seguinte maneira:

$$A_t = Y_t - TC_t - S_t \quad (42)$$

A decomposição clássica foi aplicada nas séries de TSS dos rios amazônicos de águas brancas, com uso da função “*decompose*” (<http://fossies.org/linux/R/src/library/stats/man/decompose.Rd>), implementada como uma ferramenta do pacote R padrão (R CORE TEAM, 2015), não sendo necessário instalar algum pacote específico.

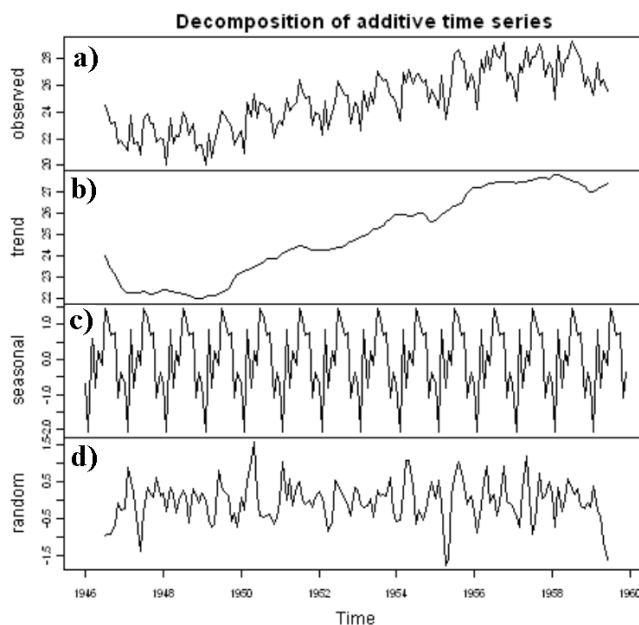
Assumiu-se a sazonalidade anual, em que $k = 12$, de forma que o componente de tendência + ciclo foi definido por meio das médias móveis centralizadas. O tipo de sazonalidade aditivo foi adotado para todas as séries avaliadas neste estudo. Um exemplo de decomposição clássica pode ser observado na Figura 153 (COGHLAN, 2014). Para que não haja conflito de terminologia, o termo tendência (Figura 153b) neste contexto não equivale às tendências avaliadas nos capítulos anteriores, e sim ao componente TC_t .

9.1.3 Investigação da relação entre TSS e índices climáticos

9.1.3.1 Índices climáticos adotados

Para averiguação da relação entre fenômenos climáticos de grande escala e o TSS, uma série de índices climáticos foi utilizada. Conforme visto no tópico 2.2, a porção tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico controla a precipitação na Amazônia, portanto, buscou-se por índices que representassem essas grandes porções oceânicas. Os utilizados nesta pesquisa foram: *Niño* 3.4, Oscilação Decadal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation* - PDO), Dipolo do Atlântico Tropical (DAT), Oscilação Multidecadal do Atlântico (*Atlantic Multidecadal Oscillation* - AMO), e as anomalias de TSM dos Oceanos Tropicais (OT).

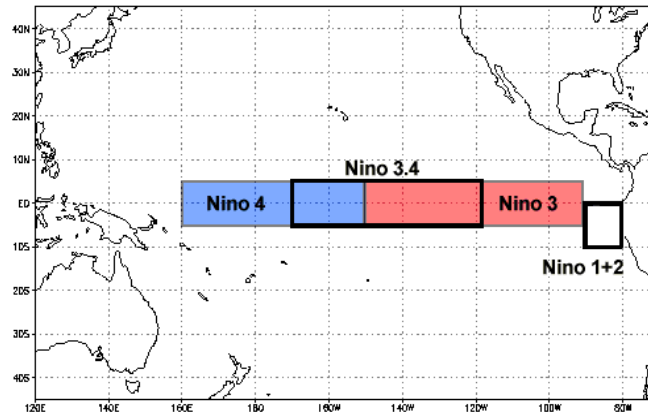
Figura 153 – Exemplo de decomposição clássica de uma série temporal. (a) Série original (Y_t); (b) tendência + ciclo (TC_t); (c) sazonalidade (S_t); (d) componente aleatório (A_t)



Fonte: Coghlan (2014).

O *Niño* 3.4 corresponde às anomalias de TSM (temperatura de superfície do mar) da região equatorial do Oceano Pacífico, compreendido entre as seguintes coordenadas: 5°S – 5°N e 120°W - 170°W (Figura 154). É indicador do fenômeno ENOS, assim como as anomalias de TSM de outras regiões do Pacífico (*Niño* 1 a 4 – ver Figura 154). No entanto, o *Niño* 3.4 foi adotado nesta pesquisa por ser um índice frequentemente mencionado na bibliografia como critério para definição dos episódios de *El Niño* e *La Niña* (NOAA, 2015 - www.noaa.gov). Por exemplo, o critério padrão da NOAA para definição do *El Niño* (*La Niña*) é quando, nesta região, cinco médias mensais de anomalias de TSM consecutivas apresentam valores superiores a 0,5°C (-0,5°C), considerando médias mensais ponderadas pelos meses próximos (médias de 3 meses). Além disso, a NOAA adota o seguinte critério para categorização do episódio: fraco (entre 0,5 e 0,99); moderado (entre 1 e 1,49); forte (entre 1,5 e 1,99); muito forte (> 2). Os mesmos limiares são adotados para definição dos episódios de *La Niña*, mas sendo negativos. A série temporal do *Niño* 3.4 utilizada foi obtida em: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst>, possuindo a cobertura temporal entre 01/1856 – atual.

Figura 154 – Localização das porções oceânicas indicadoras do fenômeno ENOS, com detalhe ao *Niño* 3.4, utilizado nesta pesquisa



Fonte: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>

Ainda com relação ao Oceano Pacífico, adotou-se também o PDO, um índice que demonstra variações da TSM do Pacífico a norte de 20°N. O PDO demonstra variações de aquecimento e resfriamento do Oceano Pacífico de forma semelhante ao ENOS, mas de longo prazo (ZHANG *et al.*, 1997). Enquanto os eventos do ENOS ocorrem entre 6 e 18 meses, os eventos do PDO variam entre 20 e 30 anos. O PDO foi obtido no endereço eletrônico: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>, o qual disponibiliza uma série temporal desde o ano de 1854.

Especificamente para o Oceano Atlântico, foram adotados dois índices, o AMO e o DAT. O AMO é um índice de mudanças de longo prazo da TSM da porção norte do Atlântico, abrangendo a seguinte região: 0° – 60°N e 75°W – 7,5°W e cobertura temporal desde o ano de 1856. A série utilizada encontra-se disponível em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>, sendo derivada a partir da base mundial *Kaplan Extended SST V2*. Por sua vez, o DAT é obtido a partir da TSM mensal já normalizada pela média e desvio padrão mensais das duas porções do Atlântico Tropical: Atlântico Tropical Sul (ATS) e o Atlântico Tropical Norte (ATN), (SERVAIN, 1991), em que nesta pesquisa foi calculado da seguinte maneira:

$$DAT = TSM_{ATS} - TSM_{ATN} \quad (43)$$

Em que:

TSM_{ATS} = anomalias de temperatura de superfície do mar do Atlântico Tropical Sul;

TSM_{ATN} = anomalias de temperatura de superfície do mar do Atlântico Tropical Norte.

As duas séries (ATN e ATS) foram obtidas para o período de jan/1948 – atual em: www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/ cuja área considerada para o ATN é entre 5,5°N e 23,5°N e 15°O e 57,5°O e a área do ATS situa-se entre 0° e 20°S e 10°L e 30°O. Os valores utilizados para o cálculo das médias e desvio padrão mensais são do período entre os anos de 1971 e 2000 (ENFIELD *et al.*, 1999).

Por último, também foi utilizado um índice que abrange toda a porção tropical dos oceanos (OT). Esse índice representa as anomalias médias de TSM de todas as porções oceânicas entre 30°S e 30°N. A série temporal do OT também foi obtida por meio das www.noaa.gov.

9.1.3.2 Correlação entre índices climáticos e o TSS

Os índices climáticos descritos no tópico 9.1.3.1 são calculados a partir de anomalias de TSM, que não possuem sazonalidade, ao contrário das séries originais de TSS. Portanto, os testes de correlação foram feitos com as séries dessazonalizadas de TSS. Como alguns fenômenos climáticos, provenientes de interações oceano-atmosfera, possuem variações em escalas interanual e interdecadal, entende-se que as séries temporais de TSS apresentadas no capítulo 4, que têm em torno de 30 anos, não possuem extensão suficiente para uma análise adequada. Portanto, para essa análise foram utilizadas séries estimadas a partir da vazão (capítulo 5). Então, os testes de correlação foram aplicados entre os índices descritos e o TSS dessazonalizado das seguintes estações: Óbidos (rio Amazonas), Manacapuru (rio Solimões) e Fazenda Vista Alegre (rio Madeira).

Inicialmente testaram-se cada um dos cinco índices contra o TSS de cada estação, inclusive com a avaliação de possíveis efeitos de defasagem temporal. Como as interações oceano-atmosfera em cada uma das regiões abrangidas pelos índices utilizados não são independentes entre si, também buscou-se por um modelo de regressão multivariada, para se investigar a capacidade explicativa desses índices de maneira conjunta.

No caso do fenômeno ENOS, há fortes indícios na bibliografia de que durante a fase fria (*La Niña*) ocorrem maiores taxas de precipitação e, em resposta, uma maior produção de sedimentos nas vertentes andinas orientais (AALTO *et al.*, 2003; BOOKHAGEN e STRECKER, 2010), portanto, o índice *Niño* 3.4 foi estudado com maior detalhamento. Primeiramente, fez-se a separação dos meses de intensidade: fraca, moderada, forte e muito forte, tanto dos períodos de *El Niño* quanto *La Niña*, conforme NOAA (2015). Então, os testes de correlação foram feitos entre o TSS e o valor do *Niño* 3.4 de cada uma dessas

classes, e posteriormente com todos os meses agrupados (*El Niño* e *La Niña*). Novamente, esses testes também foram avaliados segundo um possível efeito de defasagem temporal.

9.2 Resultados e discussões

9.2.1 Comportamentos médios de precipitação, vazão, TSS e CSS

As médias mensais de precipitação apresentam grande variabilidade intranual (Figura 155). De modo geral, as células posicionadas mais a sul possuem o maior contraste, com altos valores em janeiro e fevereiro e valores próximos a zero entre agosto e setembro. Já as células mais a norte não possuem um padrão bem definido, com dois mínimos, nos meses de fevereiro e junho e máximo nos meses de novembro e dezembro.

Conforme mencionado nos capítulos 2 e 6, alguns fenômenos atmosféricos de larga escala atuam na modulação da variação intranual da precipitação sobre a bacia amazônica. A maior precipitação sobre a região sul, durante o verão e outono austral, é explicada pela atuação da zona de convergência intertropical (ZCIT) e dos jatos de baixos níveis (JBN). Por outro lado, embora a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), seja muito importante para a precipitação nas regiões de planície da Amazônia, sua atuação é pouco expressiva no extremo oeste da bacia, como pode ser visto em mapas de distribuição das bandas de nebulosidade (CARVALHO e JONES, 2009).

As médias mensais de precipitação, vazão, TSS e CSS para as nove estações estão representadas nas Figuras 159 e 160. Note que esses gráficos possuem duas ordenadas, em que, para cada ordenada, estão escaladas duas variáveis. Para que essas variáveis estivessem em mesma magnitude, os valores foram transformados, portanto, cada gráfico possui escalas segundo a magnitude das variações específicas de cada estação. Já as séries de dados originais de precipitação estão apresentadas no Apêndice I.

Foram observados alguns padrões de relação entre precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas. O primeiro compreende as estações de Lábrea, Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, nos rios Purus e Madeira, demonstradas na Figura 156. Nesse caso, as curvas possuem um comportamento simples, de uma onda anualmente. Para essas estações, a CSS aumenta rapidamente como consequência do aumento da precipitação, a partir do mês de setembro, mesmo período em que, tanto a vazão quanto o TSS, são baixos. Isso significa que, nas regiões de produção de sedimentos desses rios, as primeiras chuvas possuem uma alta capacidade de carrear partículas, enquanto que sua contribuição hídrica é pequena.

No caso de Lábrea, a CSS possui, em média, uma defasagem de um mês em relação à precipitação, enquanto que o pico de TSS é um mês após o de CSS, e o pico de vazão ocorre entre um ou dois meses após o pico de TSS. Esse comportamento defasado entre as variáveis indica, possivelmente, a diferença de tempo das contribuições d'água por escoamento superficial (mais rápido) e subsuperficial (mais lento).

Assim como no caso de Lábrea, as duas estações do rio Madeira também apresentam uma onda anualmente, mas o tempo de resposta entre as variáveis é menor. Em Porto Velho, os picos de CSS e de precipitação aumentam concomitantemente entre setembro e fevereiro, e os picos de TSS e vazão possuem uma defasagem de apenas um mês em relação à precipitação. Isso mostra que, mesmo sendo uma bacia muito maior do que a bacia do rio Purus, a resposta do rio Madeira é mais rápida. Em Fazenda Vista Alegre os padrões são muito similares em relação a Porto Velho, sendo apenas observado que o pico de vazão desloca-se um mês mais tarde. Isso deve-se ao fato de que esta estação está mais à jusante, abrangendo uma área mais próxima ao Equador, em que as chuvas não são extremamente concentradas no verão austral, como nas regiões de produção de sedimentos (partes amazônicas da Bolívia e do Peru).

A estação de Gavião, no rio Juruá, também tem o início do ciclo anual de TSS em setembro, mas possui um padrão ligeiramente diferente do observado nas estações de Lábrea e nas estações do rio Madeira. A precipitação apresenta um mínimo em agosto, tendo um pico entre os meses de novembro e fevereiro. Inicialmente, a CSS aumenta em conjunto com a precipitação, com pico em dezembro, mas diminui com o a diluição causada pelo aumento da descarga líquida, que possui pico em abril. Com a diminuição da vazão, a CSS possui um novo pico de menor magnitude em junho. Portanto, no caso dessa estação, o padrão entre precipitação e CSS não é explicado apenas por uma defasagem simples como nos casos anteriores.

As estações situadas nos rios Içá e Japurá apresentam comportamentos complexos de precipitação, CSS, TSS, e vazão (Figura 157). A célula de dados de precipitação utilizada é a mesma em ambos os casos, por isso as duas curvas são idênticas. Entre os meses de novembro e janeiro é observado um pico de precipitação que não é acompanhado por um aumento do CSS ou do TSS, e a própria vazão possui um máximo em julho. Isso se deve, possivelmente, pelo fato de que as duas bacias possuem extensas áreas nas planícies, cuja precipitação não foi levada em conta. O TSS parece estar mais relacionado com a própria vazão do que com a precipitação sobre a região de produção de sedimentos. Duas possíveis explicações para este padrão foram sugeridas, mas não há evidências observacionais para suas

avaliações. A primeira é que o padrão de chuvas pode ser diferente no decorrer do ano, em que, apesar de as chuvas serem mais abundantes em novembro e dezembro, elas teriam uma intensidade menor, carreando uma quantidade menor de partículas para os canais fluviais. Já nos outros meses, apesar de uma menor taxa de precipitação total, as chuvas teriam intensidades maiores.

Figura 155 – Médias mensais de precipitação (1979 – 2014) para 17 células que cobrem as regiões de produção de sedimentos da bacia amazônica

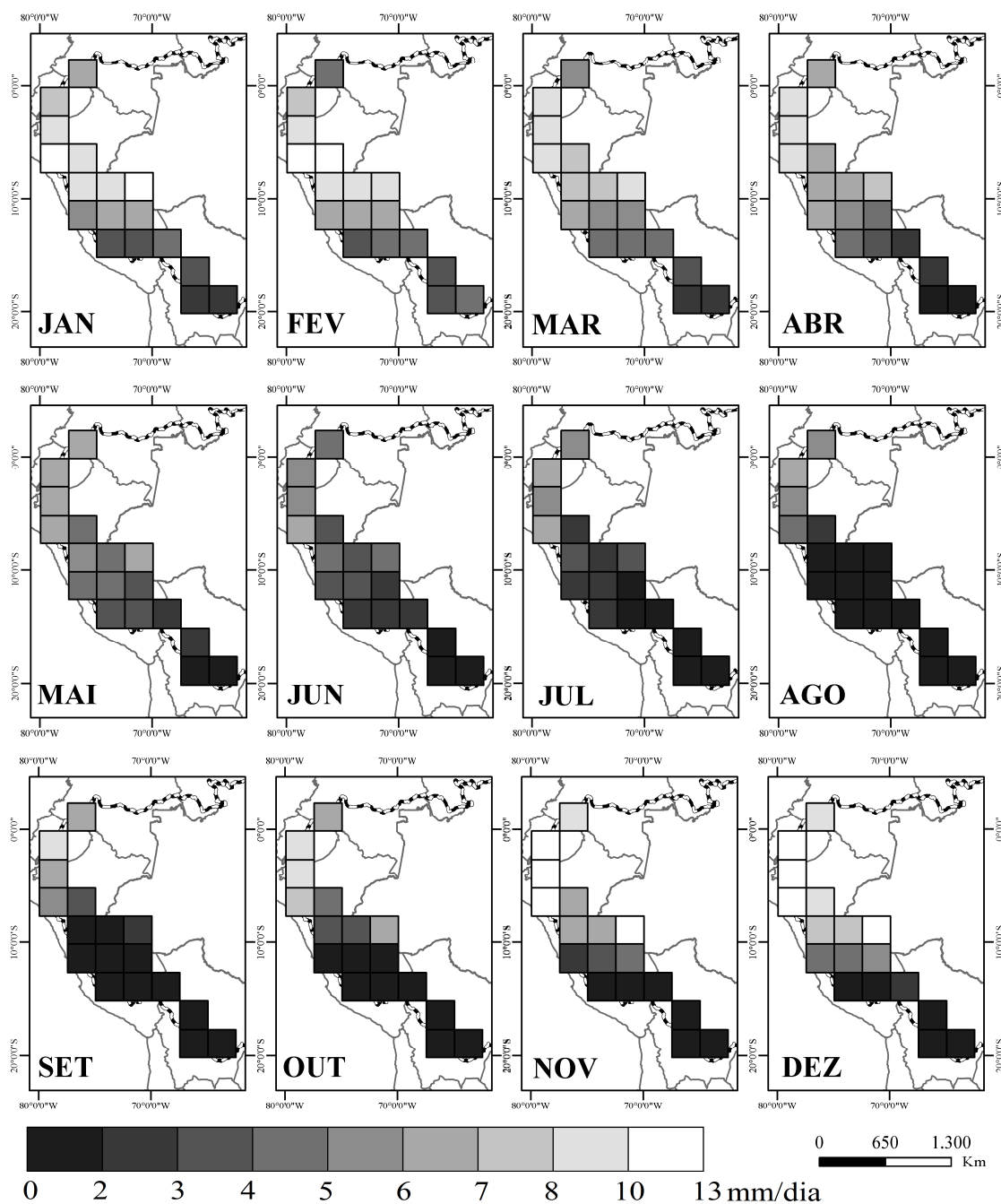
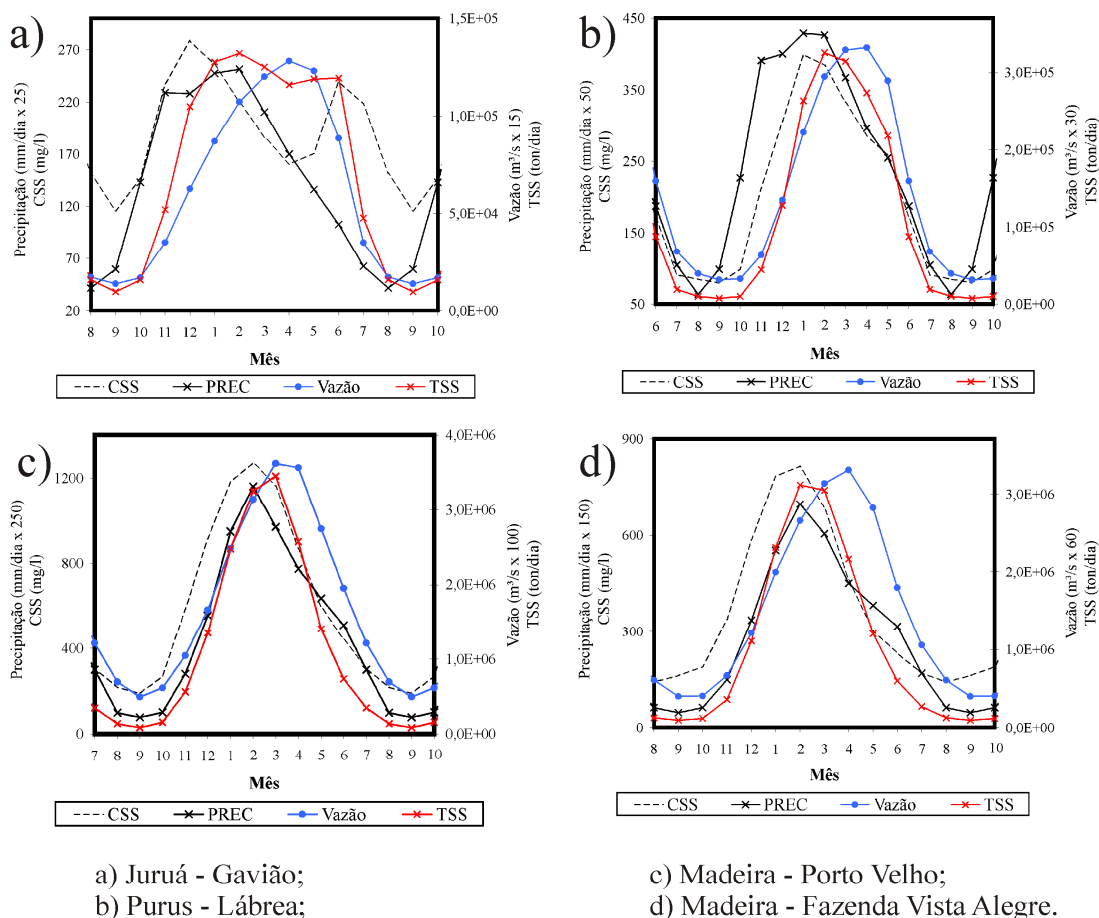


Figura 156 – Médias mensais de Precipitação sobre a principal região de produção de sedimentos, vazão, TSS e CSS para as estações: Gavião, Lábrea, Porto Velho e Fazenda Vista Alegre

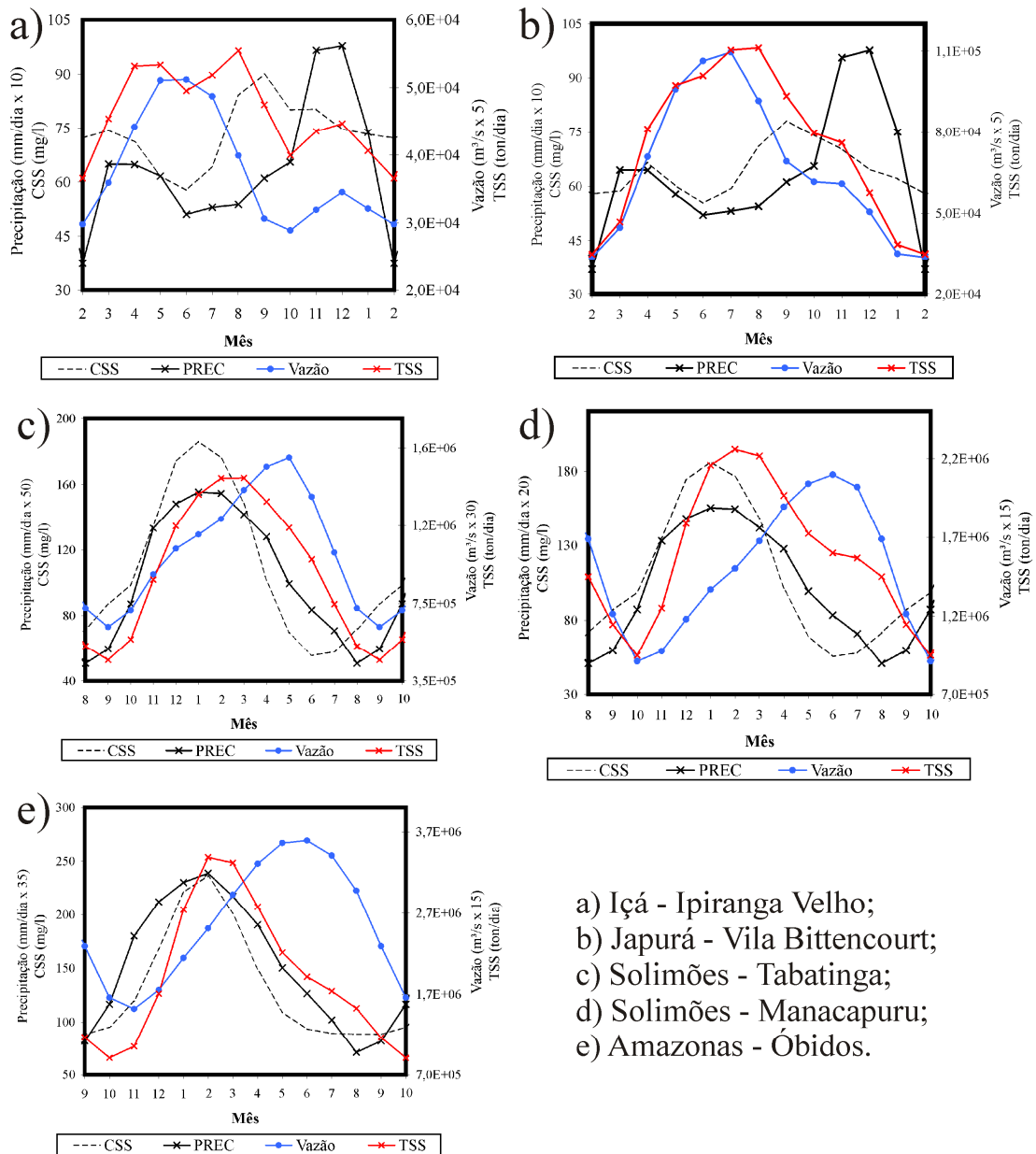


A segunda explicação é que a produção de sedimentos, e seu transporte até os trechos mais à jusante, ocorreriam em dois momentos diferentes do ano. A produção aproximadamente acompanharia os meses de maior precipitação, mas esta carga de sedimentos seria depositada na parte mais proximal da bacia. Com o aumento das chuvas sobre a parte baixa da bacia e consequente aumento da vazão, os sedimentos sofreriam ressuspensão, sendo carregados até o exutório das duas bacias.

Por último, as estações situadas nos rios Solimões e Amazonas possuem um padrão similar entre si (Figura 157). Nesses casos, a precipitação e a CSS são bem ajustadas, enquanto que o TSS possui uma pequena defasagem de resposta. Apenas o mínimo de CSS ocorre antes do mínimo de precipitação para as estações do rio Solimões, e não é observado um mínimo proeminente de CSS em Óbidos. Essa variação do padrão geral deve-se, possivelmente, ao aumento expressivo da vazão, que diminui a CSS por diluição. Nessas estações é notável a defasagem temporal da vazão com relação às outras variáveis. Como

essas compõem as maiores bacias da área de estudo, elas estão muito sujeitas ao lapso temporal entre as chuvas e a alimentação dos rios por águas subterrâneas.

Figura 157 – Médias mensais de Precipitação sobre a principal região de produção de sedimentos, vazão, TSS e CSS para as estações: Ipiranga Velho, Vila Bittencourt, Tabatinga, Manacapuru e Óbidos



- a) Içá - Ipiranga Velho;
 b) Japurá - Vila Bittencourt;
 c) Solimões - Tabatinga;
 d) Solimões - Manacapuru;
 e) Amazonas - Óbidos.

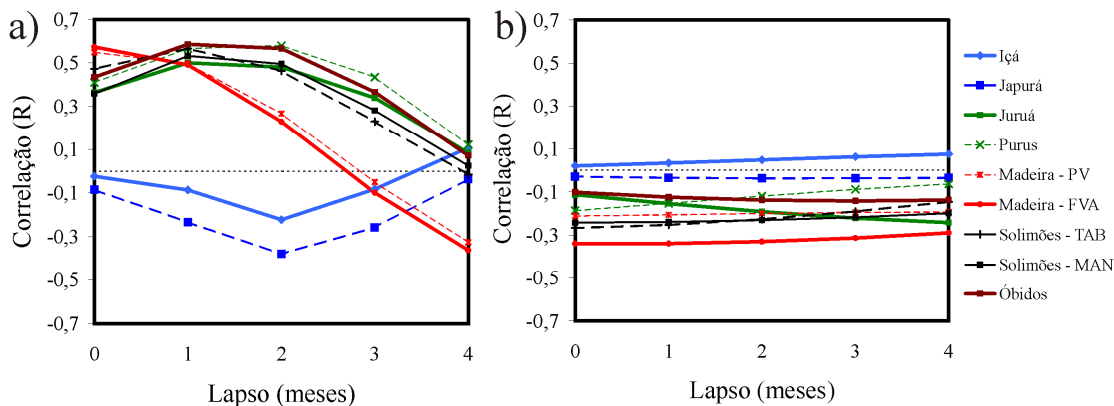
9.2.2 Correlação entre precipitação e TSS

Utilizando as séries apresentadas no Apêndice I, foram calculadas as correlações lineares entre precipitação e TSS para cinco situações, desde o período concomitante até

quatro meses de lapso (Figura 158a). Observou-se que, de maneira geral, as correlações são baixas entre a precipitação e o TSS mensais. Adicionalmente, diferentes bacias possuem respostas distintas. No caso dos rios Içá e Japurá, as correlações são extremamente baixas e negativas, indicando novamente a grande complexidade desses sistemas fluviais, já que um modelo do tipo entrada-resposta é pouco adequado.

A bacia do rio Madeira possui uma resposta rápida, em que as maiores correlações, para as duas estações, foram no mês concomitante, sem qualquer lapso, e no mês seguinte. Depois a correlação diminui progressivamente até aproximadamente zero com três meses de lapso. No quarto mês o padrão inverte-se, com correlação negativa, mas isto já é efeito da próxima estação seca. As estações situadas nos rios da região do Arco de Fitzcarraldo (Purus e Juruá) e aquelas nos rios Solimões e Amazonas possuem um padrão similar, em que a maior correlação é entre um e dois meses de lapso, diminuindo posteriormente até aproximadamente zero em quatro meses.

Figura 158 – Correlação entre TSS e precipitação considerando lapsos de até quatro meses para as séries de dados originais, do Apêndice I (a) e as séries do componente ciclo-tendência (b)



Excluindo os casos das estações de Ipiranga Velho e Vila Bittencourt, as correlações observadas na Figura 158a estão de acordo com a hipótese de que o TSS depende da precipitação nas regiões de produção de sedimentos. No entanto, os níveis de correlação são considerados baixos (por exemplo: $R: 0,6 = R^2: 0,36$), pois esses resultados consideram as séries de dados originais, em que ambas as variáveis (precipitação e TSS) possuem sazonalidade anual. Ao levar em conta as séries temporais com essa componente removida (Figura 159), o padrão das correlações muda radicalmente (Figura 158b). Nesse caso, as correlações diminuem para valores muito baixos, e são negativas, apenas com a exceção do rio Içá, em que as correlações são praticamente nulas. Adicionalmente, quando as séries de

ciclo-tendência são avaliadas, as correlações praticamente não mudam com os lapsos temporais.

Os resultados da Figura 159b mostram que, de forma geral, a precipitação mensal acima da média em determinado mês não provoca um aumento do TSS acima da média esperada para aquele mês. Finalmente, as duas análises, tanto com valores originais, quanto com valores dessazonalizados, mostram que não há, para os rios amazônicos de águas brancas avaliados, uma relação simples, do tipo entrada-resposta, entre precipitação e o TSS à jusante. Isso não quer dizer que o TSS é independente da precipitação, mas que possivelmente alguns fatores não levados em conta devem interferir nesse processo. Por exemplo, ao passo que os totais mensais de precipitação podem ser altos, a intensidade das chuvas pode ser fraca, e o contrário também pode ser verdadeiro. Outra variável não analisada é a hidrodinâmica fluvial: apesar de um possível grande volume de sedimentos ter sido produzido por fortes eventos de precipitação, os processos de erosão-deposição ao longo das planícies não foram levados em conta.

Figura 159 – Séries temporais de ciclo-tendência de precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas

(continua)

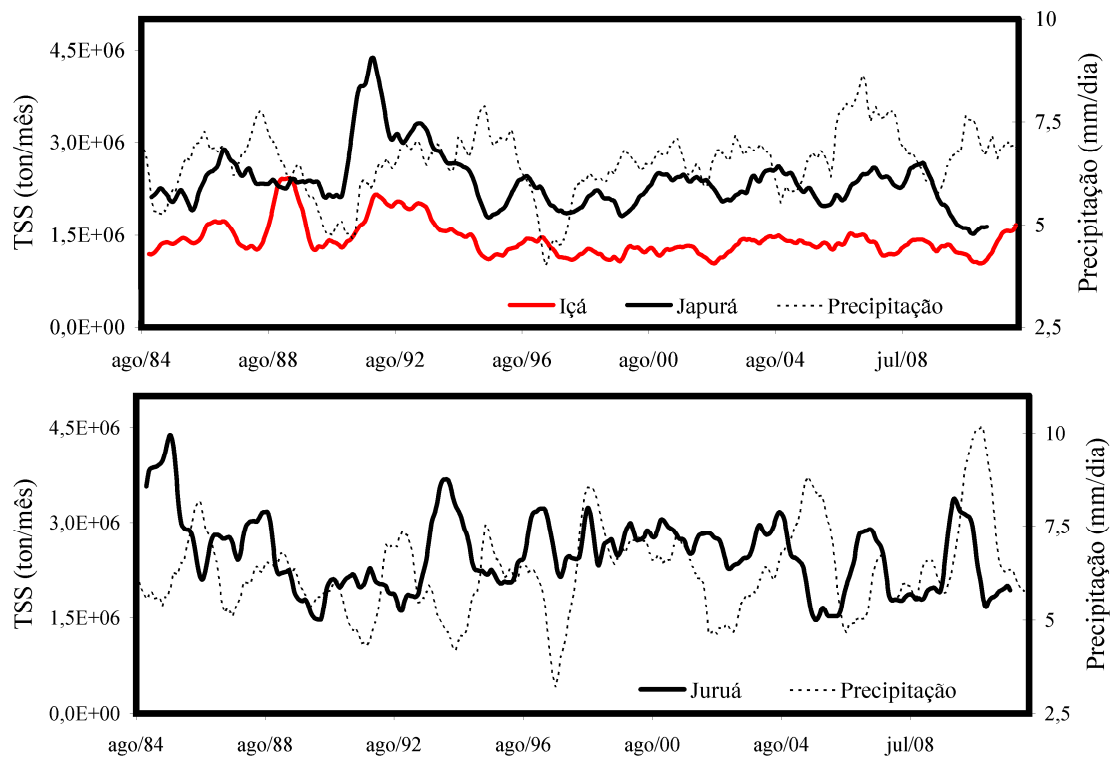


Figura 159 – Séries temporais de ciclo-tendência de precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas

(continuação)

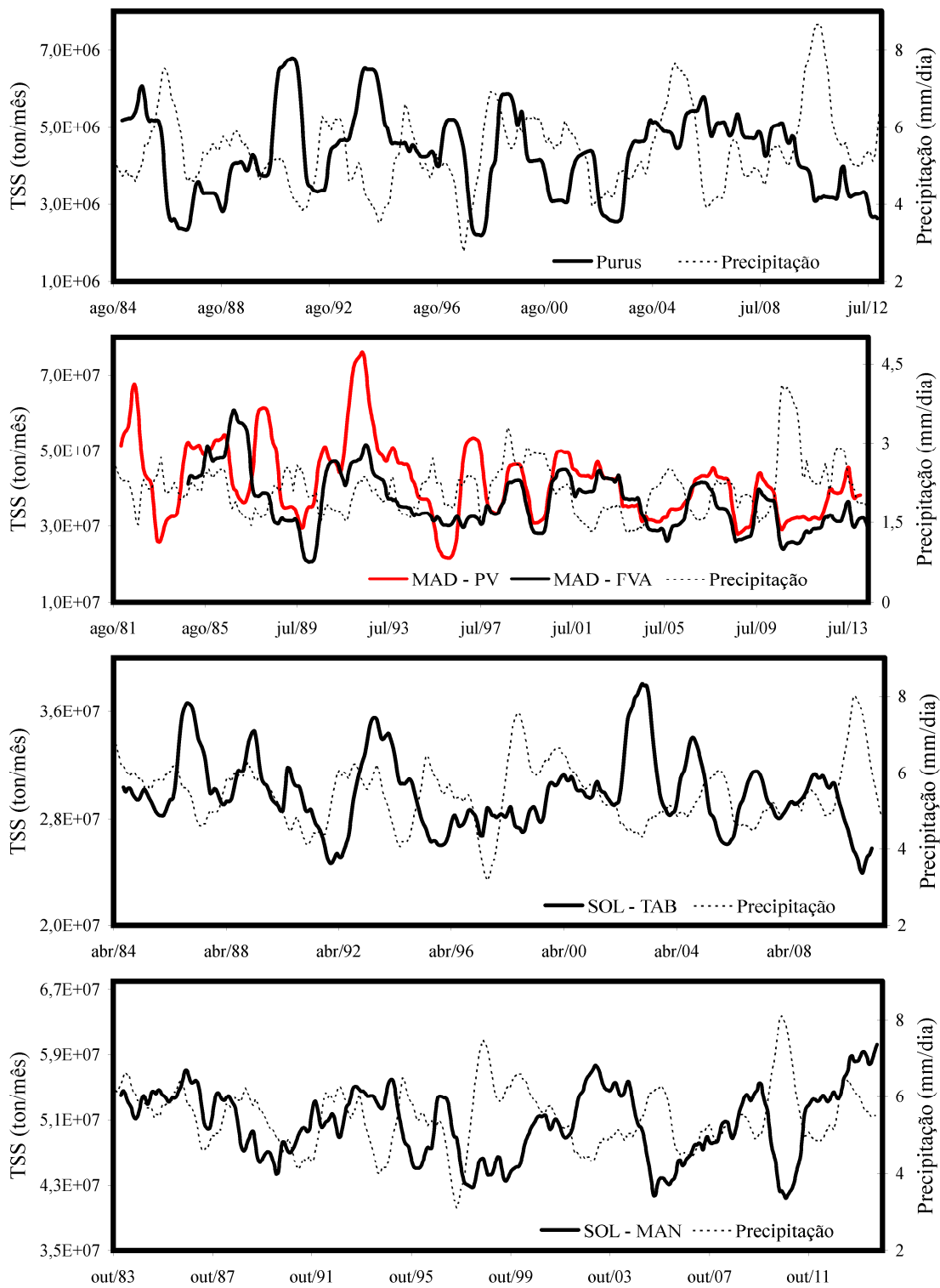
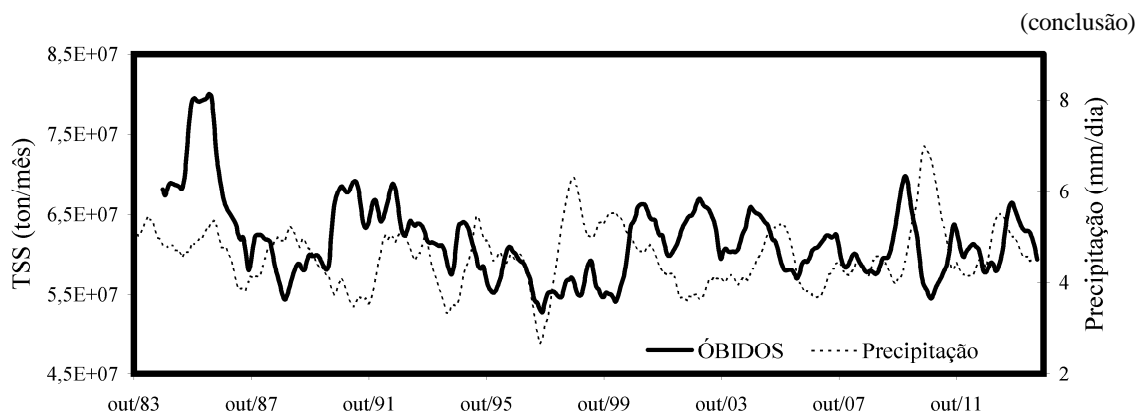


Figura 159 – Séries temporais de ciclo-tendência de precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas



9.2.3 Relação entre índices climáticos e TSS

Os testes de correlação entre os índices climáticos e o TSS dos rios Amazonas, Madeira e Solimões mostram que não há fortes efeitos de defasagem temporal entre as respostas, pois as correlações são altas nos meses concomitantes e diminuem progressivamente no decorrer do tempo (Figura 160). Isso sugere que a resposta atmosférica de precipitação sobre a Amazônia às anomalias oceânicas de TSM é rápida, e também sobre a produção de sedimentos, embora os coeficientes de determinação sejam baixos. Os índices que são seguem esse padrão são o *Niño* 3.4 e o PDO, cujas correlações aumentam no decorrer do tempo, mas são muito baixas e não apresentam padrões bem definidos, o que pode estar relacionado com teleconexões complexas, ou mesmo ser um produto de aleatoriedade.

Como em boa parte dos casos os índices oceânicos e o TSS apresentaram as maiores correlações no período concomitante, optou-se por realizar a análise da dispersão de cada variável para essa condição. Os gráficos de dispersão entre o TSS (dessazonalizado) e cada índice adotado para as estações de Óbidos, Manacapuru e fazenda Vista Alegre estão dispostos nas Figuras 164, 165 e 166, respectivamente.

Embora, em geral, todas as dispersões apresentadas nas Figuras 164, 165 e 166, sejam muito expressivas, alguns índices parecem possuir uma maior relação com o TSS do que outros, e alguns padrões foram notados. A análise univariada entre os índices oceânicos e o TSS estimado para Óbidos (Figura 161) mostra que, quanto maiores as anomalias de TSM nas porções do Atlântico Norte (AMO e TNA), e em toda a região dos oceanos intertropicais (OT), menor a TSS. Com relação ao Atlântico norte, uma maior anomalia positiva de TSM possui a capacidade de deslocar a ZCIT para norte, diminuindo a entrada de ventos úmidos

para a Amazônia (SOUZA e NOBRE, 1998), o que pode explicar a relação inversa entre anomalia de TSM e o TSS.

Com relação ao DAT, observou-se que, quanto maior o valor da subtração, maior o TSS. Essa relação proporcional faz sentido conforme o cálculo utilizado nesta pesquisa (Equação 43), em que, quanto maiores as anomalias do ATS e menores as do ATN, a ZCIT desloca-se mais para sul, aumentando a entrada de umidade na Amazônia. Levando em conta o cálculo tradicional do DAT, valores positivos estão relacionados com anomalias de TSM positivas no ATN e negativas no ATS, ao passo que os valores negativos são gerados pela situação inversa (SOUZA e NOBRE, 1998). Durante a fase positiva do DAT, o ATN está mais aquecido, gerando a elevação das massas de ar, favorecendo a precipitação regional, enquanto que no ATS, massas de ar frias e secas descendem de níveis atmosféricos mais altos, dificultando a precipitação no nordeste e norte brasileiro. Já a fase negativa do DAT favorece a precipitação nessas regiões.

Figura 160 – Gráficos de dispersão entre o TSS dessazonalizado da estação de Óbidos e os índices climáticos

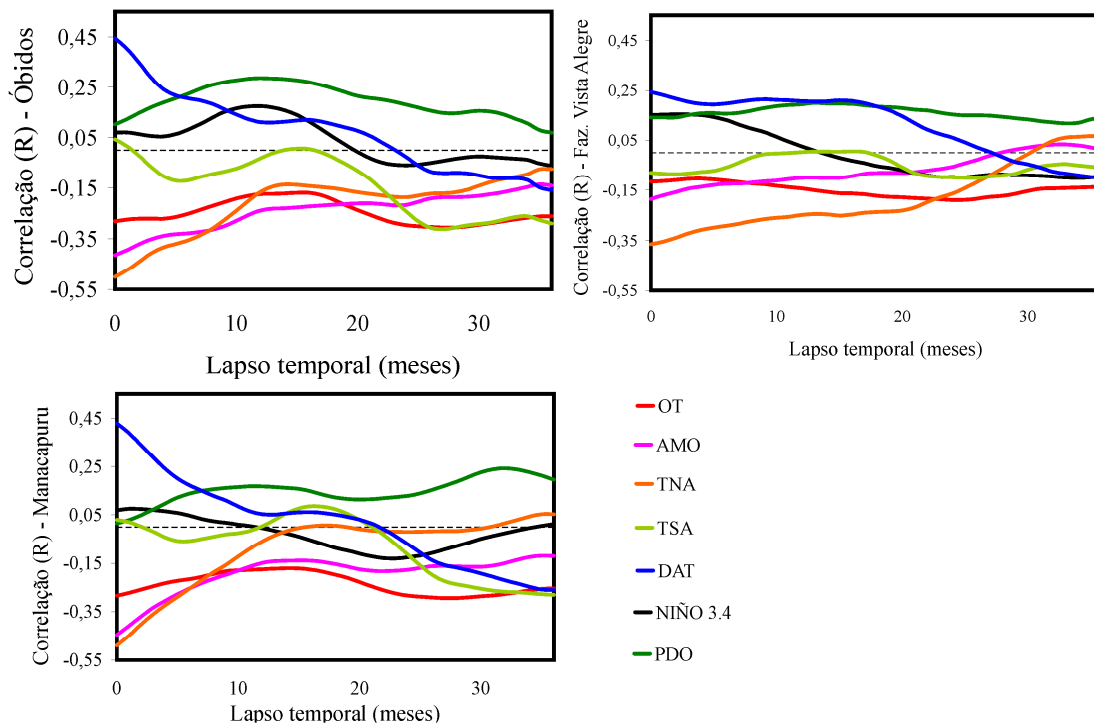


Figura 161 – Gráficos de dispersão entre o TSS dessazonalizado da estação de Óbidos (rio Amazonas) e os índices climáticos

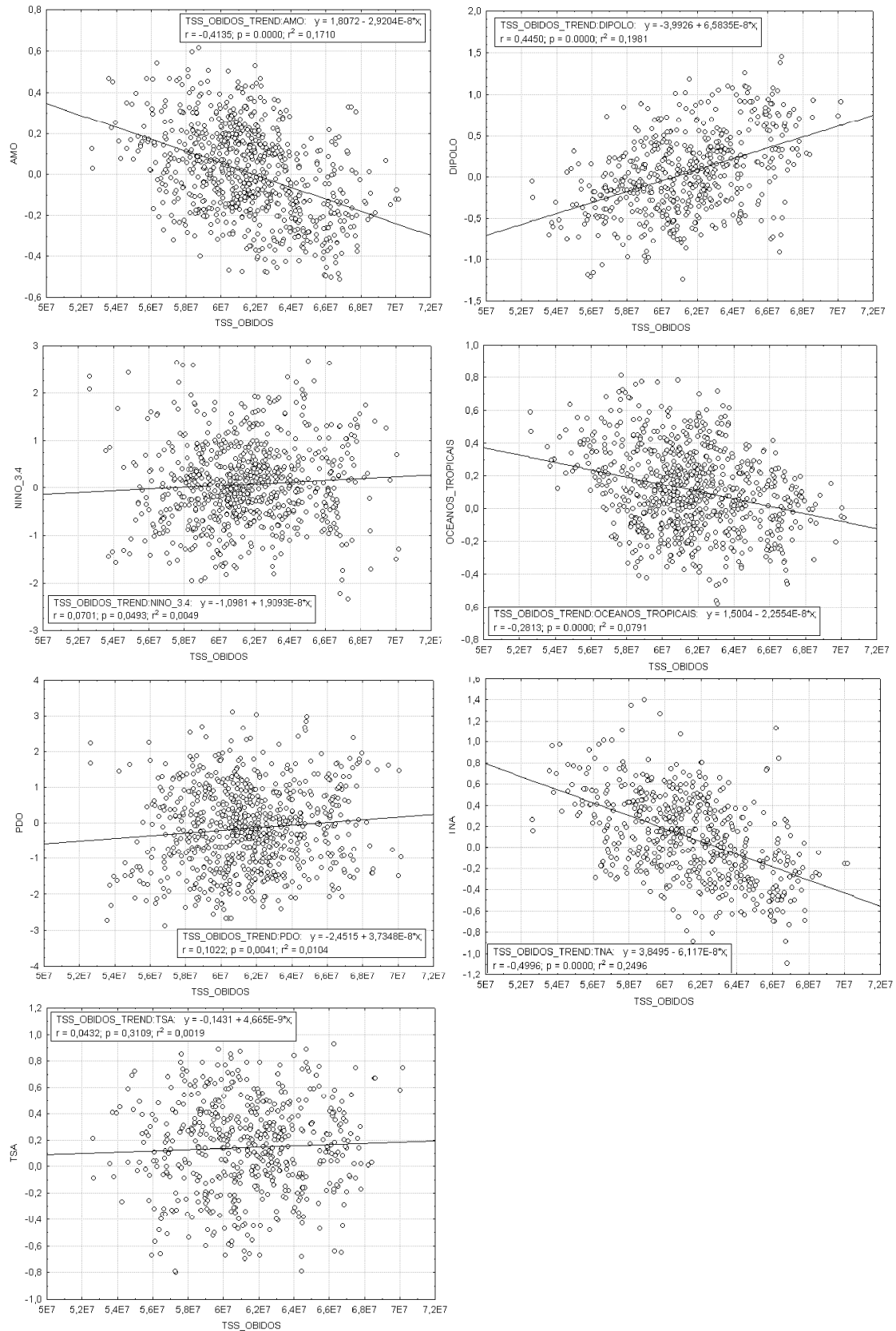


Figura 162 – Gráficos de dispersão entre o TSS dessazonalizado da estação de Manacapuru (rio Solimões) e os índices climáticos

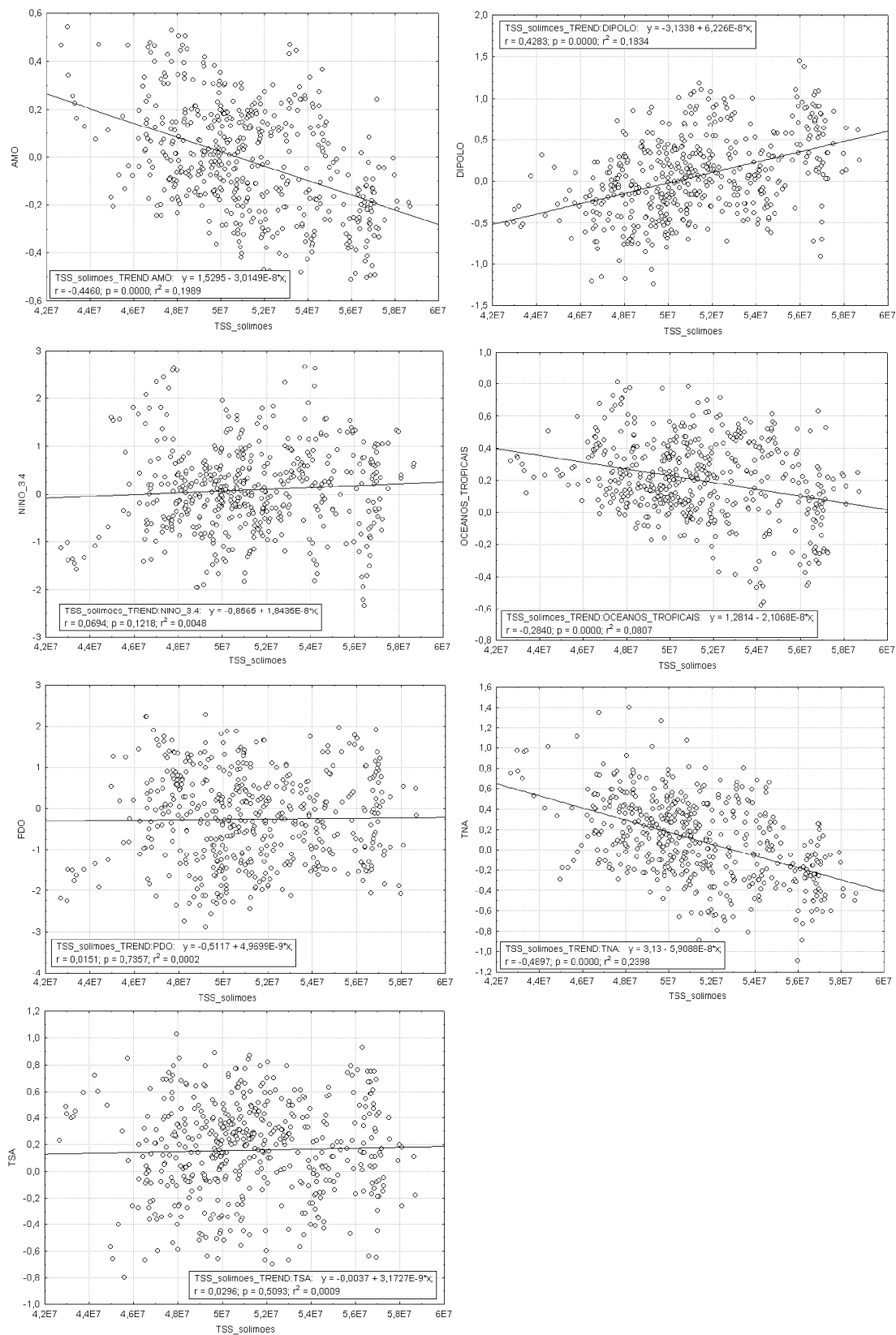
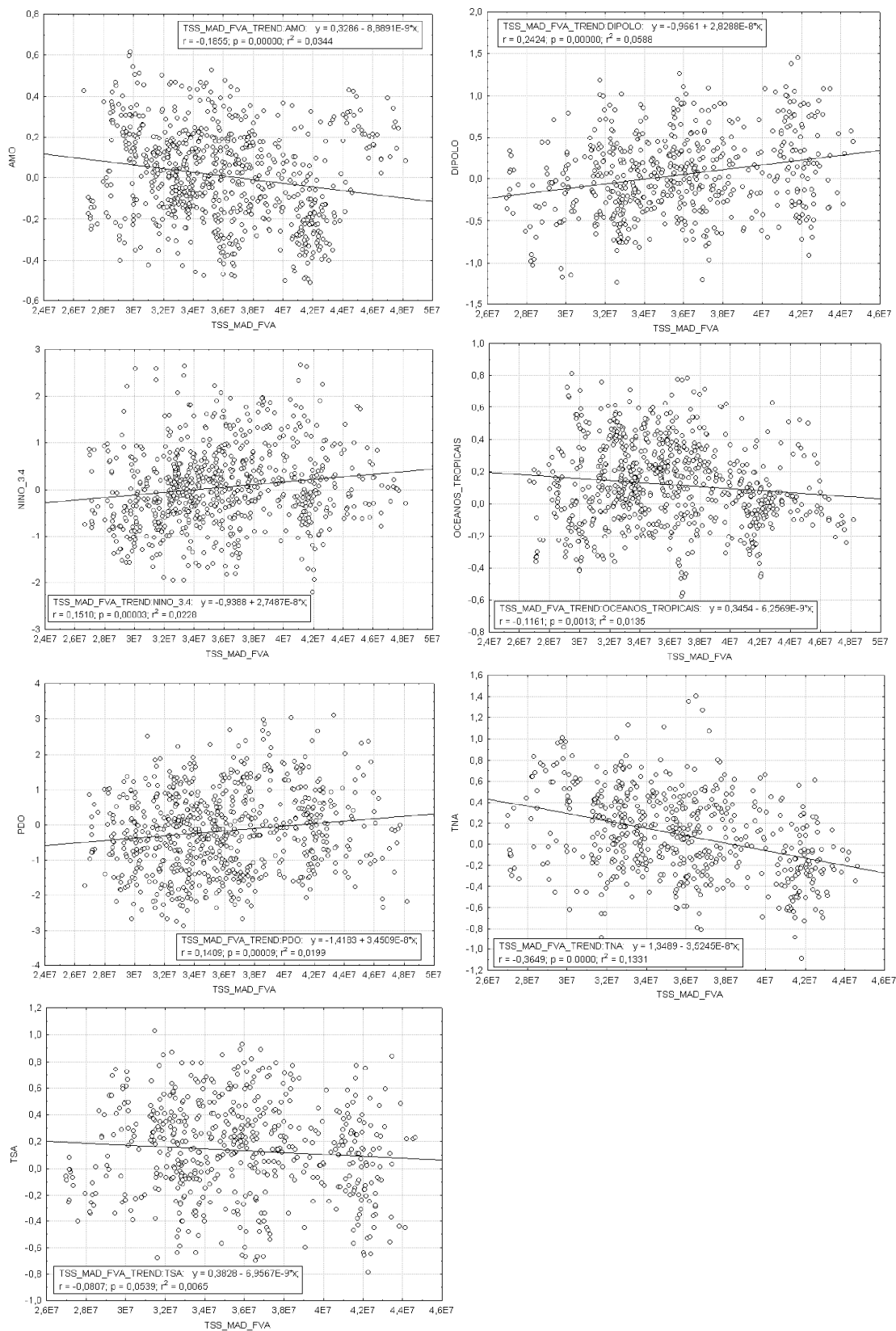


Figura 163 – Gráficos de dispersão entre o TSS dessazonalizado da estação de Fazenda Vista Alegre (rio Madeira) e os índices climáticos



Ao se analisar a relação entre o TSS e o ATS, notou-se que, apesar de a correlação ser positiva, conforme esperado, ela é muito baixa. Portanto, a correlação encontrada entre o TSS e o DAT, além de ser redundante em relação à correlação entre o TSS e o TNA, é mais baixa. Aparentemente, então, a porção norte do Atlântico possui um papel determinante sobre o TSS estimado em Óbidos, enquanto que a porção sul é pouco influente.

Os resultados obtidos para o rio Solimões (Figura 162) são muito semelhantes em relação aos resultados do rio Amazonas. A proporcionalidade das correlações mantém-se a mesma, assim como os valores de R são muito próximos. Assim, as mesmas discussões feitas sobre as relações entre o TSS, estimado em Óbidos, e os índices climáticos, são aplicadas para o TSS estimado em Manacapuru.

Muito embora apenas o TSA apresente uma relação diferente, nesse caso inversamente proporcional, as relações entre os índices climáticos e o TSS estimado em Fazenda Vista Alegre, no rio Madeira, diferem bastante daquelas encontradas nas outras duas estações (Figura 163). Isso porque os valores de correlação de todos os índices são mais baixos. Portanto, aparentemente, a porção sul da bacia amazônica, compreendendo o alto rio Madeira, é menos influenciada pelas massas de ar oriundas do Atlântico Tropical. Com relação ao ENOS, o mapa de correlações entre o índice SOI e a precipitação total sobre a América do Sul, apresentado por Zeng (1999), mostra que a precipitação na região sudoeste da bacia amazônica é praticamente independente das anomalias de pressão do Pacífico Equatorial. Portanto, a produção e o transporte de sedimentos dessa região também seriam pouco influenciados pelo ENOS.

Em um primeiro momento, esses resultados sugerem que o fenômeno ENOS é pouco importante para o transporte de sedimentos nos trechos baixos dos rios amazônicos de águas brancas, sendo a porção norte do Atlântico a região de maior influência. Esse resultado não está de acordo com Aalto *et al.*, (2003), que mostraram uma concordância entre eventos de deposição de sedimentos na planície do rio Beni (alto Madeira) e os episódios de *La Niña*. Uma possível explicação é que, apesar da maior produção de sedimentos nessas condições, as condições de rápida subida do nível d'água favorecem uma maior taxa de deposição de sedimentos na bacia interior de deposição (AALTO *et al.*, 2003). Como as estações de amostragem e estimativa do TSS utilizadas neste trabalho estão à jusante dessas bacias de deposição, não teriam a capacidade de captar essa variação da produção de sedimentos explicada pelo ENOS.

Com relação aos modelos multivariados, não houve um grande aumento no potencial explicativo, quando comparados com as regressões univariadas considerando o

TNA. O coeficiente de determinação foi de: $R^2 = 0,33$ (Óbidos), e $R^2 = 0,28$ (Manacapuru), e o valor-p, nos dois casos: $< 0,00001$. No caso do rio Madeira, o critério de seleção de atributos por *Backward stepwise* retirou todas as variáveis, restando apenas o TNA. Portanto, obteve-se os seguintes modelos:

$$TSS = 62166123 - 5606420 \cdot OT + 1073987 \cdot Niño_{3.4} + 2665700 \cdot DAT \quad (44)$$

$$TSS = 51875099 - 4305599 \cdot OT + 1156051 \cdot Niño_{3.4} + 2810428 \cdot DAT \quad (45)$$

Em que a equação 44 refere-se à estação de Óbidos e a equação 45 refere-se à estação de Manacapuru. Ambos os modelos adotaram as mesmas variáveis explanatórias, indicando que as interações oceano-atmosfera ligadas com a produção e posterior transporte de sedimentos, estimados em Óbidos, estão mais relacionados com a bacia do rio Solimões do que com a bacia do rio Madeira. Quando esses modelos multivariados são levados em conta, observa-se que o TNA e o AMO, apesar de possuírem as maiores correlações univariadas, não entram na estrutura do modelo. Por outro lado, o *Niño* 3.4 que possui uma baixa correlação (univariada), é importante para o modelo multivariado, ao lado do DAT e do OT. Esses três índices abrangem distintas porções oceânicas, e possivelmente essa estrutura lidou com teleconexões mais complexas.

9.2.4 TSS e ocorrências de *El Niño/La Niña*

Muito embora não tenham sido encontradas fortes correlações diretas entre as séries dessazonalizadas de TSS e o índice *Niño* 3.4 (tópico 9.2.3), buscou-se outras abordagens para o teste dessa possível relação. Entende-se que, em condições médias de TSM do Oceano Pacífico (anomalias pouco expressivas), o ENOS teria pouca influência sobre o TSS dos rios em estudo. Portanto, para cada uma das três estações de maior série temporal, foram feitos novamente testes de correlação entre o TSS e o índice *Niño* 3.4, especificamente em condições de anomalias significativas de TSM. Neste caso as correlações foram aplicadas entre cada classe de intensidade dos episódios de *El Niño/La Niña*: fraco, moderado, forte e muito forte (ver tópico 9.1.3.1) e o TSS do mês correspondente.

No caso da série temporal de Óbidos, ao total são 799 meses, em que 211 estavam em condições de *El Niño* e 191 em condições de *La Niña* (Tabela 8). Os valores representados na Tabela 8 mostram que as anomalias menos expressivas, tanto positivas quanto negativas,

são mais comuns do que aquelas de maior intensidade. De modo geral, não se observou nenhum padrão de que, quanto maior a intensidade do episódio (*El Niño* ou *La Niña*), maior ou menor o TSS estimado para as três estações de maior extensão temporal. No entanto, no caso dos eventos muito fortes (anomalias $> 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ou $< 2\text{ }^{\circ}\text{C}$), a baixa quantidade de meses em que eles ocorreram não permite uma avaliação adequada.

No caso da soma de todos os episódios (*El Niño* + *La Niña*), a maior correlação encontrada com o TSS foi em Fazenda Vista Alegre ($R = 0,21$). Mesmo para esse caso, o coeficiente de determinação é muito baixo ($R^2 = 0,04$), não permitindo concluir que, embora em geral o *Niño* 3.4 não explique o TSS nessas estações, considerando toda a série temporal, em condições de anomalias mais importantes de TSM tal relação exista.

Tabela 8 – Resultados dos testes de correlação entre o TSS de três estações e variadas condições de anomalias de TSM da região do *Niño* 3.4

<i>Niño</i> 3.4	Óbidos		Manacapuru		FVA	
	N	R	N	R	N	R
Total	799	0,07	499	0,06	767	0,15
0,5 -1	110	-0,11	73	-0,08	102	0,07
1 -1,5	51	0,03	36	-0,16	46	0,06
1,5 -2	37	0,21	22	-0,06	34	0,27
> 2	13	0,08	11	-0,23	13	0,09
<i>El Niño</i>	211	-0,03	142	-0,24	195	0,1
-0,5 -1	120	0,05	70	-0,04	124	0,14
-1 -1,5	49	0,24	34	0,23	49	0,06
-1,5 -2	20	-0,05	14	0,03	20	-0,17
< -2	2	-	2	-	2	-
<i>La Niña</i>	191	0,02	120	-0,09	195	0,003
<i>El Niño</i> + <i>La Niña</i>	402	0,08	262	0,07	390	0,21

9.3 Considerações finais e conclusões

Os capítulos anteriores (7 e 8) trataram da análise de tendências sistemáticas unidirecionais, ou seja, se as séries como um todo possuem tendências significativas de aumento ou diminuição. Conforme os resultados demonstraram, não foram encontradas fortes evidências para se concluir que o transporte de sedimentos está alterando-se sistematicamente em algum sentido. Um exemplo de conclusão precipitada sobre uma série temporal curta de TSS do rio Amazonas pode ser observada em Martinez *et al.* (2009).

De fato, tendências significativas desse tipo não têm sido encontradas na hidrometeorologia da Amazônia (MARENGO, 2009), o que não suporta a hipótese de que o transporte de sedimentos suspensos poderia estar se alterando em resposta à hidrologia. Por outro lado, Gloor *et al.* (2013) reportam mudanças recentes no ciclo hidrológico amazônico, muito embora esse artigo apresente fracas evidências: entre 43 estações analisadas, apenas 9 possuíram tendências significativas de mudança para o período analisado, entre 1990 e 2010, o qual não é considerado longo o suficiente.

Havendo algum tipo de mudança de longo prazo, ou não, as séries temporais hidrológicas (precipitação e vazão fluvial) possuem uma grande variabilidade interanual, assim como as séries de TSS. O que é comum entre as pesquisas de Marengo (2009) e Gloor *et al.* (2013) é a menção à variabilidade interanual provocada por ciclos de aquecimento/resfriamento dos oceanos Pacífico e Atlântico. Portanto, em alguns períodos, de poucos anos, as variáveis hidrológicas possuem comportamento de aumento e, em outros períodos, elas apresentam diminuição.

Este capítulo objetivou compreender se estas variações climáticas e hidrológicas possuem algum controle sobre o TSS dos rios amazônicos de águas brancas. Com relação à hipótese de que as variações intranuais do TSS possuem relação com a variação da precipitação sobre as regiões de produção de sedimentos, de forma que, quanto maior a precipitação, maior o TSS estimado nas estações de jusante, verificou-se que isto é parcialmente verdadeiro. Há diferenças espaciais entre as estações: enquanto algumas mostram correlações claras com a precipitação, outras não. Os casos em que as correlações são muito baixas compreendem as estações nos rios Içá e Japurá, em que as maiores correlações são com lapso temporal de dois meses e mostram relações inversamente proporcionais. Uma possível explicação para essa relação inversa pode ser que os maiores níveis dos rios causam maiores deposições nas planícies, diminuindo assim a carga a jusante.

Já o possível controle interanual da precipitação sobre o TSS, considerando a hipótese de que as chuvas acima da média, para um determinado período do ano, têm a capacidade de gerar igualmente uma carga de sedimentos acima da média para aquele período, não foi corroborada com os resultados obtidos. Aparentemente, outras variáveis, não levadas em conta, como: intensidade dos eventos de precipitação, hidrodinâmica fluvial e até as atividades sísmicas (que propiciam grandes deslizamentos de massa), devem aumentar em muito a complexidade do sistema, em relação ao nível de detalhe adotado.

Partindo da premissa de que as anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico interferem nos padrões de quantidade e intensidade das chuvas na Amazônia, vários

índices oceânicos foram comparados com o TSS de três estações que possuem séries extensas. Levando em conta o contexto univariado, as seguintes conclusões foram obtidas: i) os índices relativos à porção norte do Atlântico possuem as maiores correlações, inversamente proporcionais com o TSS; ii) a porção sul do Atlântico parece influenciar pouco os parâmetros meteorológicos ligados com a produção e transporte de sedimentos na Amazônia; iii) os índices ligados ao Pacífico possuem baixa correlação. Essas conclusões são válidas para as três estações analisadas

Considerando os testes multivariados, as correlações não foram muito maiores do que aquelas encontradas nos testes univariados. No entanto, nesse caso os índices DAT e *Niño* 3.4 foram importantes para explicação do TSS, o que sugere uma relação de teleconexões atmosféricas mais complexas. Tanto a estrutura dos modelos multivariados, quanto o coeficiente de determinação foram muito semelhantes entre as estações de Óbidos e Manacapuru, nos rios Amazonas e Solimões, enquanto que Fazenda Vista Alegre, no rio Madeira, apresentou resultados bem diferentes. Portanto, possivelmente as regiões central e norte dos Andes possuem as mesmas relações com os agentes climáticos que causam a produção de sedimentos. Adicionalmente, essas regiões possuem maiores relações com tais agentes do que a porção sul da bacia.

Os testes de correlação entre o TSS e os índices climáticos também foram feitos segundo uma possível existência de lapsos temporais entre a resposta da variável dependente. No entanto, observou-se que os índices que possuem as maiores correlações com o TSS não possuem tal efeito, cujos valores de correlação diminuíram no decorrer do tempo. As correlações apenas aumentaram ao longo do tempo no caso dos índices ligados ao Pacífico. No entanto, as correlações são muito baixas, não permitindo a sugestão de um efeito de teleconexão mais complexo. Portanto, a resposta do TSS às variações de anomalias de TSM nos oceanos é, de maneira geral, rápida.

A conclusão de que o TSS possui uma resposta rápida em relação às variações das condições oceânicas não está em acordo com Zeng (1999), que mostra um lapso entre o SOI e a precipitação sobre a Amazônia de 3 a 4 meses e de 6 a 7 meses com a vazão do rio Amazonas. No entanto, os resultados obtidos aqui mostraram que as condições do Atlântico foram mais importantes para explicação do TSS do que no Pacífico. Este, por sua vez, possui teleconexões mais rápidas com a porção continental da Amazônia. Outro ponto a ser esclarecido é que, embora a vazão da bacia como um todo possua entre 6 e 7 meses de diferença com as condições do Pacífico, a resposta do TSS deve ser mais rápida. Isso porque a produção de sedimentos está ligada com o escoamento superficial, enquanto que,

principalmente nas regiões de planície, a água primeiramente infiltra-se em subsolo para posteriormente atingir a rede de drenagem. Ainda em relação ao Pacífico, não foi encontrada alguma relação clara entre a intensidade das anomalias de TSM e o TSS.

10 O TRANSPORTE DE SEDIMENTOS SUSPENSOS E O DESFLORESTAMENTO

Este capítulo tem por foco o estudo da relação entre a retirada da cobertura vegetal no domínio da bacia hidrográfica amazônica e o TSS. No tópico 2.2, além da descrição do clima amazônico, foram levantadas algumas referências sobre as mudanças hidrológicas relacionadas com o desflorestamento. Assume-se, como hipótese, que o TSS pode estar se alterando em resposta a esse processo. Nesse caso, a retirada da cobertura vegetal altera o balanço dos escoamentos superficial/subsuperficial, aumentando o primeiro e, em consequência disso, a produção e o transporte de sedimentos aumentaria conjuntamente. Portanto, mais especificamente, a hipótese pressupõe que o TSS tende a aumentar com o avanço das áreas desmatadas.

A hipótese de que o desflorestamento amazônico poderia estar causando um aumento da erosão do solo e, portanto, do transporte fluvial de sedimentos, foi levantada anteriormente (MARTINELLI *et al.*, 1989). Além disso, alguns trabalhos encontraram tendências de aumento do transporte de sedimentos do rio Amazonas em Óbidos (GUYOT *et al.*, 2005; GUYOT *et al.*, 2007; MARTINEZ *et al.*, 2009) em que Martinez *et al.* (2009) levantam duas possíveis causas: mudanças no regime hidrológico e mudanças na cobertura do solo. Muito embora os resultados dos capítulos 7 e 8 demonstraram que não há tendências significativas de aumento do TSS dos principais rios amazônicos de águas brancas, como esta pesquisa possui uma nova base de dados (ver capítulo 4), é plausível o teste dessa hipótese.

10.1 Materiais e métodos

Para testar a hipótese de que o desflorestamento estaria causando um aumento do transporte de sedimentos dos rios amazônicos, as séries temporais de TSS produzidas nesta pesquisa foram comparadas com bases de dados de desflorestamento. Uma das bases refere-se às estimativas de desflorestamento para a floresta amazônica em território brasileiro do projeto PRODES (Projeto de Monitoramento do Desmatamento na Amazônia Legal por Satélite). Detalhes do projeto PRODES, as taxas de desmatamento e seu banco de dados podem ser consultados em: www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2013, e a metodologia de levantamento em INPE (2013).

Os dados de desflorestamento do PRODES são disponibilizados para cada Estado que compõe a Amazônia Legal. Esta inclui, além de todos os estados da região norte, o Estado

do Maranhão. Como a estação que está mais a jusante entre todas as utilizadas neste trabalho é a de Óbidos, e esta estação não abrange toda a área avaliada pelo PRODES (Figura 164), os dados dos estados do Amapá, Maranhão, Mato Grosso e Pará foram descartados. Portanto, a área de desflorestamento considerada para esta comparação não é a estimativa total do PRODES, e sim a soma das áreas de desflorestamento para os seguintes estados: Amazonas, Roraima, Acre e Rondônia. O uso dos valores para esses estados é uma aproximação da área real de contribuição, pois, como pode ser observado na Figura 164, os limites estaduais não coincidem exatamente sobre os limites da bacia. Essa disposição espacial dos dados de desflorestamento também impediu a realização de comparações mais detalhadas, por exemplo para as bacias dos afluentes do rio Amazonas. Portanto, os testes foram feitos apenas para a estação de Óbidos, no rio Amazonas.

Embora a base de dados do PRODES abranja um período extenso, favorecendo a análise de sua relação com o transporte de sedimentos, a floresta amazônica em território brasileiro ocupa as terras baixas, que são naturalmente de baixa produção sedimentar, em torno de 7% do total da bacia (FILIZOLA e GUYOT, 2009). Portanto, o desmatamento deve ser mais efetivo para a produção sedimentar quando ele ocorre nos Andes, o que levou à busca por uma base de dados que abrangesse toda a bacia amazônica.

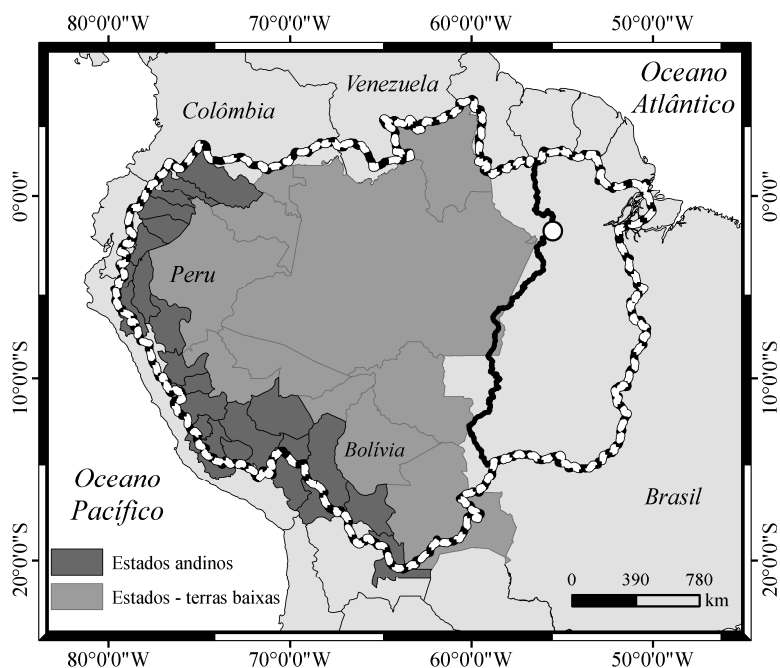
O projeto Terra-i fornece estimativas de perda de cobertura vegetal para toda a América Latina desde 2004 por meio do endereço eletrônico: www.terra-i.org. O sistema se baseia em imagens compostas MODIS e classificação via redes neurais para detecção de mudanças. Maiores informações sobre o projeto e sobre o método podem ser consultados em Reymondin *et al.* (2012). Os dados de perda de cobertura vegetal do Terra-i são disponibilizados a cada ano por país ou por estado, o que levou à um problema metodológico: os limites da bacia hidrográfica amazônica não coincidem necessariamente com os limites políticos internacionais. Por outro lado, os limites estaduais possuem uma concordância maior com os limites da bacia (Figura 164). Também levando em conta os limites estaduais, foram separados os estados que abrangem a cadeia de montanhas dos Andes e as terras baixas (Figura 164). Esta diferenciação permite a geração de três séries de dados de desmatamento: para toda a bacia hidrográfica amazônica, para a região das terras baixas e para a região andina.

Para análise de regressão entre o TSS e as taxas de desflorestamento do PRODES, os dados de desflorestamento de um determinado ano foram comparados com os valores de transporte de sedimentos do ano seguinte. Em território brasileiro, o desflorestamento ocorre na porção sul da bacia, principalmente nos meses secos (entre junho e outubro), ao mesmo

tempo em que há pouco transporte de sedimentos. Portanto, uma área desflorestada em um ano deve fornecer sedimentos para os rios no próximo ano hidrológico, com início em novembro. Por exemplo, o desflorestamento do ano de 1988 foi comparado com o ano hidrológico de 1989, com início em novembro de 1988.

As regressões entre os valores anuais de desflorestamento e TSS foram feitas de duas formas, a partir de valores anuais de desflorestamento e valores acumulados. Isto foi feito para se investigar o comportamento da produção de sedimentos nessas áreas. Por um lado, uma área desmatada em determinado ano pode continuar fornecendo sedimentos para as drenagens nos anos seguintes, pois a superfície do solo perdeu uma eficiente barreira que promove a interceptação da água das chuvas. Nesse caso, faz sentido o uso de valores acumulados de desmatamento. Por outro lado, outra hipótese é que a área em que ocorreu o desflorestamento pode fornecer um grande volume de sedimentos logo em seguida ao corte raso, e posteriormente, com a regeneração da vegetação, ou a implantação de pastagens e/ou agricultura, a produção de sedimentos diminuir gradativamente. Nesse segundo caso, faz sentido avaliar o TSS de um ano com sua respectiva área de desflorestamento. Como o comportamento dessas regiões não é conhecido, os dois testes foram feitos.

Figura 164 - Limites políticos dos países e estados cujos dados de desflorestamento foram utilizados. O traçado em branco e preto indica a bacia inteira, enquanto que a linha em preto indica a sub-bacia para a estação de Óbidos. Os estados que abrangem a cadeia de montanhas dos Andes estão representados em ton mais escuro

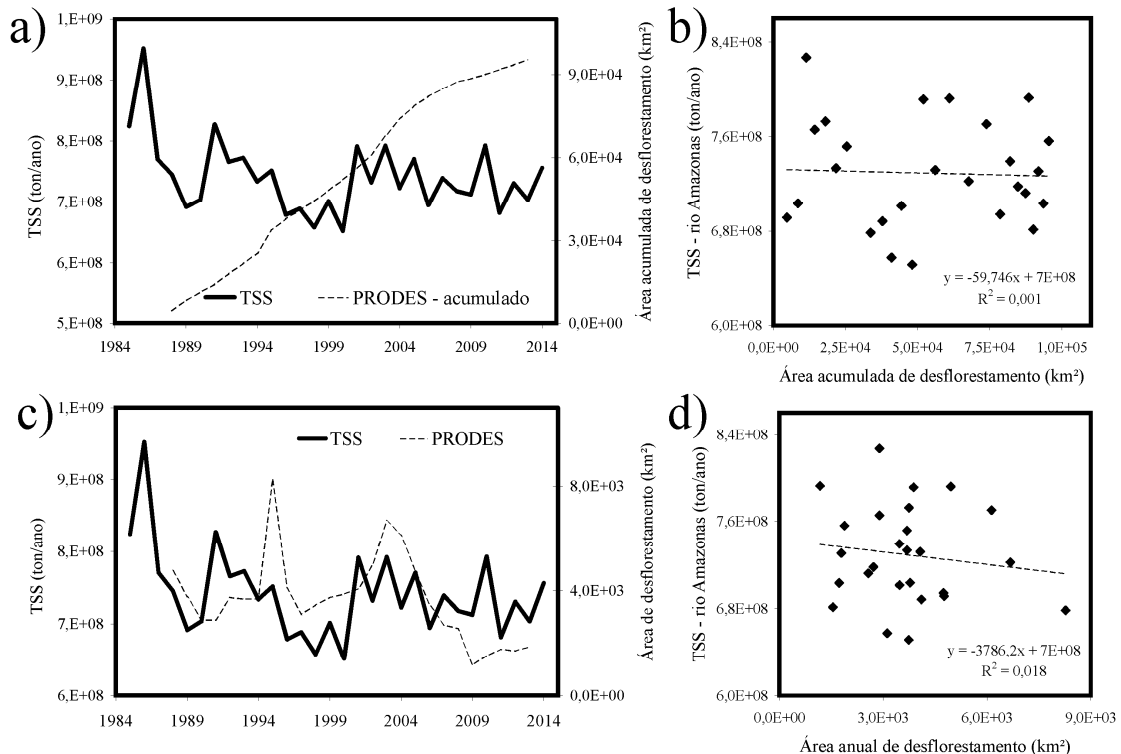


10.2 Resultados e Discussões

Os dados do projeto PRODES mostram um contínuo aumento das áreas desflorestadas em território brasileiro entre 1988 e 2013 (Figura 165a). Entre os anos de 1998 e 2003 parece haver uma relação linear de aumento do TSS do rio Amazonas e a área de desflorestamento. No entanto, para os anos anteriores e posteriores a esse período, uma relação inversa ocorre: as áreas desflorestadas aumentam ao passo que o TSS diminui. Além disso, os resultados da análise de regressão entre as duas variáveis não apresenta alguma dependência direta do TSS em relação à área acumulada de desflorestamento (Figura 165b).

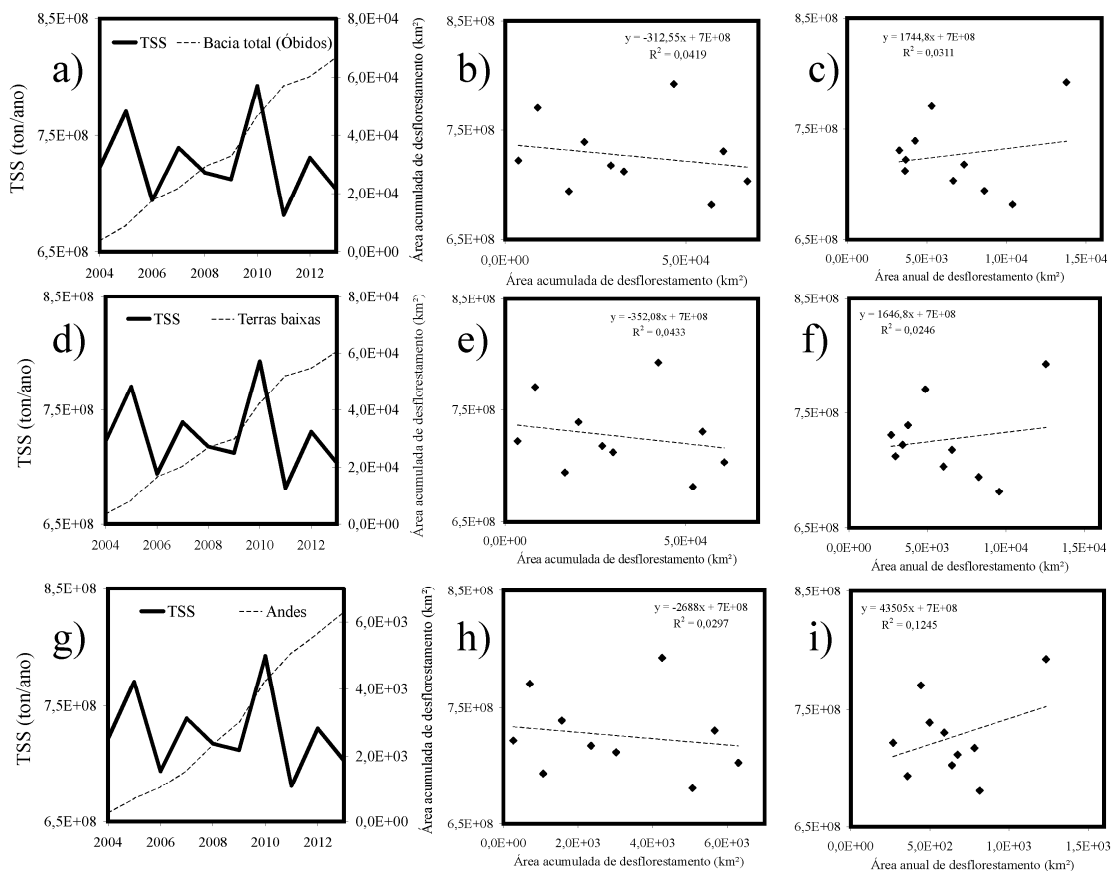
Os valores anuais do PRODES mostram picos nos anos de 1995 e 2003 (Figura 165c), os quais não são acompanhados por picos de TSS. Novamente, observou-se que, entre os anos de 1998 e 2003, o comportamento das duas séries foi de aumento. Adicionalmente, considerando a série de valores anuais, após o ano de 2003 houve queda nas duas séries. No entanto, os resultados da análise de regressão (Figura 165d) não mostram evidências conclusivas para o estabelecimento de uma relação causa-efeito. Ao contrário, a reta ajustada mostra uma relação inversa.

Figura 165 - Séries temporais de TSS do rio Amazonas (1985-2014) e a área de desflorestamento (PRODES: 1988 – 2013), considerando os estados: Amazonas, Roraima, Rondônia e Acre, e análises de regressão



Os dados do projeto Terra-i mostram que, entre os anos de 2004 e 2013, o desflorestamento que ocorreu na região andina variou entre 4 e 22% da área desflorestada nas terras baixas. Apesar de que a área desflorestada nos Andes seja pouco expressiva em relação ao desflorestamento nas terras baixas, esta área corresponde por mais de 90% da produção de sedimentos da bacia. Portanto, pequenas áreas desflorestadas nessa região poderiam causar um aumento significativo do TSS do rio Amazonas. Então, os dados de TSS anual foram plotados em conjunto com os dados de desflorestamento do projeto Terra-i entre os anos de 2004 e 2013 (Figura 166). Assim como os dados PRODES, os dados Terra-i também mostram um contínuo aumento do desflorestamento, embora para um período menor. Esses dados mostram que o desflorestamento tem ocorrido tanto nas terras baixas quanto nos Andes.

Figura 166 - Séries temporais de TSS do rio Amazonas e de desflorestamento (Terra-i: 2004 – 2013), (a, d, g). Regressão entre o TSS e valores acumulados de desflorestamento (b, e, h) e valores anuais (c, f, i)



Da mesma forma que os dados PRODES, as séries temporais para toda a bacia, somente para as terras baixas e somente para os Andes, mostram que não há um aumento do TSS em conjunto com o desflorestamento. Por sua vez, as análises de regressão também não confirmam a existência de uma relação entre o desflorestamento e o TSS do rio Amazonas.

No caso das regressões com valores acumulados, as retas ajustadas mostram um comportamento inverso, e no caso das regressões com valores de desflorestamento anual, relações proporcionais foram ajustadas. No entanto, mesmo para esse segundo caso não há fortes evidências de que realmente o desflorestamento nos Andes tenha causado um aumento no TSS estimado para Óbidos. Isso porque o ano de 2010, de maior TSS desse período, também foi o de maior desflorestamento (nos Andes e nas terras baixas), mas todo o restante dos dados não acompanha essa tendência. A simples retirada desse valor provocaria a inversão da relação. Portanto, não há evidências para confirmação da hipótese enunciada, muito embora ela não possa ser totalmente refutada neste momento.

Há opções de levantamento de dados que seriam mais adequadas para o teste da hipótese trabalhada neste capítulo. Os dados do projeto PRODES, apesar de possuírem uma maior extensão temporal, podem ser estendidos até o ano de 1984, ano de início das operações do Landsat 5. Outra opção para o aumento da série temporal seria o uso de dados MSS, desde a década de 1970. Independente da fonte utilizada, idealmente o mapeamento envolveria todas as áreas de desflorestamento da bacia amazônica, e cada bacia poderia ser avaliada de forma separada, com suas séries de TSS e desflorestamento. Isso evitaria o problema da incompatibilidade entre os limites políticos dos estados e os limites naturais das bacias hidrográficas.

Muito embora as séries de dados de desflorestamento utilizadas não foram adequadas, não gerando resultados conclusivos, há indícios na literatura de que o desflorestamento pode não possuir um forte efeito na produção de sedimentos, o que corrobora com esses resultados parciais. Por exemplo, ao analisar bacias hidrográficas florestadas e com cultivo de soja na região sul da bacia, Hayhoe *et al.* (2011) observaram que o escoamento de base dos rios aumentou significativamente (cerca de quatro vezes, devido à diminuição da evapotranspiração), enquanto que o escoamento superficial durante os eventos de precipitação não alterou-se. Se o escoamento superficial não teve aumentos importantes após a retirada da floresta, a energia disponível para o carreamento de partículas para as drenagens não deve ter se alterado, da mesma forma.

Adicionalmente, algumas pesquisas têm mostrado que o regime hidrológico não se alterou em escalas de tempo que abrangem os períodos recentes de desflorestamento. Marengo e Nobre (2009) mencionam que, apesar de previsões de mudanças hidrológicas na bacia amazônica devido ao desflorestamento, ainda não há uma evidência observacional conclusiva de que tais mudanças climáticas estejam ocorrendo. Adicionalmente, a partir da análise de séries hidrometeorológicas, Marengo (2009) conclui que não há tendências

sistemáticas unidirecionais para condições mais secas ou úmidas para a bacia amazônica desde a década de 1920. Portanto, se não houve mudanças significativas na hidrologia da bacia amazônica, pode-se pressupor que o desflorestamento ainda não atingiu o ponto suficiente para tal, e em consequência, a produção, e o transporte de sedimentos, não se alteraram.

É válido reiterar que essas discussões são válidas para o TSS estimado em Óbidos. Possivelmente, em bacias menores já desflorestadas e, em especial, aquelas com problemas de conservação e manejo do solo, a produção de sedimentos e seu transporte nos sistemas fluviais devem ter sido significativamente alterados. No entanto, o fato de que esse aporte de material não foi percebido em Óbidos pode ser explicado por algumas possibilidades: i) a própria variabilidade interanual natural do TSS seria maior do que o sinal proveniente dessas regiões, e ii) os sedimentos podem ser produzidos e carreados às drenagens, mas seu transporte à jusante dependeria de outras condições internas aos canais fluviais e suas interações com as planícies de inundação.

10.3 Considerações finais

As bases de dados utilizadas nesta pesquisa, para o teste da hipótese de que o TSS do rio Amazonas estaria aumentando em resposta ao desflorestamento, não foram totalmente adequadas. As séries não são extensas o suficiente e não coincidem perfeitamente com os limites da bacia. No entanto, muito embora a bibliografia anterior sugira um aumento do TSS devido ao desflorestamento, essas análises são as primeiras que comparam (quantitativamente) ambas as bases de dados ao nível de bacia amazônica.

Embora parciais e passíveis de revisão, os resultados obtidos apontam para inexistência de uma relação simples de causa-efeito entre desflorestamento e TSS em Óbidos. Isso é válido para as duas bases de dados utilizadas, considerando dois períodos, PRODES: 1988-2013 e Terra-i: 2004-2013. Especificamente em relação aos dados de toda a bacia, os dados do Terra-i também apontam para uma independência do TSS em relação ao desflorestamento, tanto nas terras baixas, quanto nos Andes. Por último, também observou-se que, tanto as séries de valores acumulados de desflorestamento, quanto as séries anuais, não relacionaram-se com a série de TSS.

11 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Resgatando a hipótese e o objetivo geral desta pesquisa (capítulo 1, introdução), é possível afirmar que: (i) a hipótese fora confirmada: novas investigações sobre os rios amazônicos de águas brancas puderam ser realizadas à luz de uma série de dados de TSS maior, e (ii) o objetivo, de modo geral, foi atingido: uma série de dados extensa foi gerada (Apêndice B) e, conciliada com outras fontes de dados, foi possível avaliar muitos padrões espaço-temporais do TSS. Com relação ao estudo de possíveis agentes moduladores do TSS, enquanto algumas análises mostraram resultados claros, como a dependência do TSS estimado nas estações de Manacapuru e Óbidos com as anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte (capítulo 9), outras análises não foram tão satisfatórias, como a avaliação da relação entre o TSS e o desflorestamento (capítulo 10), devido à inadequação das bases de dados de desflorestamento. Portanto, ressalta-se que esta pesquisa não encerra muitas das questões que foram levantadas, constituindo apenas uma contribuição ao entendimento dos processos atuantes na bacia hidrográfica amazônica.

Por outro lado, pode-se afirmar que esta pesquisa promoveu um avanço significativo no conhecimento de alguns aspectos dos sistemas fluviais em questão. Embora todos os resultados tenham sua importância, especificamente dois serão destacados: (i) a vazão pode ser utilizada para estimativa do TSS para as estações de Manacapuru, Fazenda Vista Alegre e Óbidos (rios: Solimões, Madeira e Amazonas), e para determinados períodos do ano, para boa parte dos outros rios amazônicos de águas brancas (capítulo 5). Muitas pesquisas buscaram este objetivo para o rio Amazonas, desde a década de 1970, sem êxito (consultar capítulo 2, tópico 2.4). Esse resultado derivou o uso das equações ajustadas para estimativa de extensas séries temporais de TSS para as três estações mencionadas (capítulo 8). Ainda, esse resultado pode ser utilizado de forma estratégica pelas agências de monitoramento hidrossedimentar que operam na Amazônia: os períodos e estações, em que as equações são bem ajustadas, podem ter um menor investimento para aquisição de amostras de CSS, enquanto que, para estações e períodos que possuem baixa correlação com a vazão, as agências poderiam aumentar a frequência de monitoramento. Certamente isso diminuiria custos e aumentaria a precisão das estimativas de TSS desses rios.

O outro resultado consiste em: (ii) as séries de TSS não apresentam tendências unidirecionais, de aumento ou diminuição, ao longo do tempo (capítulos 7 e 8). Pode-se afirmar isto com uma precisão muito maior do que os trabalhos anteriores, pois as séries possuem grandes extensões. Esse resultado foi contrário ao encontrado na bibliografia, e não

está de acordo com a hipótese de que mudanças no padrão da precipitação, causado por mudanças climáticas, e/ou mudanças regionais no uso e cobertura do solo, causadas pelo desflorestamento, poderiam provocar um aumento do TSS do rio Amazonas.

Esse resultado mostra que as atividades humanas na bacia amazônica, nas últimas décadas, não causaram um aumento no TSS perceptível nos principais rios que transportam sedimentos, inclusive no maior rio da bacia, o Amazonas. Esse resultado não deve ser generalizado para toda a bacia amazônica. Uma fonte de sedimentos na Amazônia é das atividades de mineração, em que Lobo *et al.*, (2014), por exemplo, mostram que há uma relação entre a intensidade das atividades de mineração de ouro e a CSS em alguns rios amazônicos. No entanto, os autores avaliaram uma bacia de rios de águas claras (rio Tapajós), cujos níveis de CSS são naturalmente baixos. Portanto, pequenas entradas de carga sedimentar devem ser importantes para o total de TSS.

Então, por outro lado, se houve um aumento na produção e transporte de sedimentos na bacia amazônica, como resultado das ações humanas, ele não foi suficiente para causar um aumento perceptível no fluxo de sedimentos dos trechos de jusante dos rios Amazonas, Madeira e Solimões, rios que carregam grandes quantidades de sedimentos suspensos. Com um menor grau de certeza, isso também se aplica às outras estações, cujas análises foram feitas em séries temporais menores.

Além da relevância científica desses principais resultados, as outras análises, que abordaram questões que ainda estão em aberto, ofereceram alguns passos em direção a uma melhor compreensão dos agentes moduladores do TSS na bacia amazônica. Por fim, além das análises feitas no âmbito desta pesquisa, espera-se que a nova base de dados gerada (Apêndice B), consista em um meio para que outros pesquisadores e instituições, que estudam a hidrogeomorfologia fluvial amazônica, possam avançar no conhecimento desse grande sistema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AALTO, R.; BOURGOIN, L. M.; DUNNE, T.; MONTGOMERY, D. R.; NITTROUER, C. A.; GUYOT, J. L. Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation. **Nature**, v. 425, p. 493-497. 2003.
- AALTO, R.; DUNNE, T.; GUYOT, J. L. Geomorphic controls on Andean denudation rates. **Journal of Geology**, v. 114, p. 85–99, 2006.
- AB’SÁBER, A. **Os domínios de natureza no Brasil: Potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê editorial, 5 ed., 160 p. 2008.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, P. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science**, v. 17, p. 1 – 29, 1981.
- ALONZO, M.; BOOKHAGEN, B.; ROBERTS, D. A. Urban tree species mapping using hyperspectral and lidar data fusion. **Remote sensing of Environment**, v. 148, p. 70 - 83, 2014.
- ANNIBALLE, R.; BONAFONI, S.; PICHIERRI, M. Spatial and temporal trends of the surface and air heat island over Milan using MODIS data. **Remote sensing of Environment**, v. 150, p. 163-171, 2014.
- 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.
- ARMIJOS, E.; CRAVE, A.; VAUCHEL, P.; FRAIZY, P.; SANTINI, W.; MOQUET, J. S.; AREVALO, N.; CARRANZA, J.; GUYOT, J. L. Suspended sediment dynamics in the Amazon River of Peru. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 44, p. 75–84, 2013.
- ASNER, G. P.; TOWNSEND, A. R.; BRASWELL, B. H. Satellite observation of El Niño effects on Amazon forest phenology and productivity. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 7, p. 981-984, 2000.
- ASNER, G. P. *et al.*, High-resolution forest carbon stocks and emissions in the Amazon. Proceedings of the National Academy of Sciences – PNAS. **Anais...** v. 107, n. 38, p. 16738 - 16742, 2010.
- AZAR, D.; ENGSTROM, R.; GRAESSER, J.; COMENETZ, J. Generation of fine-scale population layers using multi-resolution satellite imagery and geospatial data. **Remote sensing of Environment**, v. 130, p. 219-232, 2014.
- BARNES, B. B.; HU, C.; HOLEKAMP, K.; BLONSKI, S.; SPIERING, B. A.; PALANDRO, D.; LAPOINTE, B. Use of Landsat data to track historical water quality changes in Florida Keys marine environments. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 484 - 496, 2014.
- BAYLEY, P. B.; MOREIRA, J. C. Preliminary interpretations of aquatic resources in the Central Amazon Basin using Landsat multispectral imagery. In: Proceedings of 6h Tropical

Ecology and Development Symposium. **Anais...** International Society of Tropical Ecology, p. 861-868, 1980.

BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. Modern Andean rainfall variation during ENSO cycles and its impact on the Amazon drainage basin. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. P., (Eds). **Amazonia, Landscape and Species evolution: A look into the past**. 1 ed. Blackwell Publishing, 2010.

BRADLEY, J.; EDEN, M. J.; RICE-EVANS, P. Remote sensing of suspended sediment in Amazonian rivers from Landsat imagery. In: ALLEN, J. A.; HARRIS, R. (Eds). **Remote Sensing and National Mapping**. The remote sensing society, University of Reading, Reading, UK, p. 110-116, 1979.

BRAGA, C. Z. F.; SETZER, A. W.; LACERDA, L. D. Water Quality Assessment with Simultaneous Landsat-5 TM Data at Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. **Remote Sensing of Environment**, v. 45, p. 95-106, 1993.

BURKE, O. **Statistical Methods: Autocorrelation, Decomposition and Smoothing**. Department of Statistics, University of Oxford. 1 South Park Road, Oxford. 2011.

CALLÈDE, J.; COCHONNEAU, G.; RONCHAIL, J.; ALVES, F. V.; GUYOT, J. L.; GUIMARÃES, V. S. ; OLIVEIRA, E. D. Les apports em eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. **Revue des Sciences de l'Eau**, v. 23, n. 3, p. 247-273, 2010.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Cavalcanti et al., (org.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

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, p. 893-903, 2009.

COGHLAN, A. A little book of R for time series. Release 0.2. 2014. Disponível em: <<https://media.readthedocs.org/pdf/a-little-book-of-r-for-time-series/latest/a-little-book-of-r-for-time-series.pdf>> Acesso em 01/06/2015.

CPRM. **Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas**: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Amazonas. Ministério de Minas e Energia, Convênio CPRM/CIAMA-AM. Manaus, 2006.

CURRAN, P. J.; NOVO, E. M. L. 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.

D'ALMEIDA, C.; VÖRÖSMARTY, C. J.; HURTT, G. C.; MARENGO, J. A.; DINGMAN, S. L.; KEIM, B. D. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 633-647, 2007.

DARKEN, P. F. **Testing for changes in trend in water quality data**. Phd in Statistics. Faculty of Virginia Polytechnic Institute and State University. Blacksburg, Virginia, USA. September 1999.

DEKKER, A. G.; BUKATA, R. P. Remote Sensing of Inland and Coastal Waters. In: STONE W. R. (Editor). **Review of Radio Science 1996 – 1999**. Wiley-IEEE, p. 519 – 534, 1999.

DEKKER, A. G.; VOS, R. J.; PETERS, S. W. M. Analytical algorithms for lake water TSM estimation for retrospective analyses of TM and SPOT sensor data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 1 p. 15 – 35, 2002.

DEY, S.; GIROLAMO, L. D.; DONKELAAR, A.; TRIPATHI, S. N.; TARUN GUPTA, T.; MANJU MOHAN, M. Variability of outdoor fine particulate (PM 2.5) concentration in the Indian Subcontinent: A remote sensing approach. **Remote Sensing of Environment**, v. 127, p. 153–161, 2012.

DOR, B. E.; CHABRILLAT, S.; DEMATTÊ, J. A. M. ; TAYLOR, G. R.; HILL, J.; WHITING, M. L.; SOMMER, S. Using imaging spectroscopy to study soil properties. **Remote Sensing of Environment**, v. 133, p. 38-55, 2009.

DORAXAN, D.; FROIDEFOND, J. M.; LAVENDER, S.; CASTAING, P. Spectral signature of highly turbid waters Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. **Remote Sensing of Environment**, v. 81, p. 149-161, 2002.

DORAXAN, D.; LAMQUIN, N.; PARK, Y.; MAZERAN, C.; RYU, J. H.; WANG, M.; POTEAU, A. Retrieval of the seawater reflectance for suspended solids monitoring in the East China Sea using MODIS, MERIS and GOCI satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 146, p. 36-48, 2014.

DUNNE, T.; MERTES, L. A. K.; MEADE, R. H.; RICHEY, J. E.; FORSBERG, B. R. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 110, n. 4, p. 450 – 467, 1998.

ENFIELD, D. B.; MESTAS, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 7841-7848, 1999.

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, p. 221–228, 2012.

ESPINOZA VILLAR, R.; MARTINEZ, J. M.; TEXIER, M. L.; GUYOT, J. L.; FRAIZY, P.; MENESES, P. R.; OLIVEIRA, E. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 44, p. 45 – 54, 2013.

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

FENG, L.; HU, C.; CHEN, X.; SONG, Q. Influence of the Three Gorges Dam on total suspended matters in the Yangtze Estuary and its adjacent coastal waters : Observations from MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 779 – 788. 2014.

FILIZOLA N.; GUYOT, J. L.; BOAVENTURA, G. Fluxo de sedimentos em suspensão na Amazônia - uma análise a partir da base de dados da ANEEL. In: Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins. **Anais...** Manaus, 1999.

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.

FU, R.; DICKINSON, R. R.; CHEN, M.; WANG, H. How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the Equatorial Amazon? **Journal of Climate**, v. 14, p. 4003-4026, 2001.

GARBER, R. Análises de séries temporais. **Oecologia Brasiliensis**, v. 2, p. 91–118, 1995.

GIBBS, R. J. The Geochemistry of the Amazon River System: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 78, n. 10, p. 1203-1232, 1967a.

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

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

GLOOR, M.; BRIENEN, R. J. W.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T. R.; SCHÖNGART, J.; GUYOT, J. L.; ESPINOZA, J. C.; LLOYD, J.; PHILLIPS, O. L. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 1729 – 1733, 2013.

GUTIÉRREZ, J. L. C. **Monitoramento da Instrumentação da Barragem de Corumbá-I por Redes Neurais e Modelos de Box & Jenkins**. 2003. 146 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro – PUC. Rio de Janeiro. 2003.

GUYOT, J. L.; MARTINEZ, J. M.; FILIZOLA, N.; LARAQUE, A. Suspended sediment Yield of the Amazon river: an increasing budget from 1995 to 2006, using river sampling and MODIS data. In: IAHS Publication, **Anais...** Perugia, Itália, 2007.

GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N. ; LARAQUE, A. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. In: Sediment Budget symposium held during the Seventh IAHS Scientific Assembly. **Anais...** v. 291. IAHS Publication, Foz do Iguaçu, p. 347 –354, 2005.

GUYOT, J. L. *et al.*, Hydrology and sediment transport in the Amazon basin, from the Andes to the ocean. In: World's Large Rivers Conference. **Anais...** Vienna, 2011.

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.

HAN, L.; RUNDQUIST, D. C.; LIU, L. L.; FRASER, R. N. The spectral responses of algal chlorophyll in water with varying levels of suspended sediment. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 18, p. 3707-3718, 1994.

HAYHOE, S. J.; NEILL, C.; PORDER, S.; MCHORNEY, R.; LEFEBVRE, P.; COE, M. T.; ELSENBEEER, H.; KRUSCHE, A. V. Conversion to soy on the Amazonian agricultural frontier increases streamflow without affecting stormflow dynamics. **Global Change Biology**, v. 17, 1821–1833, 2011.

HELSEL, D. R.; HIRSCH, R. M. Trend Analysis. In: **Statistical Methods in Water Resources**. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. Book 4. Hydrologic Analysis and Interpretation. Chapter A3. 2002a.

HELSEL, D. R.; HIRSCH, R. M. Simple Linear Regression. In: **Statistical Methods in Water Resources**. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. Book 4. Hydrologic Analysis and Interpretation. Chapter A3. 2002b.

HELSEL, D. R.; MUELLER, D. K.; SLACK, J. R. **Computer program for the Kendall family of trend tests**. U. S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005–5275. 2006.

HINGFA, G. U.; GUOLIANG, T.; XIAOWEN, L. I.; JIANNING, G. The quantification of remote sensing. **Engineering and Materials Science**, v. 48, p. 1-11, 2005.

HIRSCH, R. M.; SLACK, J. R. A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. **Water Resources Research**, v. 20, p. 727–732, 1984.

HOLEMAN, J. N. The sediment yield of major rivers of the World. **Water Resources Research**. v. 4, n. 4, p. 737 – 747, 1968.

HOLYER, R. J. Towards universal suspended sediment algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 7, p. 323 – 338, 1978.

HU, X.; WALLER, L. A.; LYAPUSTIN, A.; WANG, Y.; AL-HAMDAN, M. Z.; CROSSON, W. L.; ESTES, M. G.; ESTES, S. M.; QUATTROCHI, D. A.; PUTTASWAMY, S. J.; LIU, Y. Estimating ground-level PM 2.5 concentrations in the Southeastern United States using MAIAC AOD retrievals and a two-stage model. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 220 – 232, 2014.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Metodologia para o Cálculo da Taxa Anual de Desmatamento na Amazônia Legal**. São José dos Campos, SP, Brasil. 37 p. 2013.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos**

Terrestres. Tradução: José Carlos Neves Epiphânio et al., (coordenador). São José dos Campos: Parêntese, 589 p. 2009.

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.

KABA, E.; PHILPOT, W.; STEENHUIS, T. Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: Lake Tana, Ethiopia. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 26, p. 286-297, 2014.

KAUR, R.; RABINDRANATHAN, S. Ground Validation of an Algorithm for Estimating Surface Suspended Sediment Concentrations from Multi-Spectral Reflectance Data. **Journal of the Indian Society of Remote Sensing**, v. 27, n. 4, 1999.

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.

KHORRAM, S.; KOCH, F. H.; WIELE, C. F. C. D.; NELSON, S. A. C. **Remote Sensing**. Springer. New York. 134 p, 2012.

KILHAM, N. E.; AND ROBERTS, D. Amazon river time series of surface sediment concentration from MODIS. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 10, p. 2659-2679, 2011.

KRITIKOS, H.; YORINKS, L.; SMITH, H. Suspended solids using ERTS-A data. **Remote Sensing of Environment**, v. 3, p. 69-78, 1974.

LARAQUE, A.; FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Variations spatiotemporelles du bilan sédimentaire dans le bassin amazonien brésilien, à partir d'un échantillonnage décadaire. In: Walling, D. E., Horowitz, A. J. (Eds.), **Sediment Budgets 1**, vol. 291. IAHS Publ., p. 250–258. 2005.

LATRUBESSE, E.; RESTREPO, J. D. Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts. **Geomorphology**, v. 216, p. 225 - 233, 2014.

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

LAVERY, P.; PATTIARATCHI, C.; WYLLIE, A.; HICK, P. Water Quality Monitoring in Estuarine Waters Using the Landsat Thematic Mapper. **Remote Sensing of Environment**, v. 46, p. 268 – 280, 1993.

LILLESAND, T. M.; KIEFER R. W. **Remote sensing and image interpretation**. 3. ed. New York: John Wiley & Sons, 1994.

- LIU, H.; WENG, Q. Enhancing temporal resolution of satellite imagery for public health studies: A case study of West Nile Virus outbreak in Los Angeles in 2007. **Remote Sensing of Environment**, v. 117, p. 57 – 71, 2012.
- LOBO, F. L.; COSTA, M. P. F.; NOVO, E. M. L. M. Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian Waters impacted by gold mining activities. **Remote Sensing of Environment**, v. 117, p. 57 – 71, 2014.
- 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.
- LOISEL, H.; MANGIN, A.; VANTREPOTTE, V.; DESSAILLY, D.; DINH, D. N.; GARNESON, P.; OUILLON, S.; LEFEBVRE, J. P.; MÉRIAUX, X.; PHAN, T. M. Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. **Remote Sensing of Environment**, v. 150, p. 218-230, 2014.
- LONG, C. M.; PAVELSKY, T. M. Remote sensing of suspended sediment concentrations and hydrologic connectivity in a complex wetland environment. **Remote Sensing of Environment**, v. 129, p. 197-209, 2013.
- LOPES, M. M.; CASTELO BRANCO, V. T. F.; SOARES, J. B. Utilização dos testes estatísticos de Kolmogorov-Smirnov e Shapiro-Wilk para verificação da normalidade para materiais de pavimentação. **Transportes**, v. 21, n. 1, p. 59 – 66, 2013.
- LOVELAND, T. R.; DWYER, J. L. Landsat: building a strong future. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 22 – 29, 2012.
- MANGIAROTTI, S.; MARTINEZ, J. M.; BONNET, M. P.; BUARQUE, D. C.; FILIZOLA, N.; MAZZEGA, P. Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, p. 341-355, 2013.
- MARCHETTO, A. **Package “rkt”** - Mann-Kendall Test, Seasonal and Regional Kendall Tests. Technical report. 2015.
- 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.
- MARENGO, J. A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. **Hydrological processes**, v. 23, p. 3236-3244, 2009.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da região amazônica. In: Cavalcanti et al., (org.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W. R. Jato de baixos níveis ao longo dos Andes. In: Cavalcanti et al., (org.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 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.

MARKHAM, B. L., HELDER, D. L., Forty-year calibrated record of earth-reflected radiance from Landsat: a review. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 30–40, 2012.

MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. ; DEVOL, A. H. ; FOSBERG, B. R. Suspended load in the Amazon Basin : An Overview. **GeoJournal**, v. 19, n. 4, p. 381 – 389, 1989.

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.

MAUL, G. A.; GORDON, H. R. On the use of the Earth Resources Technology Satellite (LANDSAT-1) in optical oceanography. **Remote Sensing of Environment**, v. 4, p. 95-128, 1975.

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. Transcontinental moving and storage: the Orinoco and Amazon rivers transfer the Andes to the Atlantic. In: Gupta, A. (Editor), **Large rivers: Geomorphology and management**. John Wiley & Sons, 2007.

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. **Nature**, v. 278, n. 8, p. 161 – 163, 1979.

MEADE R. H.; DUNNE, T.; RICHEY, J. E.; SANTOS, U. M.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science**, v. 228, p. 488 – 490, 1985.

MEER, F. D.; WERFF, H. M. A.; RUITENBEEK, F. J. A.; HECKER, C. A.; BAKKER, W. H.; NOOMEN, M. F.; MEIJDE, M.; CARRANZA, E. J. M.; SMETH, J. B.; WOLDAI, T. Multi- and hyperspectral remote sensing: a review. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation** v. 14, p. 112-128, 2012.

MELACK, L. M.; HESS, L. L. Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin. In: Junk et al., (Eds) **Amazonian Floodplain Forests**. Ecological Studies: Volume 210, p. 43-59, 2011.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: Cavalcanti et al., (org.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

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.

MIDDLETON, E. M.; MARCELL, R. F. **Literature relevant to remote sensing of water quality**. NASA – Memorando técnico 85077. Greenbelt, Maryland. July, 1983.

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

MILLIMAN, J. D.; MEADE, R. H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. **The Journal of Geology**, v. 91, n. 1, p. 1 – 21, 1983.

MONTANHER, O. C. Modelos empíricos para estimativa da concentração de sedimentos em suspensão em rios amazônicos de águas brancas a partir de imagens Landsat 5. 115 p., **Dissertação de Mestrado**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2013.

MONTANHER, O. C.; BARBOSA, C. C. F.; NOVO, E. M. L. M. Integração de dados TM/LANDSAT e medidas in situ para estimativa de sedimentos em suspensão em rios amazônicos: um estudo de viabilidade. **Geografia** (Rio Claro), v. 38, n.1, p. 175-188, 2013.

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**, v. 66, n. 2, p. 223-231, 2014.

MONTANHER, O. C.; NOVO, E. M. L. M.; CARVALHO, L. A. S.; BARBOSA, C. C. F. Sobre as críticas feitas à modelagem empírica para estimativa da concentração de sedimentos suspensos via sensoriamento remoto. In: XVII SBSR, **Anais...** João Pessoa, 2015.

MONTANHER, O. C.; NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C. C. F.; RENNO, C. D.; SILVA, T. S. F. Empirical models for estimating the suspended sediment concentration in Amazonian white water rivers using Landsat/TM. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 29, p. 67-77, 2014.

MONTANHER, O. C.; SOUZA FILHO, E. E. Considerações sobre as formas de abordagem de imagens multiespectrais em Geografia. **Boletim de Geografia**, v. 29, n. 2, p. 135 – 145, 2011.

MORETTIN, P. A.; TOLOI, C. M. C. **Séries temporais**. 2ª ed., São Paulo: Atual, 1987.

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.

NITTROUER, C. A.; KUEHL, S. A.; STERNBERG, R. W.; FIGUEIREDO, A. G.; FARIA, L. E. C. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, v. 125, p. 177 – 192, 1995.

NOAA. National Ocean and Atmosphere Administration: **Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures**. 2015. Disponível em: <<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>> Acesso em: 20 dezembro 2015.

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, 1989.

OLTMAN, R. E. **Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River**. United States Geological Survey (USGS) Circular: 552. 1968.

OVANDO, A.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A.; MARTINEZ, J. M.; SIQUEIRA-JUNIOR, J. L.; PINTO, G. L. N.; PASSY, P.; VAUCHEL, P.; NORIEGA, L.; VON RANDOW, C. Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. **Journal of Hydrology: Regional Studies**. 16 pag. Disponível *on line* em: Novembro, 2015.

ÖZTUNA, D.; ELHAN, A. H.; TÜCCAR, E. Investigation of Four Different Normality Tests in Terms of Type 1 Error Rate and Power under Different Distributions. **Journal of Medicine Cincinnati**. v. 36, n. 3, p. 171– 176, 2006.

PARK, E.; LATRUBESSE, E. M. Modeling suspended sediment patterns of the Amazon river using MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 147, p. 232-242, 2014.

PINTO, Augusto Octaviano. **Hydrographia do Amazonas e seus afluentes**: Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 438 p. 1930.

QUAN, J.; CHEN, Y.; ZHAN, W.; WANG, J.; VOOGT, J.; WANG, M. Multi-temporal trajectory of the urban heat island centroid in Beijing, China based on a Gaussian volume model. **Remote Sensing of Environment**, v. 149, p. 33-46, 2014.

QUIBELL, G. The effect of suspended sediment on reflectance from freshwater algae. **International Journal of Remote Sensing**. n. 12, n. 1, p. 177-182. 1991.

R CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2015. Disponível em: <<http://www.R-project.org/>>.

- 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.
- REYMONDIN, L.; JARVIS, A.; PEREZ-URIBE, A.; TOUVAL, J.; ARGOTE, K.; COCA, A.; REBETEZ, J.; GUEVARA, E.; MULLIGAN, M. **A methodology for near real-time monitoring of habitat change at continental scales using MODIS-NDVI and TRMM**. Documento técnico disponível em: www.terra-i.org. Dezembro, 2012.
- RICHEY, J. E.; MEADE, R. H.; SALATI, E.; DEVOL, A. H.; NORDIN, C. F.; SANTOS, U. Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon river: 1982-1984. **Water Resources Research**, v. 22, n. 5, p. 756-764, 1986.
- RITCHIE, J. C.; COOPER, C. M.; SHIEBE, F. R. The relationship of MSS and TM digital data with suspended sediments, chlorophyll, and temperature in Moon Lake, Mississippi. **Remote Sensing of Environment**, v. 33, p. 137–148, 1990.
- 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**. SHULTZ, G. A.; ENGMAN, E. T. (Eds), Springer, 2000.
- RITCHIE, J. C.; ZIMBA, P. V.; EVERITT, J. H. Remote Sensing Techniques to Assess Water Quality. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 69, n. 6, p. 695-704, 2003.
- ROSA-COSTA, L. T. **Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas**: Evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 2006, 226 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia), CPGG – UFPA. Belém, 2006.
- ROSSETTI, D. D.; ZANI, H.; CREMON, É. H. Fossil megafans evidenced by remote sensing in the Amazonian wetlands. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 58, p. 145-161, 2014.
- ROUSE, L. J.; COLEMAN, J. M. Circulation observations in the Louisiana Bight using LANDSAT imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 5, p. 55-66, 1976.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S. G.; RIKER, S. R. L.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A. Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG- Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, **Anais...** 2006.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Research**, v. 3 n. 4, p. 453-488, 2000.

SCHMUGGE, T. J.; KUSTAS, W. P.; RITCHIE, J. C.; JACKSON, T. J. RANGO, A. Remote sensing in hydrology. **Advances in Water Resources**. V. 25, p. 1367 – 1385, 2002.

SERVAIN, J. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and Some Applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n°C8, p. 15137-15146, 1991.

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples). **Biometrika Trust**, v. 52, p. 591 – 609, 1965.

SHEN, F.; ZHOU, Y.; LI, J.; HE, Q.; VERHOEF, W. Remotely sensed variability of the suspended sediment concentration and its response to decreased river discharge in the Yangtze estuary and adjacent coast. **Continental Shelf Research**, v. 69, p. 52-61, 2013.

SILVA, D. P. B. **Petrologia, estrutura e geocronologia dos granitóides de Tartarugzinho, Estado do Amapá**. 158 f. Dissertação de mestrado. UFPR – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

SIOLI H. Über Natur und Mensch im brasilianischen Amazonasgebiet. **Erdkunde**, v. 10, n. 2, p. 89 – 109, 1956.

SMITH, M. J.; PAIN, C. F. Applications of remote sensing in geomorphology. **Progress in physical geography**, v. 33, n. 4, p. 568-582, 2009.

SOUZA, E. B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão dipolo no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

STRASSER, M. A.; VINZON, S. B.; MASCARENHAS, F. C. B. Transporte de sedimentos de arraste no Rio Amazonas. In: Surface Hydrology and Water Chemistry III LBA Scientific Conference, **Anais...** Brasília, July, 2004.

TANG, Q.; GAO, H.; LU, H.; LETTENMAIER, D. P. Remote sensing: hydrology. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 4, p. 490-509. 2009.

TASSAN, S. An improved in-water algorithm for the determination of chlorophyll and suspended sediment concentration from Thematic Mapper data in coastal waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 6, p. 1221-1229, 1993.

TASSAN, S.; D'ALCALÁ, M. R. Water Quality Monitoring by Thematic Mapper in Coastal Environments. A Performance Analysis of Local Biooptical Algorithms and Atmospheric Correction Procedures. **Remote sensing of Environment**, v. 45, p. 177-191, 1993.

TASSINARI, C. C. G. **O mapa geocronológico do Cráton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos**. 139 p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. (Tese de Livre-docência). 1996.

TASSINARI C. C. G.; MACAMBIRA M. J. B. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 74 - 182, 1999.

TASSINARI C. C. G.; MACAMBIRA M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO V., BARTORELI A., CARNEIR C. D. R., BRITO-NEVES B. B.

(eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano** - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485. 2004.

TATEM, A. J.; NOOR, A. M.; HAY, S. I. Defining approaches to settlement mapping for public health management in Kenya using medium spatial resolution satellite imagery. **Remote sensing of Environment**, v. 93, p. 42-52, 2004.

THOMPSON, D. R.; JUÁREZ, M. T.; CHRISTOPHER M. BARKER, C. M.; HOLEMAN, J.; LUNDEEN, S.; MULLIGAN, S.; PAINTER, T. H.; PODEST, E.; FELIX C. SEIDEL, F. C. USTINOV, E. Airborne imaging spectroscopy to monitor urban mosquito microhabitats. **Remote sensing of Environment**, v. 137, p. 226-233, 2013.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771- 2777, 1997.

TYLER, A. N.; SVAB, E.; PRESTON, T.; PRÉSING, M.; KOVÁCS, W. A. Remote sensing of the water quality of shallow lakes: A mixture modelling approach to quantifying phytoplankton in water characterized by high-suspended sediment. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, n. 8, p. 1521–1537, 2006.

USGS - United States Geological Survey. **Landsat: A Global Land – Imaging Mission**. U.S. Geological Survey Fact Sheet. 2013.

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.

WARD, P. J.; BEETS, W.; BOUWER, L. M.; AERTS, J. C. J. H.; RENSSSEN, H. Sensitivity of river discharge to ENSO. **Geophysical Research Letters**, v. 37, 2010.

WHITE, K. Remote sensing. **Progress in Physical Geography**. v. 22, v. 1, p. 95-102, 1998.

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.

WU, G.; CUI, L.; DUAN, H.; FEI, T.; LIU, Y. An approach for developing Landsat-5 TM-based retrieval models of suspended particulate matter concentration with the assistance of MODIS. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 85, p. 84–92, 2013.

WULDER, M. A.; MASEK, J. G.; COHEN, W. B.; LOVELAND, T. R.; WOODCOCK, C. E. Opening the archive: how free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 2 – 10, 2012.

XIE, P.; ARKIN, P. A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 78, p. 2539 – 2558, 1997.

YAFFEE, R. A.; McGEE, M. **An Introduction to Time Series Analysis and Forecasting: With Applications of SAS and SPSS**. Academic Press, 2000. 528 pag.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D.8, p. 9097-9106, 1999.

ZHANG, M.; DONG, Q.; CUI, T.; XUE, C.; ZHANG, S. Suspended sediment monitoring and assessment for Yellow River estuary from Landsat TM and ETM + imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 146, p. 136-147, 2014.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**. v. 10, p. 1004-1020. 1997.

APÊNDICE A – Localização das estações e das cenas Landsat 5/TM utilizadas

Figura 167 - Rio Içá

O círculo azul indica a estação de Ipiranga Velho.

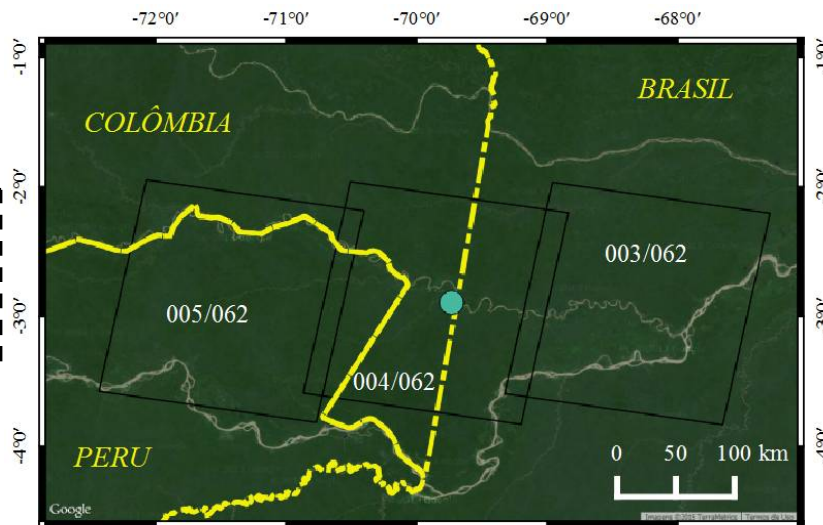


Figura 168 - Rio Japurá

O círculo azul indica a estação de Vila Bittencourt.

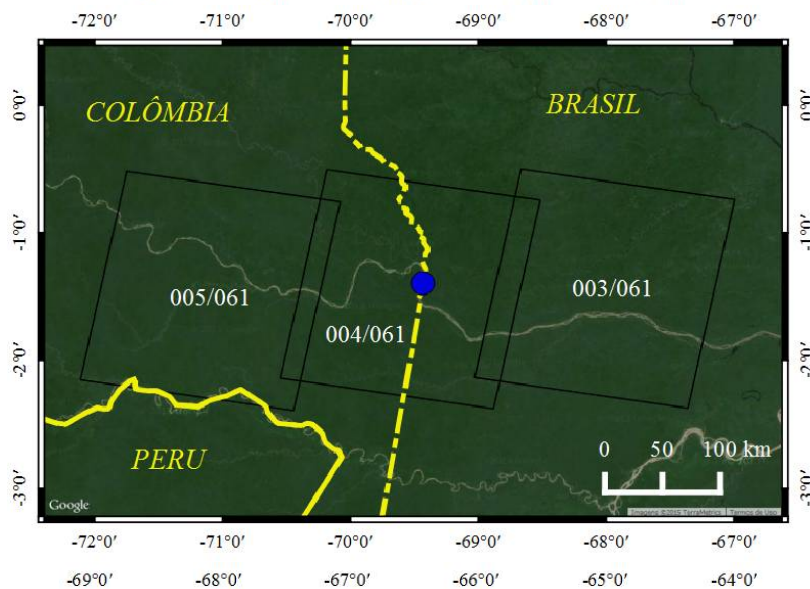


Figura 169 - Rio Juruá

O círculo azul indica a estação de Gavião.

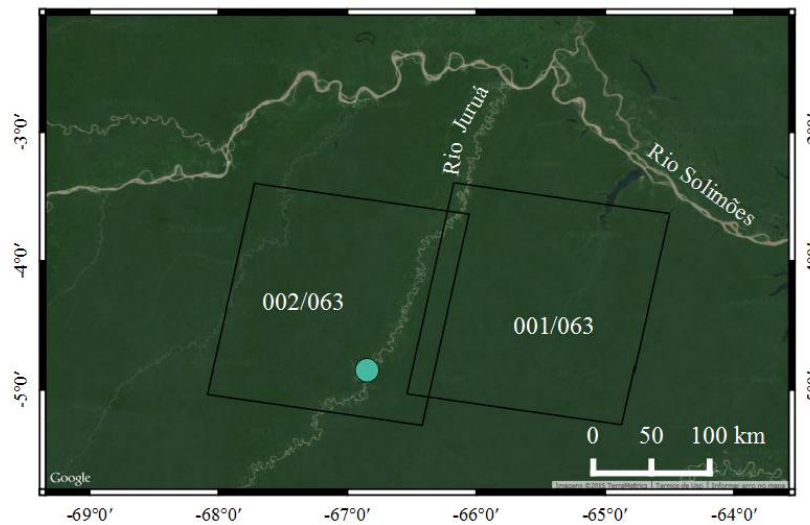


Figura 170 - Rio Purus

O círculo azul indica a estação de Lábrea.

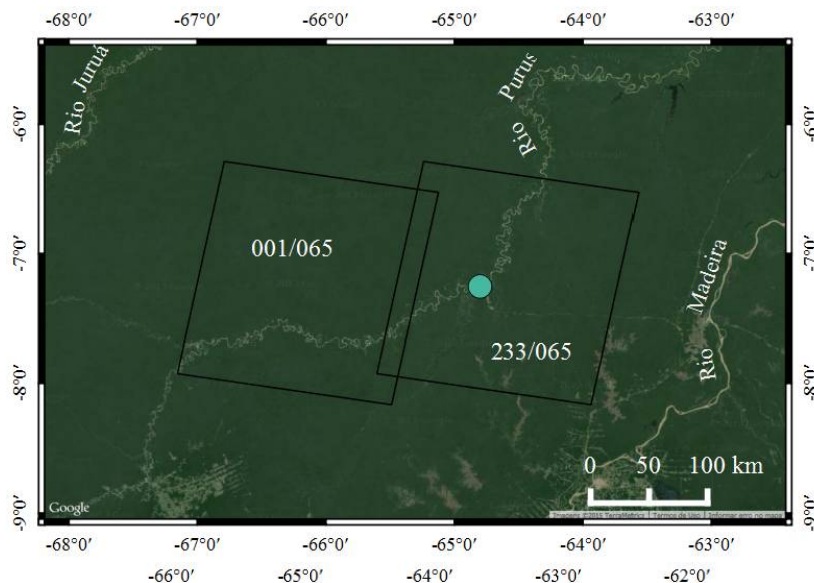


Figura 171 - Rio Madeira

O círculo azul indica a estação de Porto Velho.

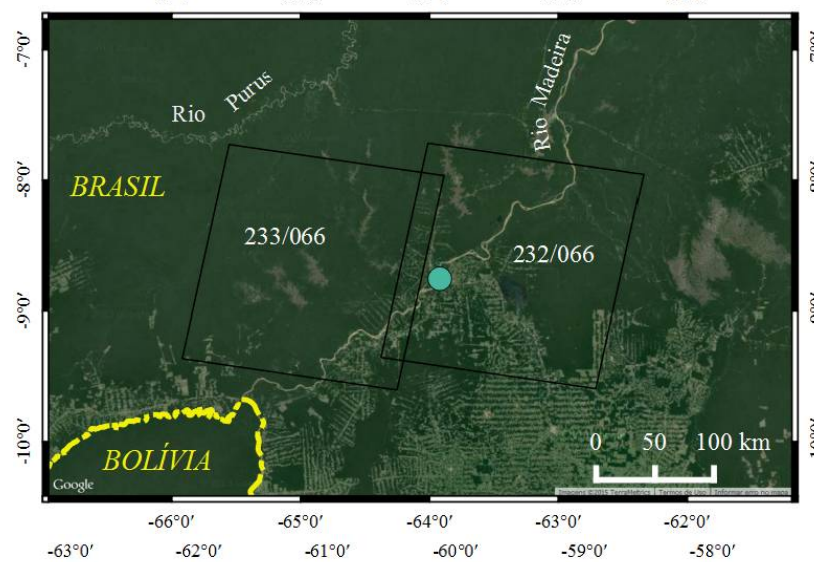


Figura 172 - Rio Madeira

O círculo azul indica a estação de Fazenda Vista Alegre

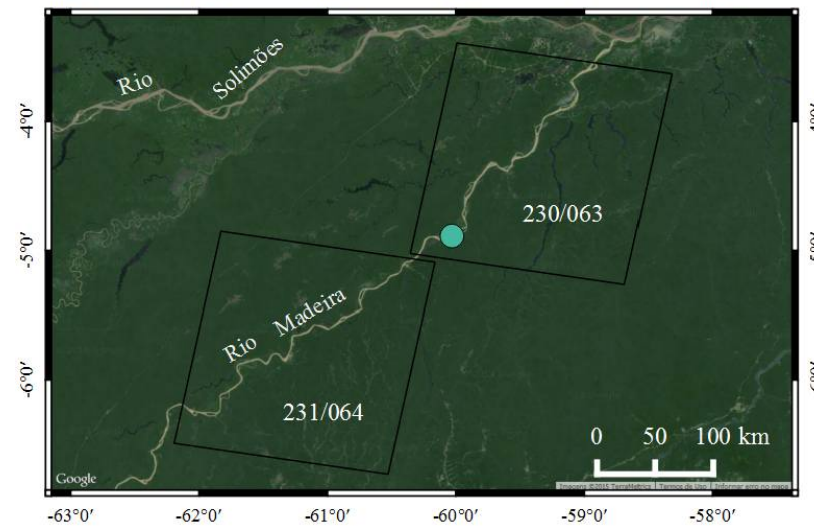


Figura 173 – Rio Solimões

O círculo azul indica a estação de Tabatinga.

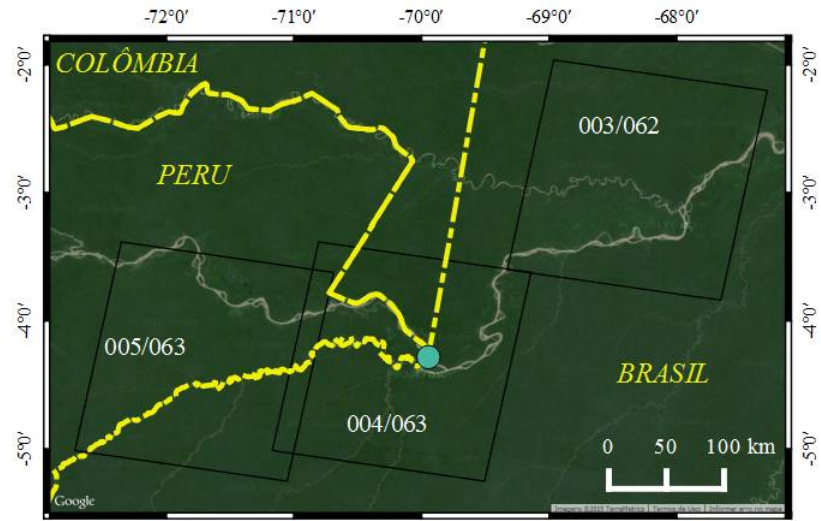


Figura 174 – Rio Solimões

O círculo azul indica a estação de Manacapuru.

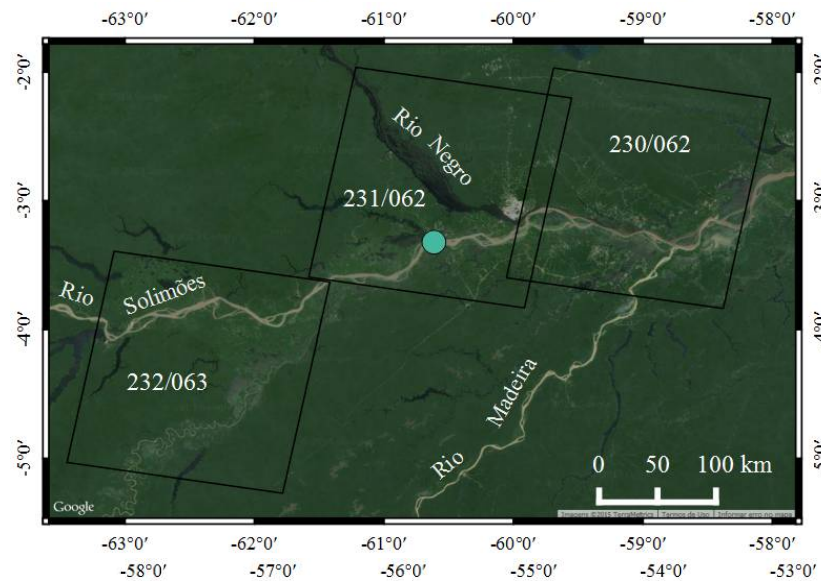
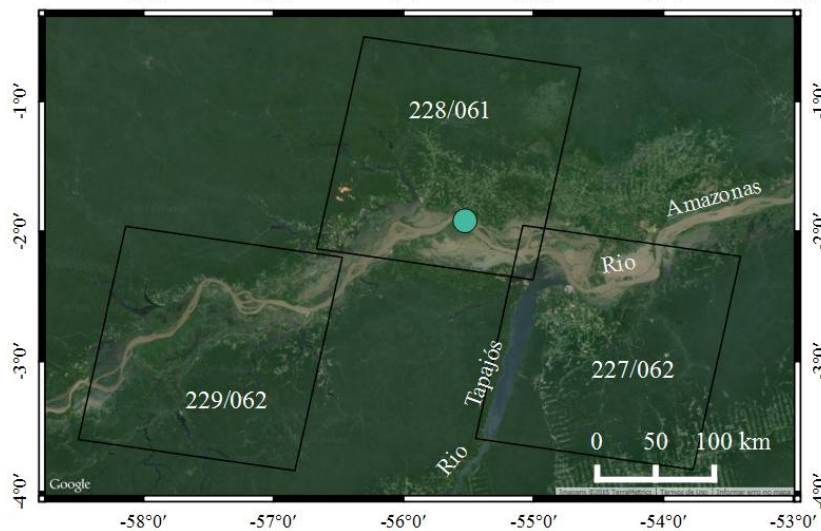


Figura 175 - Rio Amazonas

O círculo azul indica a estação de Óbidos.



APÊNDICE B – Dados de concentração de sedimentos suspensos (CSS) estimados a partir da aplicação de modelos empíricos em dados radiométricos Landsat 5/TM

Tabela 9 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Içá, estação de Ipiranga Velho, a partir de cenas Landsat 5, em três órbitas/ponto

003/062		004/062		005/062	
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
17/4/1984	69,79	26/5/1984	56,37	21/8/1984	72,41
20/6/1984	83,76	14/8/1984	83,10	24/10/1984	77,83
7/7/1984	61,35	15/9/1984	89,71	25/11/1984	87,80
7/8/1984	65,21	17/10/1984	138,61	23/7/1985	71,78
24/9/1984	86,58	5/1/1985	86,40	24/8/1985	98,24
10/10/1984	70,49	11/4/1985	83,82	21/4/1986	83,49
13/12/1984	67,95	30/6/1985	79,68	10/7/1986	61,14
30/1/1985	71,92	14/4/1986	78,82	26/7/1986	68,22
6/5/1985	61,16	16/5/1986	48,26	14/10/1986	73,44
9/7/1985	97,07	17/6/1986	77,11	1/12/1986	71,81
25/7/1985	83,33	19/7/1986	43,09	17/12/1986	64,48
26/8/1985	83,97	4/8/1986	50,12	2/1/1987	82,10
11/9/1985	103,25	21/9/1986	93,98	11/6/1987	54,21
30/11/1985	80,92	26/12/1986	88,85	29/7/1987	52,48
25/5/1986	46,92	3/5/1987	50,90	14/8/1987	80,41
26/6/1986	56,19	19/5/1987	61,67	30/8/1987	77,11
28/7/1986	55,11	4/6/1987	53,11	15/9/1987	157,49
16/10/1986	74,93	6/7/1987	105,08	13/6/1988	47,31
26/4/1987	47,40	23/8/1987	150,62	16/8/1988	127,91
12/5/1987	157,07	8/9/1987	132,36	3/8/1989	47,47
28/5/1987	46,34	24/9/1987	64,44	19/8/1989	40,70
29/6/1987	87,20	26/10/1987	85,80	22/10/1989	69,02
15/7/1987	57,01	11/11/1987	80,32	9/12/1989	75,60
16/8/1987	65,91	13/12/1987	59,59	11/2/1990	50,42
4/11/1987	83,36	22/4/1989	176,68	27/2/1990	88,39
6/12/1987	51,13	28/8/1989	67,95	16/4/1990	32,84
11/3/1988	64,64	13/9/1989	62,48	2/5/1990	46,06
12/4/1988	82,46	29/9/1989	100,71	19/6/1990	90,70
2/8/1988	111,46	3/1/1990	32,56	21/7/1990	39,90
18/8/1988	68,25	27/5/1990	54,78	6/8/1990	90,66
6/11/1988	68,58	28/6/1990	51,57	7/9/1990	177,77
5/8/1989	37,42	30/7/1990	49,28	12/12/1990	87,48
21/8/1989	53,57	15/8/1990	165,41	13/1/1991	50,68
6/9/1989	69,85	31/8/1990	58,53	14/2/1991	65,65
22/9/1989	65,73	12/4/1991	55,13	2/3/1991	58,72
27/12/1989	72,83	14/5/1991	39,92	18/3/1991	82,38
12/1/1990	55,53	30/5/1991	33,46	6/6/1991	37,60
17/3/1990	81,05	2/8/1991	152,17	9/8/1991	195,62
4/5/1990	55,61	3/9/1991	116,25	26/9/1991	232,57
5/6/1990	37,95	5/10/1991	135,42	12/10/1991	226,63
8/8/1990	56,82	21/10/1991	98,52	15/12/1991	127,39
9/9/1990	157,12	22/11/1991	137,45	1/2/1992	122,85
27/10/1990	84,11	8/12/1991	152,50	21/4/1992	132,74
4/3/1991	65,62	9/1/1992	130,58	7/5/1992	120,99

20/3/1991	71,45	25/1/1992	139,41	15/11/1992	165,50
5/4/1991	36,10	29/3/1992	153,46	1/12/1992	172,18
10/7/1991	107,95	30/4/1992	159,56	17/12/1992	96,28
11/8/1991	151,11	24/11/1992	105,11	19/2/1993	132,42
12/9/1991	79,87	10/12/1992	95,34	7/3/1993	75,76
14/10/1991	167,39	11/1/1993	100,11	23/3/1993	106,22
15/11/1991	133,88	3/5/1993	65,23	10/5/1993	89,62
3/2/1992	92,62	4/6/1993	66,13	13/7/1993	69,20
6/3/1992	158,32	6/7/1993	81,19	14/8/1993	101,01
22/3/1992	130,03	22/7/1993	89,11	30/8/1993	84,50
23/4/1992	121,23	7/8/1993	122,97	18/11/1993	90,92
1/11/1992	101,76	23/8/1993	94,67	4/12/1993	84,59
4/1/1993	86,32	8/9/1993	131,98	20/12/1993	55,04
5/2/1993	68,12	24/9/1993	80,93	5/1/1994	139,98
12/5/1993	46,19	26/10/1993	84,97	6/2/1994	76,49
29/6/1993	88,77	11/11/1993	69,43	22/2/1994	73,75
15/7/1993	79,99	27/11/1993	68,35	27/4/1994	83,10
1/9/1993	132,02	13/12/1993	53,28	29/5/1994	44,21
19/10/1993	100,23	22/5/1994	39,38	14/6/1994	47,48
20/11/1993	85,99	7/6/1994	42,10	30/6/1994	46,10
23/1/1994	67,39	10/8/1994	103,95	1/8/1994	73,09
24/2/1994	35,94	13/10/1994	101,40	18/9/1994	112,57
29/4/1994	31,69	14/11/1994	88,34	5/11/1994	145,70
18/7/1994	45,32	16/12/1994	66,24	16/5/1995	63,75
3/8/1994	71,65	23/4/1995	71,06	1/6/1995	124,98
10/1/1995	66,50	25/5/1995	71,43	17/6/1995	46,74
31/3/1995	48,99	10/6/1995	57,71	19/7/1995	92,65
2/5/1995	41,85	12/7/1995	51,02	4/8/1995	100,82
19/6/1995	38,20	28/7/1995	60,55	5/9/1995	67,53
5/7/1995	33,16	13/8/1995	62,99	7/10/1995	73,34
21/7/1995	48,92	29/8/1995	49,72	24/11/1995	69,14
7/9/1995	80,37	1/11/1995	81,93	28/2/1996	52,45
23/9/1995	62,83	17/11/1995	57,44	31/3/1996	60,44
25/10/1995	71,24	20/1/1996	46,34	18/5/1996	60,60
10/11/1995	80,98	5/2/1996	67,62	21/7/1996	70,62
26/11/1995	72,02	21/2/1996	85,10	6/8/1996	77,35
28/12/1995	76,19	8/3/1996	66,02	22/8/1996	128,41
29/1/1996	36,16	25/4/1996	76,54	7/9/1996	80,85
1/3/1996	63,79	11/5/1996	44,88	23/9/1996	71,28
2/4/1996	38,13	15/8/1996	56,32	25/10/1996	66,04
21/6/1996	36,16	31/8/1996	87,33	28/12/1996	85,21
23/7/1996	54,72	2/10/1996	73,73	14/2/1997	72,41
8/8/1996	113,18	18/10/1996	60,40	2/3/1997	64,03
24/8/1996	71,54	3/11/1996	76,92	6/6/1997	36,28
9/9/1996	95,46	19/11/1996	74,76	25/8/1997	153,97
25/9/1996	78,84	21/12/1996	100,13	28/10/1997	31,88
12/11/1996	91,47	6/1/1997	68,17	13/11/1997	80,91
14/12/1996	64,78	22/1/1997	66,90	27/7/1998	52,14
30/12/1996	101,33	1/7/1997	39,87	12/8/1998	69,60
15/1/1997	58,17	5/10/1997	82,22	13/9/1998	168,32
31/1/1997	52,68	21/10/1997	111,09	15/10/1998	21,89
4/3/1997	103,47	6/11/1997	82,62	31/10/1998	136,83

24/6/1997	43,08	18/6/1998	19,14	16/11/1998	87,07
10/7/1997	35,45	4/7/1998	58,94	2/12/1998	72,27
27/8/1997	132,95	20/7/1998	43,30	19/1/1999	79,92
14/10/1997	23,72	5/8/1998	54,15	8/3/1999	59,21
15/11/1997	94,66	9/11/1998	109,39	24/3/1999	43,92
11/6/1998	35,78	25/11/1998	109,84	14/6/2000	30,76
13/7/1998	46,50	11/12/1998	79,30	1/8/2000	32,97
29/7/1998	61,21	12/1/1999	86,82	17/8/2000	36,09
14/8/1998	49,42	1/3/1999	55,80	2/9/2000	85,80
17/10/1998	64,94	17/3/1999	24,20	18/9/2000	72,98
2/11/1998	87,34	21/6/1999	19,05	4/10/2000	59,92
18/11/1998	108,51	23/7/1999	44,68	5/11/2000	69,77
5/1/1999	66,13	11/10/1999	98,36	23/12/2000	119,48
21/1/1999	50,66	27/10/1999	72,78	25/2/2001	67,11
6/2/1999	73,94	12/11/1999	81,67	13/3/2001	81,91
26/3/1999	51,44	28/11/1999	93,41	16/5/2001	65,62
27/4/1999	34,88	19/3/2000	116,20	1/6/2001	52,22
30/6/1999	5,78	4/4/2000	59,88	17/6/2001	45,01
1/8/1999	63,95	6/5/2000	77,34	3/7/2001	99,99
17/8/1999	80,23	7/6/2000	96,64	19/7/2001	54,64
2/9/1999	65,84	10/8/2000	41,23	20/8/2001	125,73
23/12/1999	92,29	26/8/2000	77,53	7/10/2001	89,89
24/1/2000	58,33	11/9/2000	65,77	24/11/2001	74,88
16/6/2000	28,47	14/11/2000	55,25	10/12/2001	57,10
2/7/2000	34,89	16/12/2000	72,00	26/12/2001	77,91
3/8/2000	42,78	6/3/2001	65,05	11/1/2002	68,66
7/11/2000	63,54	23/4/2001	70,14	23/6/2003	30,89
23/11/2000	63,31	10/6/2001	42,52	9/7/2003	32,83
10/1/2001	53,82	12/7/2001	42,59	27/9/2003	99,71
15/3/2001	45,78	30/9/2001	85,26	17/1/2004	116,62
2/5/2001	44,72	1/11/2001	68,85	2/2/2004	80,55
21/7/2001	43,60	3/12/2001	66,87	6/4/2004	83,90
6/8/2001	84,48	19/12/2001	80,44	22/4/2004	102,24
7/9/2001	48,49	20/1/2002	85,42	9/6/2004	73,92
23/9/2001	79,38	5/2/2002	66,41	11/7/2004	29,60
9/10/2001	83,39	16/6/2003	30,66	27/7/2004	56,30
13/1/2002	78,39	2/7/2003	23,77	12/8/2004	106,06
11/7/2003	16,09	4/9/2003	61,41	28/8/2004	82,25
27/7/2003	47,54	20/9/2003	66,08	29/9/2004	59,85
13/9/2003	76,23	6/10/2003	139,45	15/10/2004	65,12
29/9/2003	64,02	7/11/2003	47,52	31/10/2004	56,96
19/1/2004	65,46	9/12/2003	76,33	16/11/2004	69,14
4/2/2004	60,02	26/1/2004	168,71	2/12/2004	130,37
7/3/2004	55,04	14/3/2004	78,26	18/12/2004	71,25
8/4/2004	59,98	30/3/2004	157,24	3/1/2005	62,15
10/5/2004	47,42	2/6/2004	52,82	19/1/2005	147,98
26/5/2004	77,96	4/7/2004	36,91	8/3/2005	40,24
11/6/2004	65,89	5/8/2004	55,36	25/4/2005	38,30
29/7/2004	72,27	21/8/2004	54,61	27/5/2005	60,82
14/8/2004	46,33	6/9/2004	96,53	12/6/2005	35,49
15/9/2004	85,00	22/9/2004	78,43	28/6/2005	44,56
1/10/2004	135,67	11/12/2004	78,96	14/7/2005	61,14

17/10/2004	74,54	12/1/2005	47,35	30/7/2005	95,29
2/11/2004	56,55	28/1/2005	79,26	31/8/2005	70,63
18/11/2004	92,25	1/3/2005	80,40	16/9/2005	153,06
4/12/2004	70,48	17/3/2005	61,28	2/10/2005	95,59
20/12/2004	89,51	2/4/2005	56,00	3/11/2005	156,98
5/1/2005	18,22	4/5/2005	40,72	19/11/2005	71,39
21/1/2005	75,87	20/5/2005	37,78	23/2/2006	72,00
22/2/2005	69,92	5/6/2005	38,53	11/3/2006	240,00
11/4/2005	100,75	21/6/2005	53,44	28/4/2006	35,29
27/4/2005	24,83	23/7/2005	102,81	14/5/2006	36,91
13/5/2005	11,75	8/8/2005	189,81	30/5/2006	35,48
29/5/2005	40,87	24/8/2005	86,72	15/6/2006	93,47
14/6/2005	44,83	25/9/2005	76,07	17/7/2006	92,18
30/6/2005	46,90	12/11/2005	97,70	2/8/2006	72,59
16/7/2005	62,61	31/1/2006	68,38	18/8/2006	125,79
17/8/2005	67,76	16/2/2006	76,80	3/9/2006	106,64
4/10/2005	120,84	4/3/2006	50,10	5/10/2006	80,02
5/11/2005	129,77	21/4/2006	42,44	21/10/2006	82,88
21/11/2005	66,85	24/6/2006	44,11	6/11/2006	79,30
13/3/2006	54,03	26/7/2006	118,30	22/11/2006	84,54
16/5/2006	51,52	11/8/2006	77,77	8/12/2006	65,08
3/7/2006	75,81	27/8/2006	73,13	24/12/2006	48,29
4/8/2006	111,43	12/9/2006	60,92	1/5/2007	93,02
20/8/2006	91,92	28/9/2006	73,81	18/6/2007	88,25
5/9/2006	43,59	15/11/2006	55,47	20/7/2007	45,90
21/9/2006	77,33	1/12/2006	93,38	6/9/2007	91,42
23/10/2006	82,28	2/1/2007	61,92	22/9/2007	70,67
24/11/2006	58,93	3/2/2007	70,85	28/1/2008	78,47
10/12/2006	83,05	19/2/2007	106,68	29/2/2008	98,10
28/2/2007	55,71	24/4/2007	58,40	1/4/2008	103,30
17/4/2007	55,95	26/5/2007	74,63	4/6/2008	42,18
20/6/2007	55,63	13/7/2007	42,07	20/6/2008	42,63
22/7/2007	50,53	29/7/2007	54,09	6/7/2008	59,50
7/8/2007	56,73	14/8/2007	117,63	22/7/2008	42,83
8/9/2007	90,60	15/9/2007	105,73	7/8/2008	54,61
24/9/2007	81,66	22/2/2008	47,42	23/8/2008	98,39
2/3/2008	59,44	25/3/2008	53,12	24/9/2008	61,08
19/4/2008	35,13	26/4/2008	35,76	10/10/2008	76,27
5/5/2008	52,09	13/6/2008	53,17	11/11/2008	77,47
21/5/2008	47,05	15/7/2008	80,65	4/4/2009	51,90
22/6/2008	47,03	31/7/2008	50,34	22/5/2009	59,41
8/7/2008	55,98	16/8/2008	80,61	23/6/2009	42,73
24/7/2008	63,62	17/9/2008	75,42	10/8/2009	89,51
9/8/2008	87,31	3/10/2008	70,16	13/10/2009	74,39
25/8/2008	91,93	20/11/2008	77,67	29/10/2009	86,26
10/9/2008	83,67	22/12/2008	77,48	14/11/2009	89,34
26/9/2008	103,83	23/1/2009	86,93	23/4/2010	46,71
12/10/2008	63,41	8/2/2009	51,38	26/6/2010	91,25
28/10/2008	82,67	13/4/2009	64,42	28/7/2010	85,34
13/11/2008	59,31	29/4/2009	76,86	14/9/2010	90,66
29/11/2008	80,08	31/5/2009	52,37	19/12/2010	53,70
15/12/2008	47,38	18/7/2009	57,07	4/1/2011	84,40

16/1/2009	82,29	3/8/2009	56,28	13/6/2011	55,80
17/2/2009	66,14	19/8/2009	65,47	29/6/2011	56,05
21/3/2009	42,84	4/9/2009	84,97	15/7/2011	50,26
22/4/2009	33,02	20/9/2009	95,13	31/7/2011	50,95
24/5/2009	43,31	6/10/2009	91,74	1/9/2011	92,04
9/6/2009	35,75	22/10/2009	77,44	17/9/2011	79,92
25/6/2009	53,14	7/11/2009	94,53	4/11/2011	71,85
11/7/2009	27,36	9/12/2009	67,91		
12/8/2009	72,39	11/2/2010	58,70		
28/8/2009	70,59	16/4/2010	59,41		
13/9/2009	91,80	18/5/2010	44,32		
29/9/2009	80,75	21/7/2010	36,08		
15/10/2009	74,66	22/8/2010	113,49		
31/10/2009	75,89	23/9/2010	47,31		
2/12/2009	78,11	9/10/2010	23,96		
19/1/2010	63,53	25/10/2010	103,03		
4/2/2010	73,01	13/1/2011	65,65		
20/2/2010	34,94	18/3/2011	69,81		
24/3/2010	65,77	3/4/2011	71,34		
25/4/2010	76,42	5/5/2011	69,38		
12/6/2010	44,02	21/5/2011	40,23		
30/7/2010	57,55	6/6/2011	53,72		
18/10/2010	25,67	22/6/2011	44,22		
19/11/2010	84,25	8/7/2011	53,72		
5/12/2010	98,20	24/7/2011	54,90		
12/4/2011	67,02	9/8/2011	52,17		
28/4/2011	71,29	25/8/2011	111,67		
15/6/2011	38,37	10/9/2011	80,90		
17/7/2011	39,13	12/10/2011	72,91		
18/8/2011	66,42	28/10/2011	72,15		
3/9/2011	91,58	13/11/2011	70,82		
5/10/2011	84,86				
6/11/2011	51,28				

Tabela 10 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Japurá, estação de Vila Bittencourt, a partir de cenas Landsat 5, em três órbitas/ponto

003/061		004/061		005/061	
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
17/4/1984	73,20	26/5/1984	65,38	15/4/1984	78,49
3/5/1984	61,67	14/8/1984	75,66	17/5/1984	59,59
6/7/1984	57,61	30/8/1984	75,83	4/7/1984	73,64
24/9/1984	75,08	17/10/1984	63,85	5/8/1984	76,44
13/12/1984	52,80	11/4/1985	65,65	21/8/1984	78,58
30/1/1985	44,38	30/6/1985	59,19	22/9/1984	94,42
22/5/1985	67,47	17/8/1985	70,98	8/10/1984	133,53
26/8/1985	55,34	20/10/1985	59,71	24/10/1984	83,87
11/9/1985	85,66	21/11/1985	64,06	25/11/1984	87,99
10/6/1986	56,67	14/4/1986	80,12	28/1/1985	98,63
26/6/1986	61,15	16/5/1986	51,04	24/8/1985	88,62
12/7/1986	43,79	19/7/1986	47,50	9/9/1985	69,73
13/8/1986	46,74	26/12/1986	64,88	26/7/1986	79,89

14/9/1986	69,16	3/5/1987	43,32	14/10/1986	85,73
16/10/1986	57,67	19/5/1987	58,95	1/12/1986	94,67
26/4/1987	68,83	4/6/1987	52,77	17/12/1986	64,16
28/5/1987	41,70	20/6/1987	51,59	2/1/1987	59,87
13/6/1987	49,95	23/8/1987	106,96	11/6/1987	46,54
4/11/1987	86,13	8/9/1987	73,52	14/8/1987	91,74
6/12/1987	68,43	26/10/1987	71,04	15/9/1987	102,04
11/3/1988	70,78	13/11/1988	65,41	1/10/1987	55,11
2/8/1988	50,28	22/4/1989	61,62	13/6/1988	64,08
18/8/1988	100,74	12/8/1989	46,14	16/8/1988	85,99
20/7/1989	45,61	13/9/1989	63,13	2/7/1989	40,42
5/8/1989	48,96	2/12/1989	70,77	3/8/1989	53,75
21/8/1989	49,51	18/12/1989	40,57	22/10/1989	73,27
6/9/1989	74,66	3/1/1990	43,16	11/2/1990	56,12
22/9/1989	65,88	9/4/1990	59,86	27/2/1990	46,48
27/12/1989	29,82	27/5/1990	45,39	16/4/1990	42,39
13/2/1990	81,10	12/6/1990	55,35	2/5/1990	32,91
4/5/1990	51,67	28/6/1990	47,72	18/5/1990	88,56
5/6/1990	59,88	14/7/1990	36,97	21/7/1990	48,08
7/7/1990	37,50	30/7/1990	53,24	6/8/1990	67,91
8/8/1990	89,46	31/8/1990	56,82	7/9/1990	62,19
9/9/1990	64,35	12/4/1991	66,81	10/11/1990	65,45
27/10/1990	76,37	14/5/1991	31,44	13/1/1991	56,12
14/12/1990	57,16	2/8/1991	94,47	14/2/1991	68,13
11/8/1991	102,80	18/8/1991	91,17	2/3/1991	65,02
12/9/1991	178,40	3/9/1991	117,80	18/3/1991	85,46
14/10/1991	175,32	5/10/1991	155,57	6/6/1991	57,94
15/11/1991	64,41	21/10/1991	120,64	8/7/1991	124,55
1/12/1991	87,21	22/11/1991	206,52	26/9/1991	206,13
6/3/1992	106,71	8/12/1991	153,23	12/10/1991	157,59
22/3/1992	118,97	10/2/1992	61,90	28/10/1991	229,49
9/5/1992	110,13	29/3/1992	135,98	16/1/1992	102,26
20/1/1993	73,31	30/4/1992	104,75	1/2/1992	46,93
5/2/1993	67,63	24/11/1992	88,13	21/4/1992	154,44
10/4/1993	71,69	11/1/1993	70,25	23/5/1992	88,74
12/5/1993	57,09	1/4/1993	98,95	15/11/1992	84,92
29/6/1993	73,76	3/5/1993	67,18	1/12/1992	84,98
1/9/1993	86,64	6/7/1993	56,16	17/12/1992	88,82
3/10/1993	71,14	22/7/1993	132,12	18/1/1993	70,79
19/10/1993	76,10	7/8/1993	76,86	7/3/1993	76,08
20/11/1993	57,26	23/8/1993	69,39	23/3/1993	92,36
23/1/1994	63,12	11/11/1993	76,70	13/7/1993	55,62
24/2/1994	22,52	27/11/1993	73,19	14/8/1993	98,05
29/4/1994	67,17	22/5/1994	33,84	30/8/1993	86,20
31/5/1994	58,01	7/6/1994	48,32	15/9/1993	111,21
3/8/1994	78,39	25/7/1994	91,40	4/12/1993	89,43
22/10/1994	67,51	10/8/1994	64,56	10/12/1993	59,55
10/1/1995	44,76	14/11/1994	74,71	6/2/1994	79,27
31/3/1995	53,13	16/12/1994	74,74	22/2/1994	85,16
2/5/1995	110,48	17/1/1995	46,69	29/5/1994	42,21
3/6/1995	56,12	7/4/1995	47,21	14/6/1994	102,17
19/6/1995	48,56	25/5/1995	49,32	30/6/1994	44,14
5/7/1995	45,90	10/6/1995	43,05	1/8/1994	61,80

22/8/1995	54,20	26/6/1995	74,45	5/11/1994	99,49
7/9/1995	52,17	12/7/1995	48,60	23/12/1994	54,23
25/10/1995	51,91	28/7/1995	57,42	16/5/1995	56,93
28/12/1995	55,56	29/8/1995	50,67	17/6/1995	54,21
29/1/1996	29,35	14/9/1995	56,54	3/7/1995	61,92
2/4/1996	50,59	17/11/1995	57,95	19/7/1995	55,85
20/5/1996	80,42	20/1/1996	28,06	4/8/1995	80,14
23/7/1996	50,84	21/2/1996	44,72	5/9/1995	65,33
8/8/1996	54,66	11/5/1996	58,90	7/10/1995	73,17
24/8/1996	76,62	27/5/1996	97,58	8/11/1995	81,37
25/9/1996	79,79	28/6/1996	54,42	24/11/1995	48,89
14/12/1996	52,67	15/8/1996	50,18	28/2/1996	48,01
30/12/1996	54,59	31/8/1996	55,42	31/3/1996	58,10
15/1/1997	54,47	2/10/1996	56,37	18/5/1996	61,44
24/6/1997	42,09	18/10/1996	61,88	5/7/1996	62,72
10/7/1997	59,17	3/11/1996	94,76	22/8/1996	102,65
30/10/1997	47,07	19/11/1996	49,19	7/9/1996	90,44
15/11/1997	51,02	21/12/1996	93,23	23/9/1996	68,87
11/6/1998	41,61	22/1/1997	69,88	9/10/1996	81,28
13/7/1998	43,43	5/10/1997	75,24	25/10/1996	87,71
14/8/1998	70,49	18/6/1998	29,35	28/12/1996	73,34
18/11/1998	45,45	20/7/1998	38,25	14/2/1997	70,63
5/1/1999	55,69	5/8/1998	51,55	2/3/1997	54,56
21/1/1999	63,45	24/10/1998	28,90	6/6/1997	53,88
26/3/1999	35,14	9/11/1998	66,51	25/8/1997	91,95
27/4/1999	59,09	25/11/1998	57,64	28/10/1997	43,00
1/8/1999	68,01	1/3/1999	70,32	13/11/1997	144,22
17/8/1999	52,73	17/3/1999	38,99	25/6/1998	46,48
23/12/1999	50,44	21/6/1999	42,50	27/7/1998	52,56
9/2/2000	47,90	23/7/1999	40,55	13/9/1998	83,00
12/3/2000	26,50	11/10/1999	77,73	15/10/1998	56,66
28/3/2000	33,82	12/11/1999	55,27	31/10/1998	104,29
15/5/2000	43,23	3/3/2000	66,93	16/11/1998	63,66
16/6/2000	38,61	4/4/2000	74,82	2/12/1998	85,19
2/7/2000	40,10	6/5/2000	54,27	3/1/1999	71,66
19/8/2000	71,65	7/6/2000	49,41	19/1/1999	28,97
7/11/2000	63,45	10/8/2000	67,50	4/2/1999	77,71
23/11/2000	24,52	26/8/2000	60,21	8/3/1999	65,71
11/2/2001	40,53	11/9/2000	64,62	24/3/1999	68,61
3/6/2001	61,18	13/10/2000	75,24	27/5/1999	48,09
5/7/2001	89,29	29/10/2000	74,13	28/6/1999	36,46
21/7/2001	41,84	14/11/2000	72,78	31/8/1999	76,34
6/8/2001	65,89	16/12/2000	60,22	6/1/2000	91,27
7/9/2001	70,74	17/1/2001	58,12	13/5/2000	50,22
23/9/2001	84,06	6/3/2001	62,65	29/5/2000	91,22
9/10/2001	81,46	7/4/2001	73,15	14/6/2000	41,91
28/12/2001	58,08	23/4/2001	147,74	16/7/2000	55,26
13/1/2002	57,35	25/5/2001	75,95	1/8/2000	59,00
11/7/2003	60,99	12/7/2001	35,93	17/8/2000	48,34
13/9/2003	96,91	28/7/2001	34,09	2/9/2000	72,22
29/9/2003	52,47	30/9/2001	80,92	18/9/2000	68,90
2/12/2003	70,14	1/11/2001	59,33	4/10/2000	59,23
3/1/2004	51,42	20/1/2002	62,99	5/11/2000	105,62

19/1/2004	58,17	5/2/2002	63,23	21/11/2000	62,50
4/2/2004	14,91	16/6/2003	37,65	23/12/2000	79,11
8/4/2004	71,87	4/9/2003	63,15	8/1/2001	58,45
26/5/2004	51,90	20/9/2003	53,69	24/1/2001	87,42
11/6/2004	41,07	6/10/2003	92,84	9/2/2001	60,48
13/7/2004	31,60	7/11/2003	40,56	13/3/2001	61,02
14/8/2004	48,68	9/12/2003	92,62	16/5/2001	69,61
30/8/2004	53,08	26/1/2004	63,97	1/6/2001	64,74
15/9/2004	69,89	11/2/2004	37,18	17/6/2001	45,47
1/10/2004	52,98	14/3/2004	63,60	3/7/2001	53,22
17/10/2004	74,02	30/3/2004	63,02	19/7/2001	32,38
2/11/2004	62,71	2/6/2004	53,53	4/8/2001	75,17
18/11/2004	70,79	4/7/2004	31,90	21/9/2001	80,08
4/12/2004	65,13	5/8/2004	44,42	7/10/2001	93,21
20/12/2004	53,32	21/8/2004	70,02	24/11/2001	63,52
21/1/2005	43,34	6/9/2004	88,09	10/12/2001	64,44
10/3/2005	45,32	22/9/2004	76,55	26/12/2001	65,35
11/4/2005	50,64	11/12/2004	86,83	11/1/2002	77,65
29/5/2005	40,01	12/1/2005	23,25	23/6/2003	44,97
4/10/2005	69,17	1/3/2005	69,72	9/7/2003	110,73
5/11/2005	84,36	17/3/2005	58,09	17/1/2004	55,21
21/11/2005	28,03	2/4/2005	55,35	2/2/2004	37,36
9/2/2006	68,08	20/5/2005	36,02	18/2/2004	26,06
13/3/2006	52,29	21/6/2005	57,48	6/4/2004	106,13
1/6/2006	36,64	23/7/2005	75,03	22/4/2004	150,31
4/8/2006	54,55	8/8/2005	96,63	24/5/2004	68,64
21/9/2006	58,31	24/8/2005	50,19	9/6/2004	55,78
7/10/2006	62,82	25/9/2005	80,16	25/6/2004	46,85
23/10/2006	21,03	12/11/2005	67,11	11/7/2004	58,03
24/11/2006	50,18	31/1/2006	69,17	27/7/2004	48,05
10/12/2006	61,47	4/3/2006	15,28	12/8/2004	81,41
27/1/2007	31,73	21/4/2006	49,02	28/8/2004	57,39
12/2/2007	32,69	24/6/2006	36,23	29/9/2004	53,96
28/2/2007	18,69	26/7/2006	43,97	15/10/2004	111,41
16/3/2007	48,59	27/8/2006	71,90	31/10/2004	54,00
17/4/2007	44,30	28/9/2006	70,01	16/11/2004	83,44
20/6/2007	44,63	2/1/2007	68,26	2/12/2004	87,07
6/7/2007	52,24	3/2/2007	52,59	18/12/2004	73,57
22/7/2007	51,98	19/2/2007	67,21	3/1/2005	75,64
7/8/2007	53,35	7/3/2007	34,36	19/1/2005	68,86
8/9/2007	78,17	13/7/2007	34,89	8/3/2005	52,95
24/9/2007	81,22	29/7/2007	47,51	25/4/2005	78,23
15/2/2008	61,06	14/8/2007	97,31	11/5/2005	56,98
2/3/2008	59,20	15/9/2007	96,11	12/6/2005	42,87
19/4/2008	34,55	6/2/2008	66,05	28/6/2005	40,34
5/5/2008	75,13	22/2/2008	67,12	14/7/2005	51,53
22/6/2008	51,78	25/3/2008	60,15	30/7/2005	141,88
8/7/2008	47,07	12/5/2008	70,00	31/8/2005	58,76
24/7/2008	50,27	13/6/2008	46,98	16/9/2005	94,62
9/8/2008	52,11	15/7/2008	77,17	2/10/2005	68,77
10/9/2008	47,77	31/7/2008	42,72	3/11/2005	85,69
26/9/2008	63,83	16/8/2008	59,31	19/11/2005	94,55
12/10/2008	64,36	22/12/2008	52,39	23/2/2006	63,52

13/11/2008	59,26	23/1/2009	110,50	12/4/2006	61,30
29/11/2008	77,58	13/4/2009	89,81	28/4/2006	46,69
15/12/2008	50,46	29/4/2009	98,75	30/5/2006	47,57
17/2/2009	69,34	31/5/2009	51,65	17/7/2006	70,66
5/3/2009	63,25	16/6/2009	45,19	2/8/2006	60,55
21/3/2009	81,20	18/7/2009	46,95	18/8/2006	87,98
22/4/2009	56,86	3/8/2009	47,25	3/9/2006	84,99
25/6/2009	41,71	19/8/2009	61,75	19/9/2006	68,90
11/7/2009	48,39	4/9/2009	83,56	5/10/2006	86,55
12/8/2009	87,09	20/9/2009	90,94	21/10/2006	102,35
28/8/2009	57,41	6/10/2009	74,47	6/11/2006	66,25
13/9/2009	69,39	22/10/2009	70,53	22/11/2006	94,23
29/9/2009	73,28	7/11/2009	41,39	8/12/2006	74,86
15/10/2009	71,35	23/11/2009	53,67	24/12/2006	54,04
31/10/2009	67,47	26/1/2010	68,66	9/1/2007	86,32
2/12/2009	66,94	11/2/2010	40,41	10/2/2007	69,21
19/1/2010	48,75	18/5/2010	31,15	26/2/2007	9,17
20/2/2010	9,14	21/7/2010	34,16	1/5/2007	74,32
24/3/2010	55,81	22/8/2010	80,67	17/5/2007	53,90
25/4/2010	78,14	25/10/2010	52,36	18/6/2007	64,32
12/6/2010	70,25	12/12/2010	41,53	4/7/2007	35,65
28/6/2010	50,84	13/1/2011	61,08	20/7/2007	43,22
30/7/2010	58,50	3/4/2011	57,41	5/8/2007	66,76
3/11/2010	42,93	19/4/2011	49,70	6/9/2007	100,67
19/11/2010	39,97	6/6/2011	74,20	22/9/2007	73,16
12/4/2011	37,19	22/6/2011	65,03	28/1/2008	85,15
28/4/2011	55,31	9/8/2011	79,76	1/4/2008	96,55
1/7/2011	44,72	25/8/2011	77,19	20/6/2008	47,07
18/8/2011	57,08	10/9/2011	74,44	6/7/2008	70,03
3/9/2011	50,93	28/10/2011	11,15	22/7/2008	49,36
5/10/2011	60,14	13/11/2011	66,50	23/8/2008	113,29
6/11/2011	63,66			10/10/2008	75,95
				11/11/2008	68,65
				3/3/2009	73,84
				4/4/2009	61,20
				22/5/2009	46,03
				25/7/2009	219,51
				10/8/2009	84,30
				11/9/2009	85,05
				27/9/2009	66,43
				13/10/2009	65,83
				29/10/2009	66,02
				14/11/2009	79,27
				30/11/2009	6,96
				23/4/2010	45,19
				13/8/2010	72,70
				14/9/2010	76,74
				19/12/2010	30,26
				4/1/2011	68,81
				20/1/2011	29,86
				5/2/2011	45,97
				13/6/2011	51,80
				29/6/2011	47,31

		15/7/2011	46,46
		31/7/2011	47,65
		16/8/2011	86,50
		1/9/2011	83,50
		3/10/2011	85,30
		19/10/2011	100,09
		4/11/2011	64,27

Tabela 11 - Estimativas da concentração de sedimentos em superfície para o rio Juruá, estação de Gavião, a partir de cenas Landsat 5, em duas órbitas/ponto

001/063				002/063			
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
5/5/1984	69,44	20/7/2000	315,60	28/5/1984	85,10	22/5/1999	112,39
22/6/1984	172,38	5/8/2000	189,07	31/7/1984	182,65	7/6/1999	110,44
9/8/1984	190,79	21/8/2000	171,07	16/8/1984	157,11	23/6/1999	203,90
12/10/1984	199,85	6/9/2000	157,71	1/9/1984	154,28	9/7/1999	371,89
15/12/1984	243,96	22/9/2000	151,61	20/11/1984	336,50	25/7/1999	354,79
1/2/1985	160,30	8/10/2000	190,25	6/12/1984	524,79	10/8/1999	260,21
13/9/1985	138,39	24/10/2000	205,72	22/12/1984	376,73	27/9/1999	109,53
25/4/1986	60,12	25/11/2000	315,81	24/2/1985	221,02	30/11/1999	286,88
12/6/1986	78,00	17/3/2001	107,26	2/7/1985	404,27	1/1/2000	390,22
28/6/1986	127,47	5/6/2001	138,56	18/7/1985	293,80	17/1/2000	522,08
30/7/1986	123,63	8/8/2001	152,49	4/9/1985	159,59	6/4/2000	88,85
18/10/1986	193,47	9/9/2001	102,38	20/9/1985	141,52	24/5/2000	178,76
14/5/1987	136,60	25/9/2001	105,04	6/10/1985	148,18	9/6/2000	247,19
1/7/1987	236,33	11/10/2001	58,67	22/10/1985	267,46	11/7/2000	282,65
2/8/1987	161,80	12/11/2001	339,59	7/11/1985	317,23	27/7/2000	277,60
21/10/1987	150,03	30/12/2001	316,65	10/1/1986	519,96	28/8/2000	139,09
5/9/1988	176,56	16/2/2002	115,48	15/3/1986	238,75	13/9/2000	126,90
10/12/1988	523,88	13/7/2003	225,22	18/5/1986	76,59	29/9/2000	139,66
3/5/1989	58,75	14/8/2003	266,83	19/6/1986	201,58	15/10/2000	178,67
7/8/1989	256,31	30/8/2003	167,48	22/8/1986	79,03	16/11/2000	402,35
23/8/1989	132,15	15/9/2003	205,89	7/9/1986	137,44	2/12/2000	449,43
8/9/1989	153,54	1/10/2003	95,91	5/5/1987	253,96	3/1/2001	344,12
24/9/1989	123,25	20/12/2003	345,18	21/5/1987	208,61	8/3/2001	168,43
29/12/1989	193,13	22/2/2004	144,90	6/6/1987	244,41	24/3/2001	312,32
4/4/1990	69,10	9/3/2004	103,07	22/6/1987	398,47	11/5/2001	172,99
6/5/1990	80,52	25/3/2004	195,85	8/7/1987	258,84	27/5/2001	185,64
7/6/1990	168,25	26/4/2004	170,55	24/7/1987	118,55	12/6/2001	370,95
25/7/1990	131,75	29/6/2004	276,29	9/8/1987	63,27	28/6/2001	230,86
10/8/1990	113,24	15/7/2004	179,15	25/8/1987	135,16	30/7/2001	109,26
26/8/1990	120,73	31/7/2004	255,01	26/9/1987	57,56	15/8/2001	117,65
11/9/1990	93,56	1/9/2004	106,14	12/10/1987	75,47	31/8/2001	119,34
27/9/1990	89,93	17/9/2004	147,30	29/11/1987	288,48	2/10/2001	71,05
13/10/1990	86,08	19/10/2004	169,12	31/12/1987	275,24	3/11/2001	157,99
2/2/1991	124,49	4/11/2004	385,37	1/2/1988	120,25	19/11/2001	277,49
18/2/1991	110,06	20/11/2004	400,14	28/9/1988	132,77	5/12/2001	192,62
22/3/1991	102,14	6/12/2004	427,33	14/10/1988	87,34	18/6/2003	169,83
23/4/1991	51,17	7/1/2005	337,61	17/12/1988	316,98	4/7/2003	246,11
25/5/1991	56,48	13/4/2005	49,87	7/3/1989	116,82	20/7/2003	263,38
12/7/1991	206,43	29/4/2005	51,95	23/3/1989	101,07	5/8/2003	198,67

28/7/1991	317,02	3/8/2005	154,06	10/5/1989	60,76	21/8/2003	194,66
29/8/1991	154,47	4/9/2005	63,69	13/7/1989	245,10	6/9/2003	148,43
14/9/1991	217,74	6/10/2005	52,55	14/8/1989	209,65	8/10/2003	90,44
30/9/1991	210,61	26/1/2006	203,87	17/10/1989	161,78	24/10/2003	194,46
1/11/1991	196,15	5/7/2006	133,80	26/3/1990	112,22	25/11/2003	303,43
9/4/1992	214,30	6/8/2006	61,67	11/4/1990	91,65	11/12/2003	209,91
25/4/1992	127,63	7/9/2006	87,43	27/4/1990	99,49	27/12/2003	262,56
11/5/1992	108,20	25/10/2006	74,41	13/5/1990	130,00	12/1/2004	280,28
14/7/1992	307,34	12/12/2006	258,91	30/6/1990	251,39	13/2/2004	188,64
18/10/1992	240,13	28/12/2006	569,91	1/8/1990	69,24	29/2/2004	230,34
7/2/1993	164,20	29/1/2007	208,83	17/8/1990	83,28	1/4/2004	377,07
12/4/1993	64,42	22/6/2007	353,22	18/9/1990	81,75	3/5/2004	195,68
1/7/1993	186,93	24/7/2007	138,46	5/11/1990	198,63	19/5/2004	245,22
2/8/1993	154,16	10/9/2007	129,16	21/11/1990	358,87	4/6/2004	280,43
19/9/1993	161,99	26/9/2007	123,34	7/12/1990	527,74	22/7/2004	216,05
5/10/1993	101,10	1/2/2008	184,24	23/12/1990	451,04	7/8/2004	194,73
6/11/1993	196,49	20/3/2008	118,27	8/1/1991	258,51	23/8/2004	141,91
8/12/1993	465,25	5/4/2008	66,24	24/1/1991	159,58	8/9/2004	116,71
24/12/1993	275,95	23/5/2008	72,76	9/2/1991	131,04	24/9/2004	178,66
17/5/1994	84,89	8/6/2008	124,88	25/2/1991	220,29	10/10/2004	209,47
5/8/1994	338,36	10/7/2008	217,41	14/4/1991	74,53	26/10/2004	319,45
22/9/1994	135,77	12/9/2008	101,88	16/5/1991	79,18	11/11/2004	213,17
8/10/1994	109,63	28/9/2008	93,63	1/6/1991	142,23	27/11/2004	381,14
25/11/1994	182,44	30/10/2008	123,58	17/6/1991	218,49	29/12/2004	238,64
4/5/1995	52,24	15/11/2008	176,12	3/7/1991	512,48	14/1/2005	231,71
24/8/1995	148,05	17/12/2008	254,46	20/8/1991	158,18	20/4/2005	92,90
9/9/1995	94,28	18/1/2009	238,97	5/9/1991	180,36	6/5/2005	68,78
19/3/1996	91,74	19/2/2009	205,01	21/9/1991	156,67	22/5/2005	171,16
22/5/1996	46,55	23/3/2009	68,89	23/10/1991	185,21	7/6/2005	202,35
9/7/1996	214,06	24/4/2009	56,57	24/11/1991	342,51	9/7/2005	218,20
26/8/1996	166,34	10/5/2009	60,45	10/12/1991	365,88	10/8/2005	107,87
2/2/1997	429,50	13/7/2009	184,17	26/12/1991	235,17	11/9/2005	62,92
10/6/1997	131,35	29/7/2009	182,67	27/1/1992	244,07	13/10/2005	67,32
12/7/1997	273,90	30/8/2009	173,83	12/2/1992	308,90	29/10/2005	114,15
30/9/1997	136,59	15/9/2009	158,65	10/11/1992	278,69	7/4/2006	112,24
15/7/1998	252,93	1/10/2009	137,43	28/12/1992	345,22	23/4/2006	229,28
1/9/1998	94,04	17/10/2009	109,88	14/2/1993	108,49	10/6/2006	242,62
19/10/1998	63,92	18/11/2009	168,29	3/4/1993	72,95	26/6/2006	123,73
22/12/1998	664,28	21/1/2010	260,78	19/4/1993	92,39	12/7/2006	170,35
7/1/1999	407,00	14/6/2010	302,18	6/6/1993	143,28	28/7/2006	95,77
8/2/1999	272,22	30/6/2010	234,03	24/7/1993	127,47	13/8/2006	72,30
24/2/1999	116,86	17/8/2010	90,35	9/8/1993	83,86	14/9/2006	51,28
13/4/1999	43,93	20/10/2010	60,26	25/8/1993	136,60	16/10/2006	81,62
3/8/1999	281,19	7/12/2010	222,75	10/9/1993	102,35	19/12/2006	230,64
19/8/1999	275,50	13/3/2011	284,67	26/9/1993	69,88	20/1/2007	321,78
20/9/1999	96,34	30/4/2011	56,44	12/10/1993	111,38	21/2/2007	140,66
6/10/1999	187,63	19/7/2011	242,42	15/12/1993	243,97	9/3/2007	225,81
7/11/1999	212,42	4/8/2011	197,21	22/4/1994	237,90	25/3/2007	188,26
26/1/2000	208,97	20/8/2011	128,76	24/5/1994	116,81	12/5/2007	290,33
11/2/2000	236,20	5/9/2011	97,46	25/6/1994	385,51	13/6/2007	458,73
2/6/2000	156,35	8/11/2011	210,95	11/7/1994	297,45	29/6/2007	351,58
18/6/2000	162,10			27/7/1994	283,23	15/7/2007	195,69

		12/8/1994	196,48	31/7/2007	132,05
		29/9/1994	164,86	16/8/2007	149,81
		15/10/1994	118,87	1/9/2007	160,83
		31/10/1994	90,48	17/9/2007	143,44
		3/1/1995	305,71	27/3/2008	99,35
		19/1/1995	350,14	12/4/2008	132,93
		24/3/1995	318,30	14/5/2008	49,81
		9/4/1995	119,59	15/6/2008	297,65
		25/4/1995	66,25	1/7/2008	213,63
		11/5/1995	119,30	17/7/2008	187,19
		27/5/1995	235,21	2/8/2008	106,98
		12/6/1995	195,50	3/9/2008	89,37
		28/6/1995	226,61	19/9/2008	102,13
		16/9/1995	62,50	5/10/2008	67,38
		3/11/1995	126,63	8/12/2008	339,86
		21/12/1995	183,13	9/1/2009	227,85
		22/1/1996	454,25	10/2/2009	212,04
		7/2/1996	306,42	26/2/2009	105,65
		23/2/1996	277,45	30/3/2009	67,67
		26/3/1996	138,93	15/4/2009	82,31
		27/4/1996	63,27	1/5/2009	83,84
		29/5/1996	205,18	17/5/2009	111,69
		14/6/1996	235,79	18/6/2009	51,95
		17/8/1996	81,75	4/7/2009	186,40
		2/9/1996	85,68	20/7/2009	271,86
		18/9/1996	118,47	5/8/2009	201,93
		4/10/1996	88,61	21/8/2009	184,45
		20/10/1996	129,62	6/9/2009	169,63
		5/11/1996	417,56	22/9/2009	105,54
		21/11/1996	427,91	8/10/2009	119,96
		23/12/1996	319,80	24/10/2009	169,85
		8/1/1997	377,51	25/11/2009	231,38
		24/1/1997	211,86	11/12/2009	209,68
		9/2/1997	497,91	28/1/2010	211,53
		17/6/1997	178,70	13/2/2010	541,43
		19/7/1997	232,03	18/4/2010	317,12
		7/10/1997	88,63	20/5/2010	263,16
		8/11/1997	198,34	23/7/2010	93,27
		4/6/1998	310,06	8/8/2010	66,59
		20/6/1998	472,11	24/8/2010	84,08
		6/7/1998	301,91	25/9/2010	61,57
		22/7/1998	186,79	11/10/2010	91,61
		7/8/1998	89,43	28/11/2010	179,88
		23/8/1998	69,98	30/12/2010	212,94
		8/9/1998	67,01	4/3/2011	316,92
		24/9/1998	112,46	5/4/2011	148,32
		10/10/1998	57,21	21/4/2011	87,50
		26/10/1998	68,96	23/5/2011	76,16
		11/11/1998	261,49	24/6/2011	310,89
		13/12/1998	506,66	10/7/2011	234,96
		29/12/1998	262,39	26/7/2011	156,01
		14/1/1999	303,95	11/8/2011	121,39

		19/3/1999	46,69	27/8/2011	74,42
		4/4/1999	108,80	30/10/2011	356,96

Tabela 12 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Purus, estação de Lábrea, a partir de cenas Landsat 5, em duas órbitas/ponto

001/065				233/065			
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
5/5/1984	511,63	19/8/1999	75,66	1/7/1984	113,83	16/1/1999	645,20
22/6/1984	146,99	4/9/1999	72,82	2/8/1984	86,51	17/2/1999	409,52
8/7/1984	106,38	20/9/1999	56,89	21/10/1984	112,02	6/4/1999	364,29
9/8/1984	66,69	6/10/1999	64,44	22/11/1984	348,42	24/5/1999	688,46
25/8/1984	69,58	7/11/1999	64,46	24/12/1984	681,01	9/6/1999	195,88
10/9/1984	69,95	14/3/2000	472,08	25/1/1985	640,19	25/6/1999	196,33
12/10/1984	106,14	30/3/2000	504,16	26/2/1985	278,14	11/7/1999	96,17
29/11/1984	563,67	1/5/2000	297,75	17/5/1985	364,11	12/8/1999	90,07
15/12/1984	481,82	2/6/2000	400,38	2/6/1985	238,95	28/8/1999	75,68
31/12/1984	262,86	20/7/2000	46,13	18/6/1985	170,98	15/10/1999	51,91
1/2/1985	346,08	5/8/2000	65,63	4/7/1985	195,86	31/10/1999	73,31
17/2/1985	246,32	21/8/2000	62,36	21/8/1985	145,21	16/11/1999	250,70
8/5/1985	450,15	6/9/2000	55,96	6/9/1985	96,21	2/12/1999	460,98
9/6/1985	310,23	22/9/2000	50,58	22/9/1985	104,65	8/4/2000	340,99
12/8/1985	77,68	8/10/2000	55,70	8/10/1985	94,70	10/5/2000	269,11
16/11/1985	464,79	24/10/2000	147,57	9/11/1985	233,67	26/5/2000	229,66
3/1/1986	585,40	9/11/2000	252,33	12/1/1986	547,98	11/6/2000	182,09
12/6/1986	340,22	25/11/2000	243,28	28/1/1986	564,51	27/6/2000	108,28
28/6/1986	147,64	27/12/2000	342,08	13/2/1986	380,31	13/7/2000	68,24
14/7/1986	71,60	17/3/2001	402,04	17/3/1986	204,57	29/7/2000	46,92
30/7/1986	76,33	2/4/2001	303,61	4/5/1986	180,67	14/8/2000	48,90
15/8/1986	59,30	18/4/2001	228,91	20/5/1986	201,42	30/8/2000	59,69
31/8/1986	89,74	4/5/2001	191,55	5/6/1986	240,47	15/9/2000	48,44
16/9/1986	99,50	5/6/2001	168,21	7/7/1986	120,66	1/10/2000	60,78
2/10/1986	80,46	21/6/2001	134,92	23/7/1986	96,95	17/10/2000	52,05
18/10/1986	87,55	7/7/2001	121,65	8/8/1986	90,62	20/12/2000	233,68
14/5/1987	343,66	23/7/2001	49,05	9/9/1986	146,24	26/3/2001	170,36
30/5/1987	208,65	8/8/2001	51,99	25/9/1986	89,80	11/4/2001	156,88
1/7/1987	87,63	9/9/2001	67,61	5/4/1987	170,32	27/4/2001	107,07
2/8/1987	76,78	25/9/2001	55,41	10/7/1987	53,45	13/5/2001	168,65
3/9/1987	81,47	27/10/2001	103,59	26/7/1987	49,13	29/5/2001	225,16
19/9/1987	64,10	12/11/2001	144,38	11/8/1987	77,89	14/6/2001	254,91
5/10/1987	42,85	30/12/2001	393,73	27/8/1987	106,97	30/6/2001	84,55
21/10/1987	77,67	15/1/2002	519,36	30/10/1987	64,18	16/7/2001	64,65
10/12/1988	375,99	27/6/2003	97,89	15/11/1987	157,12	1/8/2001	59,62
3/5/1989	364,46	13/7/2003	95,96	2/1/1988	513,69	17/8/2001	82,80
19/5/1989	380,10	29/7/2003	71,08	6/3/1988	239,44	18/9/2001	55,29
4/6/1989	327,26	14/8/2003	77,08	28/7/1988	63,11	20/10/2001	68,11
7/8/1989	88,09	30/8/2003	92,66	13/8/1988	91,89	5/11/2001	127,13
23/8/1989	89,62	15/9/2003	88,66	16/10/1988	49,94	7/12/2001	250,46
8/9/1989	63,77	1/10/2003	51,15	4/1/1989	163,25	8/1/2002	724,24
24/9/1989	57,49	20/12/2003	193,61	20/1/1989	369,93	24/1/2002	465,03
10/10/1989	73,92	22/2/2004	612,57	21/2/1989	213,62	20/6/2003	123,76
27/11/1989	208,03	9/3/2004	252,97	26/4/1989	318,25	6/7/2003	85,74

29/12/1989	213,80	29/6/2004	68,09	28/5/1989	152,84	22/7/2003	56,40
3/3/1990	352,76	15/7/2004	61,81	29/6/1989	215,70	7/8/2003	72,68
4/4/1990	461,53	31/7/2004	69,42	31/7/1989	70,22	23/8/2003	62,71
6/5/1990	480,15	16/8/2004	70,13	16/8/1989	81,15	8/9/2003	61,14
22/5/1990	257,03	1/9/2004	109,45	17/9/1989	102,75	24/9/2003	65,38
7/6/1990	361,69	17/9/2004	107,50	19/10/1989	88,45	10/10/2003	86,16
9/7/1990	52,60	20/11/2004	271,80	4/11/1989	105,29	26/10/2003	122,60
26/8/1990	93,63	6/12/2004	467,30	20/11/1989	244,12	14/1/2004	454,50
27/9/1990	38,63	24/2/2005	796,12	12/3/1990	356,53	2/3/2004	379,55
13/10/1990	91,27	12/3/2005	374,09	13/4/1990	294,98	18/3/2004	463,55
1/1/1991	474,72	13/4/2005	428,06	29/4/1990	292,25	19/4/2004	289,55
18/2/1991	626,71	15/5/2005	324,94	15/5/1990	207,92	21/5/2004	278,38
6/3/1991	621,51	31/5/2005	177,36	31/5/1990	156,69	22/6/2004	101,90
7/4/1991	382,13	16/6/2005	102,23	16/6/1990	168,50	8/7/2004	53,89
23/4/1991	254,70	3/8/2005	68,21	2/7/1990	78,98	24/7/2004	85,61
25/5/1991	308,88	19/8/2005	79,01	19/8/1990	56,76	9/8/2004	84,57
26/6/1991	201,51	4/9/2005	58,29	20/9/1990	41,89	25/8/2004	57,13
12/7/1991	116,12	6/10/2005	62,71	22/10/1990	108,88	26/9/2004	97,86
28/7/1991	122,16	22/10/2005	89,56	7/11/1990	242,78	12/10/2004	75,59
13/8/1991	143,05	26/1/2006	567,30	26/1/1991	828,79	28/10/2004	112,56
29/8/1991	135,55	31/3/2006	513,38	27/2/1991	318,55	29/11/2004	389,77
30/9/1991	145,74	16/4/2006	471,65	15/3/1991	764,63	31/12/2004	386,89
1/11/1991	120,01	18/5/2006	123,48	31/3/1991	318,87	16/1/2005	229,42
3/12/1991	418,86	19/6/2006	122,88	16/4/1991	560,27	5/3/2005	400,49
19/12/1991	297,65	5/7/2006	139,39	18/5/1991	224,92	6/4/2005	223,77
9/4/1992	318,20	21/7/2006	41,67	3/6/1991	262,81	22/4/2005	186,32
25/4/1992	287,30	6/8/2006	66,14	19/6/1991	217,46	8/5/2005	404,76
11/5/1992	291,50	22/8/2006	99,21	5/7/1991	192,18	24/5/2005	169,84
27/5/1992	246,75	23/9/2006	36,62	21/7/1991	194,37	9/6/2005	90,08
14/7/1992	86,75	9/10/2006	135,50	6/8/1991	148,40	11/7/2005	54,55
3/11/1992	307,02	25/10/2006	195,85	25/10/1991	149,03	27/7/2005	58,41
5/12/1992	341,05	10/11/2006	631,84	10/11/1991	160,37	12/8/2005	67,65
21/12/1992	520,61	26/11/2006	544,35	29/1/1992	408,85	28/8/2005	56,67
6/1/1993	740,09	12/12/2006	425,41	14/2/1992	289,42	29/9/2005	66,94
7/2/1993	523,77	28/12/2006	390,23	20/5/1992	261,10	31/10/2005	124,84
23/2/1993	501,86	29/1/2007	441,82	8/8/1992	100,59	16/11/2005	148,79
30/5/1993	326,16	14/2/2007	198,46	25/9/1992	83,64	4/2/2006	598,42
1/7/1993	100,61	18/3/2007	347,36	11/10/1992	193,05	27/5/2006	557,21
17/7/1993	76,29	3/4/2007	412,37	12/11/1992	219,60	12/6/2006	96,40
2/8/1993	81,60	19/4/2007	377,95	14/12/1992	420,46	28/6/2006	62,86
19/9/1993	108,71	5/5/2007	489,96	30/12/1992	277,99	14/7/2006	91,26
5/10/1993	80,82	22/6/2007	179,82	15/1/1993	877,73	30/7/2006	66,17
21/10/1993	98,27	8/7/2007	87,55	4/3/1993	226,99	31/8/2006	69,37
6/11/1993	152,36	24/7/2007	59,39	5/4/1993	319,33	2/10/2006	49,80
10/2/1994	672,13	25/8/2007	78,11	21/4/1993	171,38	18/10/2006	82,35
26/2/1994	391,76	10/9/2007	80,72	7/5/1993	202,99	19/11/2006	799,84
1/5/1994	345,89	26/9/2007	67,25	23/5/1993	263,18	5/12/2006	329,98
17/5/1994	443,47	16/1/2008	412,99	10/7/1993	119,83	21/12/2006	416,48
2/6/1994	276,92	20/3/2008	705,06	26/7/1993	79,57	22/1/2007	503,45
4/7/1994	82,44	5/4/2008	374,65	11/8/1993	79,75	23/2/2007	395,40
20/7/1994	71,50	21/4/2008	484,33	27/8/1993	100,06	27/3/2007	318,46
5/8/1994	92,63	23/5/2008	251,82	28/9/1993	78,70	12/4/2007	254,74
8/10/1994	83,04	8/6/2008	89,60	14/10/1993	88,19	14/5/2007	267,21

24/10/1994	98,56	10/7/2008	69,79	30/10/1993	193,28	30/5/2007	400,32
25/11/1994	233,38	26/7/2008	76,84	15/11/1993	257,40	15/6/2007	203,77
11/12/1994	341,46	11/8/2008	64,11	1/12/1993	322,75	1/7/2007	113,44
4/5/1995	315,38	27/8/2008	89,85	2/1/1994	570,23	17/7/2007	63,29
20/5/1995	180,10	12/9/2008	94,92	18/1/1994	531,66	2/8/2007	68,38
5/6/1995	337,66	28/9/2008	76,45	10/5/1994	372,74	3/9/2007	94,63
21/6/1995	97,41	14/10/2008	68,99	26/5/1994	220,61	19/9/2007	78,29
7/7/1995	48,81	30/10/2008	69,48	11/6/1994	162,54	5/10/2007	83,35
23/7/1995	56,14	15/11/2008	91,64	27/6/1994	110,93	25/1/2008	688,00
8/8/1995	83,73	17/12/2008	636,56	13/7/1994	87,18	10/2/2008	437,78
9/9/1995	56,98	2/1/2009	337,85	29/7/1994	93,31	26/2/2008	271,05
11/10/1995	41,75	18/1/2009	405,78	14/8/1994	114,97	29/3/2008	187,69
27/10/1995	93,42	3/2/2009	340,22	17/10/1994	67,68	14/4/2008	281,63
14/12/1995	282,09	7/3/2009	359,37	18/11/1994	87,61	30/4/2008	206,86
15/1/1996	281,03	23/3/2009	431,29	4/12/1994	276,74	16/5/2008	206,53
16/2/1996	317,68	10/5/2009	566,68	20/12/1994	210,41	17/6/2008	96,85
19/3/1996	490,87	26/5/2009	329,66	5/1/1995	634,52	3/7/2008	57,26
22/5/1996	228,25	11/6/2009	398,56	27/4/1995	254,85	19/7/2008	51,22
7/6/1996	158,17	13/7/2009	140,51	13/5/1995	139,30	4/8/2008	71,66
23/6/1996	135,60	29/7/2009	145,81	14/6/1995	153,89	20/8/2008	86,79
9/7/1996	65,71	30/8/2009	90,59	30/6/1995	112,93	5/9/2008	63,31
25/7/1996	50,35	15/9/2009	73,47	16/7/1995	62,64	23/10/2008	45,25
10/8/1996	55,51	1/10/2009	78,06	17/8/1995	121,40	24/11/2008	115,09
11/9/1996	93,08	17/10/2009	85,78	18/9/1995	53,59	11/1/2009	961,62
27/9/1996	73,25	2/11/2009	265,60	4/10/1995	46,23	12/2/2009	331,97
14/11/1996	368,36	18/11/2009	203,15	20/10/1995	102,57	16/3/2009	418,09
16/12/1996	387,57	11/4/2010	552,66	21/11/1995	144,01	1/4/2009	234,11
2/2/1997	506,51	27/4/2010	313,79	23/12/1995	402,40	3/5/2009	160,64
26/6/1997	122,15	14/6/2010	102,20	8/1/1996	463,35	19/5/2009	272,61
12/7/1997	68,20	30/6/2010	82,13	9/2/1996	947,65	4/6/2009	204,21
30/9/1997	100,07	17/8/2010	99,28	13/4/1996	175,62	20/6/2009	235,17
16/10/1997	97,56	20/10/2010	56,39	15/5/1996	197,38	6/7/2009	113,60
1/11/1997	157,99	7/12/2010	291,38	31/5/1996	124,35	22/7/2009	173,74
17/11/1997	93,54	8/1/2011	216,03	16/6/1996	115,19	7/8/2009	134,50
15/7/1998	47,29	24/1/2011	203,81	2/7/1996	90,66	23/8/2009	90,32
16/8/1998	42,61	13/3/2011	548,56	18/7/1996	59,80	8/9/2009	71,98
3/10/1998	71,55	30/4/2011	214,50	3/8/1996	53,09	24/9/2009	83,96
20/11/1998	503,71	1/6/2011	171,96	23/11/1996	219,36	10/10/2009	62,78
23/1/1999	770,97	17/6/2011	102,77	9/12/1996	210,28	26/10/2009	103,75
13/4/1999	412,92	19/7/2011	85,25	10/1/1997	132,92	11/11/2009	128,21
16/6/1999	246,30	20/8/2011	52,52	11/2/1997	341,50	27/11/2009	282,76
2/7/1999	156,60	5/9/2011	39,86	3/6/1997	289,53	14/1/2010	281,42
3/8/1999	61,89	23/10/2011	57,79	21/7/1997	71,16	19/3/2010	293,18
		8/11/2011	140,54	9/10/1997	128,44	4/4/2010	380,40
				25/10/1997	60,38	20/4/2010	252,77
				10/11/1997	99,01	6/5/2010	168,70
				6/6/1998	78,49	7/6/2010	266,94
				22/6/1998	181,69	9/7/2010	54,29
				8/7/1998	91,60	25/7/2010	65,23
				24/7/1998	40,60	11/9/2010	80,00
				9/8/1998	69,26	27/9/2010	58,36
				25/8/1998	61,19	23/4/2011	258,99
				10/9/1998	52,30	25/5/2011	194,90

		26/9/1998	44,35	12/7/2011	79,83
		28/10/1998	71,37	13/8/2011	60,12
		29/11/1998	403,23	29/8/2011	57,18
		15/12/1998	387,90	1/11/2011	63,62

Tabela 13 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Madeira, estação de Porto Velho, a partir de cenas Landsat 5, em duas órbitas/ponto

232/066				233/066			
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
7/5/1984	387,17	1/4/2000	242,91	15/6/1984	207,22	27/6/2000	395,47
8/6/1984	174,61	17/4/2000	409,16	1/7/1984	272,03	13/7/2000	153,60
24/6/1984	262,04	3/5/2000	340,47	2/8/1984	223,76	29/7/2000	146,45
11/8/1984	143,10	4/6/2000	195,35	5/10/1984	67,29	14/8/2000	96,06
27/8/1984	184,89	6/7/2000	171,12	21/10/1984	27,48	30/8/2000	47,85
12/9/1984	174,95	22/7/2000	161,69	22/11/1984	271,03	1/10/2000	209,84
17/12/1984	584,85	7/8/2000	206,43	24/12/1984	514,33	17/10/2000	97,54
2/1/1985	595,56	23/8/2000	114,08	26/2/1985	790,27	20/12/2000	563,79
19/2/1985	679,35	8/9/2000	51,58	15/4/1985	592,58	21/1/2001	727,68
23/3/1985	674,79	24/9/2000	443,79	17/5/1985	232,67	26/3/2001	426,99
26/5/1985	465,46	10/10/2000	138,74	2/6/1985	258,78	11/4/2001	578,36
26/5/1985	188,22	11/11/2000	251,98	18/6/1985	198,12	27/4/2001	491,84
11/6/1985	203,23	27/11/2000	787,72	4/7/1985	113,92	29/5/2001	320,45
13/7/1985	184,42	13/12/2000	479,09	21/8/1985	208,83	14/6/2001	142,01
29/7/1985	116,78	14/1/2001	628,96	6/9/1985	70,92	30/6/2001	260,40
14/8/1985	349,06	15/2/2001	693,23	22/9/1985	120,64	16/7/2001	119,53
30/8/1985	220,63	3/3/2001	794,96	12/1/1986	604,69	1/8/2001	213,43
1/10/1985	168,88	19/3/2001	411,36	28/1/1986	932,00	17/8/2001	131,78
2/11/1985	205,18	4/4/2001	400,62	20/5/1986	235,72	18/9/2001	52,23
4/12/1985	271,48	20/4/2001	448,49	21/6/1986	297,46	4/10/2001	39,77
6/2/1986	702,56	22/5/2001	397,82	8/8/1986	163,99	5/11/2001	230,54
11/4/1986	463,27	7/6/2001	306,66	24/8/1986	255,59	21/11/2001	330,45
13/5/1986	303,99	23/6/2001	278,31	9/9/1986	29,15	7/12/2001	437,47
16/7/1986	236,62	9/7/2001	183,53	25/9/1986	184,33	8/1/2002	629,32
1/8/1986	225,20	25/7/2001	125,72	5/4/1987	436,74	24/1/2002	648,93
17/8/1986	45,93	10/8/2001	162,81	10/7/1987	152,28	20/6/2003	215,44
23/12/1986	530,69	11/9/2001	101,98	26/7/1987	79,28	6/7/2003	177,84
1/6/1987	436,56	27/9/2001	15,44	11/8/1987	575,71	22/7/2003	116,07
19/7/1987	148,47	29/10/2001	272,49	30/10/1987	500,17	7/8/2003	82,88
4/8/1987	96,63	14/11/2001	371,74	2/1/1988	576,41	23/8/2003	86,98
21/9/1987	23,42	17/1/2002	511,92	18/1/1988	750,23	8/9/2003	58,43
7/10/1987	98,94	2/2/2002	629,96	6/3/1988	559,75	24/9/2003	42,64
15/3/1988	580,14	13/6/2003	307,14	7/4/1988	835,57	10/10/2003	52,63
19/6/1988	267,57	29/6/2003	329,06	26/6/1988	186,69	26/10/2003	213,93
5/7/1988	180,92	15/7/2003	163,66	28/7/1988	112,73	27/11/2003	126,24
7/9/1988	54,30	31/7/2003	39,67	13/8/1988	72,78	14/1/2004	625,98
9/10/1988	62,14	16/8/2003	42,65	16/10/1988	23,36	2/3/2004	838,12
25/10/1988	26,06	3/10/2003	35,46	21/2/1989	754,68	3/4/2004	459,10
13/1/1989	514,23	19/10/2003	170,16	26/4/1989	418,05	19/4/2004	432,18
3/4/1989	433,01	4/11/2003	130,56	28/5/1989	164,69	21/5/2004	188,75
5/5/1989	321,24	6/12/2003	201,95	29/6/1989	152,02	22/6/2004	179,13
21/5/1989	295,26	22/12/2003	561,86	31/7/1989	64,18	8/7/2004	150,94
6/6/1989	185,57	7/1/2004	625,37	16/8/1989	102,29	24/7/2004	200,09

8/7/1989	150,64	12/4/2004	180,44	17/9/1989	76,34	9/8/2004	334,22
24/7/1989	135,71	28/4/2004	438,09	3/10/1989	199,88	12/10/2004	44,67
10/9/1989	68,18	14/5/2004	352,44	19/10/1989	99,15	28/10/2004	125,56
12/10/1989	133,63	15/6/2004	193,88	20/11/1989	122,97	31/12/2004	403,74
29/11/1989	139,48	1/7/2004	145,92	13/4/1990	489,76	16/1/2005	520,39
1/2/1990	573,94	17/7/2004	127,00	29/4/1990	444,95	17/2/2005	595,09
5/3/1990	535,82	2/8/2004	122,99	15/5/1990	367,52	6/4/2005	543,70
6/4/1990	423,80	18/8/2004	184,40	31/5/1990	625,23	22/4/2005	182,14
22/4/1990	365,72	3/9/2004	143,40	16/6/1990	555,01	8/5/2005	277,35
8/5/1990	370,96	19/9/2004	107,39	2/7/1990	471,15	24/5/2005	164,45
24/5/1990	517,28	21/10/2004	46,03	4/9/1990	123,24	9/6/2005	210,03
9/6/1990	343,39	22/11/2004	126,35	20/9/1990	121,08	11/7/2005	178,93
12/8/1990	105,70	8/12/2004	355,92	22/10/1990	133,20	27/7/2005	104,13
28/8/1990	108,66	24/12/2004	428,93	31/3/1991	463,93	28/8/2005	56,45
31/10/1990	267,78	9/1/2005	629,45	16/4/1991	414,08	29/9/2005	15,82
18/12/1990	829,72	25/1/2005	720,43	18/5/1991	256,04	31/10/2005	171,11
3/1/1991	652,26	30/3/2005	299,16	3/6/1991	256,84	16/11/2005	424,72
9/4/1991	461,27	1/5/2005	265,58	19/6/1991	207,30	27/5/2006	132,34
25/4/1991	346,97	17/5/2005	263,91	5/7/1991	594,54	12/6/2006	169,14
11/5/1991	230,06	2/6/2005	222,57	21/7/1991	784,58	28/6/2006	134,84
12/6/1991	324,70	18/6/2005	170,07	6/8/1991	557,75	14/7/2006	93,42
28/6/1991	207,60	4/7/2005	179,33	9/10/1991	391,53	31/8/2006	49,41
30/7/1991	523,05	20/7/2005	167,63	25/10/1991	443,87	2/10/2006	25,22
15/8/1991	292,36	6/9/2005	16,65	10/11/1991	355,79	18/10/2006	68,77
16/9/1991	280,83	22/9/2005	44,72	20/5/1992	555,48	3/11/2006	121,80
18/10/1991	228,19	8/10/2005	2,45	25/9/1992	559,47	19/11/2006	543,08
3/11/1991	463,67	9/11/2005	374,80	12/11/1992	611,36	5/12/2006	309,41
19/11/1991	251,21	25/11/2005	394,86	14/12/1992	727,48	22/1/2007	673,91
21/12/1991	809,77	13/2/2006	426,74	30/12/1992	542,60	27/3/2007	538,96
6/1/1992	784,86	5/6/2006	191,90	16/2/1993	413,10	14/5/2007	327,84
7/2/1992	1011,85	21/6/2006	220,93	4/3/1993	322,95	30/5/2007	252,85
27/4/1992	554,06	7/7/2006	133,91	5/4/1993	362,32	15/6/2007	273,16
29/5/1992	502,83	8/8/2006	63,56	21/4/1993	368,18	1/7/2007	162,34
16/7/1992	604,62	9/9/2006	19,22	7/5/1993	394,54	17/7/2007	63,99
1/8/1992	427,54	25/9/2006	9,27	10/7/1993	173,15	2/8/2007	348,37
18/9/1992	414,36	11/10/2006	60,19	26/7/1993	172,55	3/9/2007	124,53
20/10/1992	455,55	12/11/2006	392,55	11/8/1993	106,56	5/10/2007	309,00
7/12/1992	599,58	28/11/2006	358,11	28/9/1993	184,55	25/1/2008	611,10
23/12/1992	494,90	30/12/2006	679,86	14/10/1993	129,17	10/2/2008	597,41
13/3/1993	552,36	16/2/2007	673,24	1/12/1993	421,58	26/2/2008	328,10
29/3/1993	398,71	4/3/2007	604,28	10/5/1994	453,37	14/4/2008	438,76
14/4/1993	380,93	5/4/2007	614,89	26/5/1994	285,74	30/4/2008	47,55
1/6/1993	500,39	7/5/2007	436,36	11/6/1994	230,80	16/5/2008	205,24
17/6/1993	349,62	23/5/2007	194,87	27/6/1994	179,08	17/6/2008	205,70
19/7/1993	181,61	24/6/2007	189,75	13/7/1994	116,41	3/7/2008	83,20
4/8/1993	129,28	10/7/2007	141,70	29/7/1994	212,63	19/7/2008	91,02
20/8/1993	38,16	26/7/2007	95,79	14/8/1994	188,06	4/8/2008	152,43
21/9/1993	125,32	11/8/2007	434,86	17/10/1994	70,35	5/9/2008	75,45
7/10/1993	217,68	27/8/2007	49,48	18/11/1994	315,30	7/10/2008	23,36
23/10/1993	160,60	12/9/2007	182,34	20/12/1994	618,83	23/10/2008	347,36
8/11/1993	241,56	7/4/2008	421,51	26/3/1995	633,07	8/11/2008	188,72
24/11/1993	138,53	23/4/2008	161,57	13/5/1995	338,64	26/12/2008	147,33
10/12/1993	542,71	25/5/2008	239,33	14/6/1995	164,40	28/2/2009	471,57

11/1/1994	724,38	26/6/2008	195,23	9/12/1996	361,65	17/4/2009	234,97
28/2/1994	588,98	12/7/2008	137,95	10/1/1997	652,66	3/5/2009	381,44
17/4/1994	556,51	28/7/2008	83,33	11/2/1997	817,83	19/5/2009	329,29
3/5/1994	334,13	13/8/2008	73,19	3/6/1997	273,15	4/6/2009	284,25
19/5/1994	355,12	29/8/2008	131,57	19/6/1997	158,45	20/6/2009	252,71
4/6/1994	229,13	30/9/2008	76,19	21/7/1997	156,54	6/7/2009	187,61
20/6/1994	168,80	16/10/2008	279,12	9/10/1997	198,52	22/7/2009	247,52
6/7/1994	188,78	1/11/2008	133,16	25/10/1997	207,56	7/8/2009	144,51
22/7/1994	128,06	19/12/2008	129,16	10/11/1997	208,32	23/8/2009	182,90
7/8/1994	86,81	5/2/2009	541,72	6/6/1998	261,37	8/9/2009	138,73
10/10/1994	14,12	9/3/2009	474,65	22/6/1998	157,58	24/9/2009	75,18
27/11/1994	302,92	26/4/2009	357,06	8/7/1998	137,32	10/10/2009	306,53
29/12/1994	555,90	12/5/2009	284,44	24/7/1998	152,28	26/10/2009	354,13
4/4/1995	467,23	28/5/2009	224,61	9/8/1998	84,31	11/11/2009	388,28
6/5/1995	314,04	13/6/2009	416,76	25/8/1998	131,51	27/11/2009	492,96
31/10/1996	196,24	29/6/2009	212,06	26/9/1998	97,51	19/3/2010	566,42
19/1/1997	618,03	15/7/2009	200,69	29/11/1998	372,69	4/4/2010	528,70
4/2/1997	542,71	31/7/2009	164,47	15/12/1998	651,77	20/4/2010	293,10
27/5/1997	30,10	16/8/2009	131,42	17/2/1999	579,08	6/5/2010	397,65
28/6/1997	228,48	1/9/2009	135,10	9/6/1999	188,42	22/5/2010	295,05
14/7/1997	207,55	17/9/2009	207,39	25/6/1999	151,88	7/6/2010	246,13
2/10/1997	19,61	3/10/2009	202,40	11/7/1999	252,27	9/7/2010	83,18
3/11/1997	235,15	19/10/2009	116,80	12/8/1999	93,74	25/7/2010	179,91
19/11/1997	57,72	4/11/2009	318,40	28/8/1999	14,43	11/9/2010	58,24
30/5/1998	147,63	20/11/2009	493,65	13/9/1999	2,80	27/9/2010	67,17
1/7/1998	168,62	28/3/2010	550,97	29/9/1999	102,74	16/12/2010	298,14
17/7/1998	146,07	13/4/2010	406,71	15/10/1999	302,35	23/4/2011	181,03
2/8/1998	61,95	15/5/2010	342,45	16/11/1999	173,02	25/5/2011	287,72
3/9/1998	140,23	16/6/2010	328,08	7/3/2000	371,66	12/7/2011	93,11
19/9/1998	71,02	2/7/2010	128,66	8/4/2000	339,54	13/8/2011	183,16
5/10/1998	88,88	18/7/2010	108,36	10/5/2000	352,32	29/8/2011	125,02
22/11/1998	356,93	4/9/2010	28,03	26/5/2000	168,39	14/9/2011	128,18
8/12/1998	452,67	6/10/2010	186,18	11/6/2000	204,97	1/11/2011	137,10
30/3/1999	681,12	9/12/2010	290,41				
15/4/1999	578,64	25/12/2010	382,22				
17/5/1999	239,44	10/1/2011	367,84				
2/6/1999	274,61	11/2/2011	633,66				
18/6/1999	177,72	16/4/2011	400,45				
4/7/1999	124,96	3/6/2011	215,79				
20/7/1999	159,39	5/7/2011	131,20				
5/8/1999	85,53	21/7/2011	121,52				
22/9/1999	28,47	6/8/2011	141,97				
8/10/1999	98,28	7/9/2011	144,74				
29/2/2000	300,87	9/10/2011	194,28				
16/3/2000	420,50	25/10/2011	239,44				

Tabela 14 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Madeira, estação de Fazenda Vista Alegre, a partir de cenas Landsat 5, em duas órbitas/ponto

230/063				231/064			
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
25/5/1984	52,01	20/6/1999	53,97	30/4/1984	120,06	27/6/1999	93,06
10/6/1984	56,33	22/7/1999	75,08	16/5/1984	69,73	29/7/1999	75,89

26/6/1984	111,90	7/8/1999	37,37	1/6/1984	188,90	14/8/1999	111,02
28/7/1984	94,25	23/8/1999	11,92	3/7/1984	214,74	30/8/1999	58,43
29/8/1984	80,35	8/9/1999	2,11	19/7/1984	169,09	1/10/1999	177,31
30/9/1984	17,30	26/10/1999	67,91	4/8/1984	136,32	17/10/1999	93,55
16/10/1984	106,00	27/11/1999	64,13	5/9/1984	39,38	18/11/1999	106,10
17/11/1984	100,34	13/12/1999	106,43	23/10/1984	74,04	22/2/2000	368,46
19/12/1984	625,87	3/4/2000	358,03	24/11/1984	367,27	9/3/2000	393,74
5/2/1985	326,61	21/5/2000	54,69	10/12/1984	445,04	10/4/2000	424,04
10/4/1985	266,23	6/6/2000	65,76	26/12/1984	403,40	12/5/2000	142,33
28/5/1985	217,74	8/7/2000	52,63	27/1/1985	600,57	28/5/2000	152,96
13/6/1985	180,98	24/7/2000	35,67	17/4/1985	292,41	13/6/2000	146,64
29/6/1985	168,42	9/8/2000	17,91	20/6/1985	184,98	29/6/2000	187,96
15/7/1985	62,11	25/8/2000	62,63	6/7/1985	169,99	15/7/2000	110,58
16/8/1985	37,93	10/9/2000	19,67	22/7/1985	91,76	31/7/2000	125,31
1/9/1985	41,31	12/10/2000	102,86	8/9/1985	141,20	16/8/2000	59,01
17/9/1985	30,99	28/10/2000	6,07	26/10/1985	100,62	17/9/2000	38,07
3/10/1985	31,90	13/11/2000	157,66	27/11/1985	502,67	3/10/2000	59,13
23/1/1986	684,55	29/11/2000	172,58	19/3/1986	318,31	19/10/2000	121,40
13/4/1986	108,64	15/12/2000	285,62	4/4/1986	220,90	20/11/2000	354,45
29/4/1986	102,70	21/3/2001	398,50	20/4/1986	93,96	22/12/2000	395,34
15/5/1986	94,27	22/4/2001	179,33	7/6/1986	263,60	8/2/2001	427,28
16/6/1986	205,29	8/5/2001	188,59	25/7/1986	220,50	29/4/2001	231,69
18/7/1986	91,60	24/5/2001	199,94	13/10/1986	148,01	31/5/2001	198,10
3/8/1986	70,96	9/6/2001	134,91	7/4/1987	357,01	16/6/2001	149,65
19/8/1986	29,61	11/7/2001	47,49	10/6/1987	107,34	2/7/2001	176,47
6/10/1986	61,77	27/7/2001	27,76	12/7/1987	116,02	18/7/2001	121,18
16/4/1987	128,42	12/8/2001	49,65	28/7/1987	139,12	3/8/2001	190,27
18/5/1987	222,27	16/11/2001	90,01	29/8/1987	135,96	19/8/2001	78,40
3/6/1987	183,48	3/1/2002	250,59	14/9/1987	109,43	22/10/2001	77,69
19/6/1987	20,04	19/1/2002	275,78	19/12/1987	436,91	7/11/2001	237,51
5/7/1987	78,49	20/2/2002	433,10	20/1/1988	463,87	25/12/2001	193,92
6/8/1987	53,45	8/3/2002	549,90	8/3/1988	424,25	26/1/2002	394,37
22/8/1987	18,76	1/7/2003	115,43	28/6/1988	77,31	27/2/2002	524,64
7/9/1987	67,46	17/7/2003	51,95	15/8/1988	104,58	22/6/2003	62,10
9/10/1987	1,53	18/8/2003	2,20	2/10/1988	25,16	8/7/2003	168,33
25/10/1987	5,81	19/9/2003	9,03	6/1/1989	255,20	24/7/2003	72,04
13/1/1988	370,54	21/10/2003	26,07	23/2/1989	424,31	9/8/2003	65,83
29/1/1988	545,21	6/11/2003	28,15	28/4/1989	299,00	25/8/2003	36,95
5/6/1988	17,10	24/12/2003	300,46	14/5/1989	230,06	10/9/2003	47,20
21/6/1988	111,84	9/1/2004	423,44	30/5/1989	146,92	13/11/2003	142,92
11/10/1988	0,82	25/1/2004	530,55	17/7/1989	120,78	15/12/2003	190,37
12/11/1988	30,09	10/2/2004	449,82	2/8/1989	78,07	1/2/2004	552,16
31/1/1989	345,52	26/2/2004	556,85	19/9/1989	22,77	20/3/2004	368,38
5/4/1989	171,85	13/3/2004	229,78	21/10/1989	76,63	5/4/2004	369,65
8/6/1989	77,09	29/3/2004	216,10	8/12/1989	81,08	21/4/2004	285,55
24/6/1989	38,00	14/4/2004	156,59	9/1/1990	221,36	23/5/2004	192,58
26/7/1989	19,06	30/4/2004	187,26	14/3/1990	342,16	24/6/2004	149,39
11/8/1989	11,78	1/6/2004	106,62	30/3/1990	247,37	10/7/2004	92,90
27/8/1989	14,31	17/6/2004	83,12	17/5/1990	233,54	26/7/2004	105,72
12/9/1989	3,44	3/7/2004	34,26	2/6/1990	320,27	11/8/2004	176,85
14/10/1989	35,20	19/7/2004	2,72	4/7/1990	433,70	28/9/2004	66,47
15/11/1989	18,06	4/8/2004	66,43	20/7/1990	146,25	14/10/2004	86,16
2/1/1990	258,47	20/8/2004	28,70	21/8/1990	86,33	15/11/2004	173,86

24/4/1990	190,42	5/9/2004	50,34	6/9/1990	68,45	18/1/2005	352,79
10/5/1990	148,91	7/10/2004	20,69	8/10/1990	75,51	19/2/2005	413,47
11/6/1990	255,40	23/10/2004	10,22	9/11/1990	247,59	7/3/2005	442,87
13/7/1990	74,02	24/11/2004	286,54	17/3/1991	529,41	10/5/2005	230,62
14/8/1990	74,87	10/12/2004	235,24	2/4/1991	403,95	26/5/2005	116,46
30/8/1990	24,26	26/12/2004	192,41	18/4/1991	198,66	11/6/2005	105,63
1/10/1990	18,66	11/1/2005	414,90	4/5/1991	260,16	27/6/2005	92,39
17/10/1990	22,77	27/1/2005	358,24	5/6/1991	167,66	29/7/2005	86,98
2/11/1990	15,74	12/2/2005	512,51	7/7/1991	389,30	30/8/2005	48,20
20/12/1990	576,72	28/2/2005	613,54	23/7/1991	512,84	15/9/2005	88,32
5/1/1991	487,62	1/4/2005	285,05	8/8/1991	532,19	1/10/2005	38,39
6/2/1991	584,78	17/4/2005	28,06	24/8/1991	140,04	17/10/2005	93,32
13/5/1991	143,05	3/5/2005	82,98	25/9/1991	468,30	2/11/2005	163,27
29/5/1991	165,42	4/6/2005	65,10	11/10/1991	409,26	18/11/2005	201,93
30/6/1991	265,42	20/6/2005	38,99	12/11/1991	225,58	6/2/2006	432,31
16/7/1991	199,32	6/7/2005	29,40	28/11/1991	415,81	22/2/2006	284,13
1/8/1991	271,54	22/7/2005	54,20	15/1/1992	453,13	10/3/2006	274,67
17/8/1991	130,40	7/8/2005	5,96	16/2/1992	487,96	11/4/2006	242,86
4/10/1991	211,77	23/8/2005	17,26	3/3/1992	413,90	27/4/2006	81,57
20/10/1991	6,15	8/9/2005	23,95	4/4/1992	466,94	13/5/2006	171,10
5/11/1991	168,00	24/9/2005	257,23	6/5/1992	408,43	29/5/2006	173,95
23/12/1991	248,87	10/10/2005	43,14	11/9/1992	398,06	14/6/2006	168,45
24/1/1992	669,02	11/11/2005	106,56	13/10/1992	516,06	30/6/2006	125,71
9/2/1992	618,79	30/1/2006	518,96	29/10/1992	337,49	16/7/2006	82,00
28/3/1992	442,51	15/2/2006	328,52	14/11/1992	268,60	1/8/2006	52,13
31/5/1992	428,12	4/4/2006	202,89	16/12/1992	515,04	17/8/2006	50,23
2/7/1992	308,75	20/4/2006	127,35	17/1/1993	492,85	2/9/2006	33,89
19/8/1992	164,57	6/5/2006	142,75	2/2/1993	521,99	18/9/2006	15,43
4/9/1992	232,74	22/5/2006	105,37	22/3/1993	259,23	5/11/2006	230,49
6/10/1992	297,53	7/6/2006	71,89	25/5/1993	217,89	21/11/2006	288,44
23/11/1992	114,66	23/6/2006	37,90	10/6/1993	288,16	7/12/2006	194,65
11/2/1993	215,87	9/7/2006	36,34	26/6/1993	192,84	23/12/2006	506,59
27/2/1993	174,81	25/7/2006	17,62	12/7/1993	59,59	8/1/2007	523,32
31/3/1993	119,28	10/8/2006	20,72	28/7/1993	93,05	24/1/2007	528,50
2/5/1993	58,47	26/8/2006	33,69	29/8/1993	110,96	9/2/2007	475,17
3/6/1993	245,04	11/9/2006	24,86	30/9/1993	235,19	25/2/2007	504,30
19/6/1993	132,65	27/9/2006	15,04	16/10/1993	103,75	29/3/2007	430,81
21/7/1993	11,57	13/10/2006	49,42	25/3/1994	198,99	14/4/2007	425,44
6/8/1993	82,28	29/10/2006	18,61	26/4/1994	386,84	30/4/2007	219,78
22/8/1993	50,56	14/11/2006	182,50	12/5/1994	180,96	16/5/2007	235,58
7/9/1993	71,26	30/11/2006	207,61	13/6/1994	71,18	1/6/2007	251,80
23/9/1993	77,01	16/12/2006	347,53	29/6/1994	59,15	17/6/2007	174,91
25/10/1993	46,70	1/1/2007	541,95	15/7/1994	70,40	3/7/2007	134,30
26/11/1993	197,56	2/2/2007	419,70	31/7/1994	69,50	4/8/2007	100,08
28/12/1993	334,50	18/2/2007	422,35	16/8/1994	73,74	5/9/2007	98,18
14/2/1994	418,01	22/3/2007	237,43	17/9/1994	53,60	11/1/2008	337,71
2/3/1994	373,11	7/4/2007	328,36	19/10/1994	69,34	27/1/2008	563,84
19/4/1994	198,48	23/4/2007	191,17	4/11/1994	80,87	28/2/2008	310,19
21/5/1994	129,01	9/5/2007	341,08	20/11/1994	231,66	15/3/2008	388,39
6/6/1994	72,95	26/6/2007	103,99	22/12/1994	276,08	3/6/2008	59,08
22/6/1994	53,03	12/7/2007	21,59	29/4/1995	213,52	19/6/2008	54,74
8/7/1994	19,89	28/7/2007	71,86	15/5/1995	186,09	5/7/2008	154,41
9/8/1994	17,59	13/8/2007	46,82	31/5/1995	105,29	21/7/2008	109,13

26/9/1994	63,16	29/8/2007	108,45	16/6/1995	155,14	22/8/2008	79,88
12/10/1994	70,01	14/9/2007	39,35	19/8/1995	20,34	23/9/2008	66,27
28/10/1994	6,28	30/9/2007	34,70	20/9/1995	111,89	9/10/2008	160,44
29/11/1994	154,60	20/1/2008	436,19	6/10/1995	38,71	10/11/2008	118,42
15/12/1994	135,46	5/2/2008	389,60	22/10/1995	9,88	13/1/2009	349,19
16/1/1995	419,78	25/4/2008	128,53	23/11/1995	61,17	2/3/2009	550,77
21/3/1995	352,45	11/5/2008	48,92	9/12/1995	190,28	3/4/2009	314,39
24/5/1995	86,28	28/6/2008	56,19	25/12/1995	257,35	5/5/2009	258,90
9/6/1995	163,98	14/7/2008	27,24	26/1/1996	402,15	21/5/2009	151,01
25/6/1995	35,19	30/7/2008	14,59	11/2/1996	519,17	22/6/2009	252,21
11/7/1995	24,24	15/8/2008	24,50	15/4/1996	248,74	8/7/2009	139,13
27/7/1995	8,94	31/8/2008	35,70	1/5/1996	187,39	24/7/2009	140,38
12/8/1995	29,27	2/10/2008	43,10	17/5/1996	128,83	25/8/2009	82,61
28/8/1995	92,58	3/11/2008	312,46	18/6/1996	154,24	26/9/2009	150,74
13/9/1995	60,22	19/11/2008	67,69	4/7/1996	93,15	28/10/2009	202,15
29/9/1995	16,93	5/12/2008	165,91	5/8/1996	8,98	13/11/2009	374,95
15/10/1995	0,52	21/12/2008	113,31	21/8/1996	27,98	29/11/2009	302,38
2/12/1995	14,01	6/1/2009	208,53	22/9/1996	134,13	15/12/2009	311,12
18/12/1995	191,19	23/2/2009	198,89	8/10/1996	168,94	1/2/2010	476,31
3/1/1996	367,83	11/3/2009	322,01	24/10/1996	16,58	17/2/2010	487,81
24/4/1996	154,38	27/3/2009	433,72	9/11/1996	150,50	21/3/2010	410,91
10/5/1996	80,39	12/4/2009	258,58	25/11/1996	243,78	22/4/2010	256,53
26/5/1996	77,88	28/4/2009	204,91	11/12/1996	222,65	8/5/2010	261,83
11/6/1996	48,36	14/5/2009	101,15	5/6/1997	199,62	9/6/2010	77,46
27/6/1996	1,48	30/5/2009	46,47	21/6/1997	51,91	25/6/2010	94,74
29/7/1996	33,47	1/7/2009	68,65	7/7/1997	83,67	27/7/2010	58,61
14/8/1996	41,13	17/7/2009	60,50	8/6/1998	218,97	28/8/2010	123,09
30/8/1996	9,50	2/8/2009	54,28	27/8/1998	91,32	15/10/2010	38,74
15/9/1996	67,60	18/8/2009	58,86	12/9/1998	184,29	31/10/2010	61,27
1/10/1996	12,40	3/9/2009	36,91	28/9/1998	50,72	4/2/2011	407,09
17/10/1996	41,91	19/9/2009	95,55	14/10/1998	43,44	8/3/2011	427,78
2/11/1996	40,11	5/10/2009	44,72	30/10/1998	340,29	24/3/2011	325,36
18/11/1996	149,09	21/10/2009	155,64	15/11/1998	239,97	25/4/2011	189,78
4/12/1996	392,06	6/11/2009	102,42	17/12/1998	449,86	27/5/2011	257,00
5/1/1997	238,94	8/12/2009	363,14	8/4/1999	509,96	12/6/2011	176,14
6/2/1997	424,20	25/1/2010	482,91	10/5/1999	189,22	15/8/2011	95,54
29/5/1997	68,28	30/3/2010	254,89	11/6/1999	169,54	31/8/2011	75,49
30/6/1997	79,24	1/5/2010	121,65				
17/6/1998	14,89	18/6/2010	48,44				
3/7/1998	58,58	4/7/2010	38,77				
19/7/1998	9,42	20/7/2010	29,28				
4/8/1998	33,04	8/10/2010	42,65				
5/9/1998	43,00	9/11/2010	8,79				
7/10/1998	21,99	11/12/2010	179,81				
23/10/1998	23,20	12/1/2011	286,89				
10/12/1998	321,58	28/1/2011	297,24				
26/12/1998	285,12	17/3/2011	369,85				
12/2/1999	296,66	18/4/2011	219,19				
17/4/1999	190,99	5/6/2011	136,56				
3/5/1999	180,44	21/6/2011	30,22				
19/5/1999	136,14	7/7/2011	28,58				
4/6/1999	143,28	23/7/2011	23,36				
		27/10/2011	90,18				

Tabela 15 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Solimões, estação de Tabatinga, a partir de cenas Landsat 5, em três órbitas/ponto

003/062		004/063		005/063	
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
17/4/1984	164,08	26/5/1984	111,57	15/4/1984	165,34
20/6/1984	159,32	14/8/1984	150,99	17/5/1984	105,06
6/7/1984	160,35	30/8/1984	166,14	18/6/1984	155,21
7/8/1984	147,39	15/9/1984	147,13	4/7/1984	161,26
24/9/1984	155,91	1/10/1984	110,29	5/8/1984	157,91
10/10/1984	147,30	17/10/1984	195,82	21/8/1984	203,96
13/12/1984	301,76	18/11/1984	215,13	8/10/1984	219,31
30/1/1985	362,36	5/1/1985	178,66	24/10/1984	147,08
6/5/1985	273,06	11/4/1985	274,30	23/7/1985	140,09
9/7/1985	170,88	30/6/1985	172,95	9/9/1985	140,32
25/7/1985	136,86	17/8/1985	136,56	28/11/1985	248,50
26/8/1985	136,07	21/11/1985	200,61	21/4/1986	185,36
11/9/1985	127,11	14/4/1986	119,01	26/7/1986	184,67
30/11/1985	391,39	16/5/1986	89,29	17/12/1986	267,39
2/2/1986	254,88	1/6/1986	68,18	2/1/1987	370,01
25/5/1986	77,55	17/6/1986	105,78	11/6/1987	131,28
26/6/1986	123,00	19/7/1986	138,36	27/6/1987	212,17
28/7/1986	146,67	4/8/1986	166,78	29/7/1987	136,48
16/10/1986	217,33	21/9/1986	227,09	14/8/1987	174,93
26/4/1987	124,44	26/12/1986	224,43	30/8/1987	158,57
12/5/1987	212,19	3/5/1987	215,82	15/9/1987	160,65
28/5/1987	129,68	19/5/1987	166,78	17/10/1987	84,68
13/6/1987	114,40	4/6/1987	184,55	13/6/1988	165,70
29/6/1987	179,44	20/6/1987	277,72	16/8/1988	153,43
15/7/1987	147,76	6/7/1987	164,94	29/4/1989	151,25
16/8/1987	159,05	23/8/1987	84,31	2/7/1989	104,02
4/11/1987	230,89	8/9/1987	134,73	18/7/1989	158,65
6/12/1987	350,03	24/9/1987	96,23	19/8/1989	128,59
11/3/1988	177,39	10/10/1987	130,50	4/9/1989	114,27
2/8/1988	125,60	26/10/1987	137,46	22/10/1989	173,42
18/8/1988	114,57	13/12/1987	209,46	11/2/1990	320,13
6/11/1988	198,55	14/1/1988	293,61	16/4/1990	160,55
20/7/1989	91,35	22/4/1989	99,41	2/5/1990	253,85
5/8/1989	135,99	27/7/1989	87,13	19/6/1990	190,62
21/8/1989	117,24	28/8/1989	140,34	5/7/1990	155,52
6/9/1989	113,28	13/9/1989	117,72	21/7/1990	155,74
22/9/1989	93,97	29/9/1989	100,25	6/8/1990	162,76
27/12/1989	122,53	24/3/1990	263,19	7/9/1990	113,52
12/1/1990	250,51	27/5/1990	152,17	12/12/1990	294,33
4/5/1990	166,08	28/6/1990	173,15	13/1/1991	222,74
5/6/1990	154,61	14/7/1990	136,39	14/2/1991	264,33
7/7/1990	154,10	30/7/1990	144,82	2/3/1991	234,72
8/8/1990	151,65	15/8/1990	146,48	18/3/1991	262,47
9/9/1990	125,02	31/8/1990	113,28	3/4/1991	181,44
27/10/1990	166,80	2/10/1990	151,76	5/5/1991	171,98
4/3/1991	225,08	12/4/1991	153,49	6/6/1991	95,51
20/3/1991	202,37	14/5/1991	123,88	24/7/1991	217,31
5/4/1991	160,99	1/7/1991	193,90	9/8/1991	259,18

10/7/1991	207,31	2/8/1991	173,36	26/9/1991	98,52
26/7/1991	200,00	18/8/1991	155,10	15/12/1991	245,27
11/8/1991	206,33	3/9/1991	69,18	16/1/1992	412,60
12/9/1991	83,97	5/10/1991	220,01	1/2/1992	344,01
14/10/1991	234,03	22/11/1991	371,98	21/4/1992	296,55
15/11/1991	214,40	8/12/1991	307,98	7/5/1992	335,21
3/2/1992	257,05	9/1/1992	274,51	14/10/1992	227,59
6/3/1992	375,53	10/2/1992	340,62	1/12/1992	248,04
22/3/1992	299,67	14/4/1992	273,32	17/12/1992	318,59
23/4/1992	263,68	30/4/1992	255,09	19/2/1993	294,47
1/11/1992	290,62	24/11/1992	221,20	7/3/1993	246,76
4/1/1993	208,85	11/1/1993	223,45	23/3/1993	171,32
20/1/1993	257,52	28/2/1993	312,38	24/4/1993	149,14
5/2/1993	244,35	3/5/1993	93,19	10/5/1993	98,12
26/4/1993	105,10	19/5/1993	99,83	27/6/1993	163,35
12/5/1993	101,13	4/6/1993	81,61	13/7/1993	120,13
29/6/1993	75,92	6/7/1993	132,47	14/8/1993	121,65
15/7/1993	199,81	23/8/1993	122,37	30/8/1993	166,98
1/9/1993	166,10	24/9/1993	128,03	4/12/1993	279,85
17/9/1993	216,93	26/10/1993	151,70	20/12/1993	252,77
3/10/1993	137,48	11/11/1993	216,27	6/2/1994	277,43
19/10/1993	220,78	27/11/1993	239,65	27/4/1994	108,07
20/11/1993	301,45	13/12/1993	326,94	29/5/1994	71,34
23/1/1994	287,50	20/4/1994	107,59	14/6/1994	85,34
24/2/1994	245,68	22/5/1994	93,54	30/6/1994	82,25
31/5/1994	60,93	7/6/1994	65,51	16/7/1994	128,56
18/7/1994	136,64	10/8/1994	125,86	23/12/1994	203,28
3/8/1994	118,41	13/10/1994	152,12	8/1/1995	376,14
10/1/1995	241,95	14/11/1994	208,53	16/5/1995	146,34
31/3/1995	255,57	30/11/1994	162,58	1/6/1995	155,13
2/5/1995	191,88	16/12/1994	233,88	17/6/1995	116,40
19/6/1995	117,70	7/4/1995	148,32	3/7/1995	92,29
5/7/1995	124,22	23/4/1995	237,61	19/7/1995	134,27
21/7/1995	115,73	25/5/1995	236,35	4/8/1995	135,15
7/9/1995	100,68	12/7/1995	124,18	20/8/1995	105,30
23/9/1995	68,06	28/7/1995	124,09	5/9/1995	76,96
9/10/1995	61,10	13/8/1995	146,98	21/9/1995	76,41
25/10/1995	111,27	29/8/1995	57,70	7/10/1995	112,76
10/11/1995	178,52	1/11/1995	232,37	23/10/1995	100,95
26/11/1995	218,99	17/11/1995	139,38	8/11/1995	173,77
28/12/1995	189,21	4/1/1996	291,55	28/2/1996	251,83
29/1/1996	228,80	20/1/1996	251,58	31/3/1996	215,51
1/3/1996	259,25	21/2/1996	236,84	5/7/1996	139,03
2/4/1996	176,89	9/4/1996	151,33	6/8/1996	114,96
18/4/1996	153,03	25/4/1996	143,45	22/8/1996	112,00
21/6/1996	122,17	11/5/1996	126,83	23/9/1996	175,63
23/7/1996	130,85	14/7/1996	136,44	9/10/1996	210,49
8/8/1996	147,03	15/8/1996	131,13	25/10/1996	309,17
24/8/1996	115,76	31/8/1996	75,65	26/11/1996	176,43
9/9/1996	111,83	2/10/1996	155,85	28/12/1996	272,39
25/9/1996	103,48	18/10/1996	138,03	14/2/1997	311,32
27/10/1996	193,98	3/11/1996	261,96	2/3/1997	242,53

12/11/1996	238,26	19/11/1996	238,28	6/6/1997	118,61
14/12/1996	185,64	21/12/1996	349,89	8/7/1997	122,08
30/12/1996	238,68	6/1/1997	169,42	25/8/1997	132,06
15/1/1997	227,88	22/1/1997	338,91	9/6/1998	153,01
31/1/1997	224,90	1/7/1997	97,57	27/7/1998	129,49
4/3/1997	302,06	5/10/1997	86,81	12/8/1998	105,70
24/6/1997	86,89	21/10/1997	125,57	13/9/1998	104,67
10/7/1997	102,09	18/6/1998	173,69	31/10/1998	262,89
27/8/1997	132,28	4/7/1998	236,68	16/11/1998	285,00
14/10/1997	84,24	20/7/1998	141,23	2/12/1998	258,53
30/10/1997	136,63	5/8/1998	131,05	3/1/1999	591,15
15/11/1997	182,82	8/10/1998	83,40	4/2/1999	278,59
11/6/1998	91,52	9/11/1998	255,95	20/2/1999	262,82
13/7/1998	140,71	11/12/1998	323,43	8/3/1999	235,26
29/7/1998	142,22	1/3/1999	202,74	24/3/1999	174,25
14/8/1998	106,63	17/3/1999	132,84	9/4/1999	118,64
17/10/1998	89,75	5/6/1999	67,92	11/5/1999	88,72
2/11/1998	225,78	21/6/1999	147,39	27/5/1999	96,13
18/11/1998	239,45	7/7/1999	159,98	28/6/1999	103,47
5/1/1999	345,14	23/7/1999	142,53	30/7/1999	132,04
21/1/1999	339,41	8/8/1999	201,42	31/8/1999	164,42
6/2/1999	250,81	9/9/1999	58,65	3/11/1999	100,01
26/3/1999	106,99	25/9/1999	92,25	13/5/2000	99,04
27/4/1999	77,80	11/10/1999	179,78	29/5/2000	125,38
13/5/1999	72,33	27/10/1999	143,50	14/6/2000	94,00
30/6/1999	91,39	28/11/1999	201,07	1/8/2000	122,57
1/8/1999	164,24	3/3/2000	352,39	17/8/2000	125,79
17/8/1999	126,91	4/4/2000	317,06	2/9/2000	142,45
2/9/1999	155,72	7/6/2000	108,52	18/9/2000	107,97
23/12/1999	239,88	23/6/2000	123,34	4/10/2000	125,50
24/1/2000	326,89	25/7/2000	142,32	5/11/2000	87,71
13/4/2000	189,38	26/8/2000	112,57	21/11/2000	265,08
15/5/2000	96,16	27/9/2000	140,10	23/12/2000	237,30
16/6/2000	82,72	13/10/2000	181,59	13/3/2001	273,87
2/7/2000	151,17	29/10/2000	52,73	29/3/2001	293,53
3/8/2000	132,27	14/11/2000	197,28	16/5/2001	132,50
20/9/2000	136,89	30/11/2000	164,50	1/6/2001	144,94
6/10/2000	167,28	16/12/2000	279,30	17/6/2001	167,73
7/11/2000	117,21	22/3/2001	245,76	19/7/2001	130,22
23/11/2000	202,36	23/4/2001	162,49	21/9/2001	142,60
11/2/2001	279,96	10/6/2001	144,32	7/10/2001	121,27
15/3/2001	245,82	26/6/2001	224,34	24/11/2001	225,23
16/4/2001	171,49	12/7/2001	151,10	26/12/2001	271,54
2/5/2001	108,70	13/8/2001	179,59	9/7/2003	149,07
21/7/2001	135,26	29/8/2001	111,49	25/7/2003	143,36
6/8/2001	168,76	30/9/2001	131,16	26/8/2003	118,01
7/9/2001	94,12	1/11/2001	222,07	27/9/2003	144,41
23/9/2001	137,99	19/12/2001	310,30	29/10/2003	148,26
9/10/2001	131,96	20/1/2002	294,69	1/1/2004	213,86
13/1/2002	282,52	5/2/2002	264,15	2/2/2004	527,60
25/6/2003	95,91	9/3/2002	455,03	18/2/2004	358,90
11/7/2003	126,73	2/7/2003	151,93	6/4/2004	236,79

27/7/2003	170,74	19/8/2003	125,37	22/4/2004	288,10
13/9/2003	105,78	4/9/2003	141,35	24/5/2004	199,90
29/9/2003	101,13	6/10/2003	137,34	9/6/2004	164,72
19/1/2004	228,02	7/11/2003	125,88	11/7/2004	113,77
4/2/2004	267,24	9/12/2003	274,81	27/7/2004	142,34
8/4/2004	278,26	26/1/2004	298,63	12/8/2004	151,47
10/5/2004	207,61	14/3/2004	239,66	28/8/2004	122,29
26/5/2004	133,55	30/3/2004	229,64	29/9/2004	121,02
11/6/2004	189,59	2/6/2004	152,19	31/10/2004	222,48
27/6/2004	136,00	4/7/2004	116,92	16/11/2004	347,36
29/7/2004	143,98	21/8/2004	150,71	2/12/2004	385,70
14/8/2004	157,27	6/9/2004	125,98	18/12/2004	235,60
30/8/2004	157,96	22/9/2004	204,42	3/1/2005	321,70
15/9/2004	106,35	9/11/2004	278,16	19/1/2005	278,89
1/10/2004	144,84	11/12/2004	252,40	20/2/2005	369,53
17/10/2004	131,96	12/1/2005	346,58	8/3/2005	263,16
2/11/2004	261,15	13/2/2005	278,44	25/4/2005	208,16
18/11/2004	235,17	1/3/2005	208,87	11/5/2005	279,37
4/12/2004	264,08	17/3/2005	281,05	27/5/2005	163,38
20/12/2004	225,66	2/4/2005	406,39	12/6/2005	166,30
5/1/2005	240,85	4/5/2005	190,86	28/6/2005	137,04
21/1/2005	275,06	20/5/2005	149,09	14/7/2005	124,41
22/2/2005	381,83	5/6/2005	153,05	30/7/2005	206,40
11/4/2005	220,21	21/6/2005	145,90	31/8/2005	76,67
27/4/2005	195,33	8/8/2005	121,05	16/9/2005	117,91
13/5/2005	184,69	24/8/2005	101,57	2/10/2005	38,23
29/5/2005	133,06	25/9/2005	81,48	19/11/2005	215,92
14/6/2005	140,61	12/11/2005	251,31	23/2/2006	238,99
30/6/2005	191,75	31/1/2006	332,14	28/4/2006	237,06
16/7/2005	142,77	16/2/2006	280,80	14/5/2006	107,42
17/8/2005	117,46	4/3/2006	218,73	30/5/2006	137,59
4/10/2005	80,52	21/4/2006	182,61	15/6/2006	169,28
5/11/2005	208,56	24/6/2006	156,96	1/7/2006	137,43
21/11/2005	185,96	26/7/2006	149,61	17/7/2006	142,48
13/3/2006	206,65	11/8/2006	93,30	2/8/2006	117,18
30/4/2006	128,02	27/8/2006	101,43	18/8/2006	100,93
16/5/2006	97,04	12/9/2006	91,60	3/9/2006	113,40
1/6/2006	63,09	28/9/2006	85,81	5/10/2006	103,34
3/7/2006	173,07	30/10/2006	142,97	21/10/2006	170,32
4/8/2006	172,71	15/11/2006	207,92	6/11/2006	144,81
20/8/2006	100,74	1/12/2006	237,06	22/11/2006	415,37
21/9/2006	82,39	2/1/2007	309,29	8/12/2006	268,73
7/10/2006	121,20	19/2/2007	192,14	24/12/2006	381,39
23/10/2006	147,14	24/4/2007	264,02	26/2/2007	264,78
24/11/2006	312,71	26/5/2007	157,82	1/5/2007	169,43
10/12/2006	290,33	11/6/2007	208,21	2/6/2007	202,18
27/1/2007	196,69	27/6/2007	176,36	18/6/2007	188,62
28/2/2007	217,95	13/7/2007	122,95	4/7/2007	172,70
1/4/2007	259,40	29/7/2007	140,47	20/7/2007	170,28
17/4/2007	211,31	14/8/2007	188,08	5/8/2007	101,21
20/6/2007	152,43	30/8/2007	85,22	21/8/2007	106,18
22/7/2007	111,08	15/9/2007	114,67	6/9/2007	111,79

7/8/2007	110,96	1/10/2007	70,58	22/9/2007	95,44
23/8/2007	142,00	22/2/2008	229,79	28/1/2008	279,22
8/9/2007	83,31	28/5/2008	204,04	13/2/2008	268,05
24/9/2007	97,25	13/6/2008	179,57	19/5/2008	161,57
2/3/2008	220,43	29/6/2008	195,01	4/6/2008	145,06
18/3/2008	200,81	15/7/2008	152,13	20/6/2008	138,47
19/4/2008	216,15	31/7/2008	129,50	6/7/2008	157,15
5/5/2008	140,13	16/8/2008	125,61	22/7/2008	116,37
21/5/2008	108,18	1/9/2008	98,33	23/8/2008	107,31
22/6/2008	130,23	17/9/2008	127,55	24/9/2008	132,18
8/7/2008	167,91	3/10/2008	141,28	10/10/2008	126,13
24/7/2008	125,20	20/11/2008	247,05	29/12/2008	279,48
9/8/2008	134,99	22/12/2008	223,34	15/2/2009	244,68
25/8/2008	105,70	23/1/2009	300,10	4/4/2009	196,50
10/9/2008	85,63	31/5/2009	115,18	20/4/2009	202,85
26/9/2008	113,01	16/6/2009	90,91	6/5/2009	149,84
12/10/2008	113,05	2/7/2009	122,42	22/5/2009	120,65
28/10/2008	145,19	18/7/2009	147,90	23/6/2009	216,51
13/11/2008	198,11	3/8/2009	126,32	9/7/2009	164,51
29/11/2008	273,00	19/8/2009	163,87	10/8/2009	153,72
15/12/2008	152,13	4/9/2009	129,97	13/10/2009	143,81
16/1/2009	292,17	20/9/2009	117,19	29/10/2009	187,72
17/2/2009	249,63	6/10/2009	129,69	14/11/2009	148,22
21/3/2009	148,58	7/11/2009	197,44	23/4/2010	252,48
22/4/2009	139,92	9/12/2009	287,47	26/6/2010	156,63
8/5/2009	101,30	26/1/2010	360,51	28/7/2010	208,93
24/5/2009	87,66	11/2/2010	350,98	13/8/2010	136,03
9/6/2009	99,97	16/4/2010	337,52	14/9/2010	85,39
25/6/2009	130,18	18/5/2010	239,04	19/12/2010	290,45
11/7/2009	236,40	21/7/2010	113,92	4/1/2011	291,29
12/8/2009	141,65	6/8/2010	170,76	20/1/2011	236,26
28/8/2009	128,68	22/8/2010	89,24	5/2/2011	310,48
13/9/2009	133,57	23/9/2010	88,60	25/3/2011	205,53
29/9/2009	120,59	9/10/2010	69,67	26/4/2011	138,44
15/10/2009	97,63	25/10/2010	98,30	13/6/2011	167,73
31/10/2009	143,74	13/1/2011	254,91	15/7/2011	207,53
2/12/2009	208,80	18/3/2011	235,21	31/7/2011	124,09
19/1/2010	249,34	21/5/2011	96,86	16/8/2011	127,44
4/2/2010	292,26	6/6/2011	128,45	1/9/2011	46,30
20/2/2010	221,84	22/6/2011	141,75	17/9/2011	95,42
24/3/2010	206,12	8/7/2011	194,80	4/11/2011	199,58
25/4/2010	165,62	24/7/2011	182,64		
12/6/2010	148,39	9/8/2011	147,04		
28/6/2010	143,74	25/8/2011	162,71		
30/7/2010	214,11	10/9/2011	92,75		
18/10/2010	50,09	28/10/2011	183,21		
19/11/2010	207,58	13/11/2011	166,21		
5/12/2010	245,14				
12/4/2011	155,45				
28/4/2011	112,13				
14/5/2011	89,61				
15/6/2011	131,86				

17/7/2011	219,19		
18/8/2011	126,40		
3/9/2011	92,65		
5/10/2011	120,11		
6/11/2011	154,85		

Tabela 16 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Solimões, estação de Manacapuru, a partir de cenas Landsat 5, em três órbitas/ponto

230/062		231/062		232/063	
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
10/6/1984	47,65	1/6/1984	55,25	21/4/1984	103,24
26/6/1984	50,90	3/7/1984	58,36	7/5/1984	80,31
28/7/1984	80,16	5/9/1984	95,36	23/5/1984	28,20
14/9/1984	53,82	7/10/1984	105,29	8/6/1984	63,33
30/9/1984	97,94	23/10/1984	110,56	11/8/1984	90,81
17/11/1984	137,28	24/11/1984	140,21	27/8/1984	85,44
19/12/1984	280,80	10/12/1984	210,04	28/9/1984	132,81
5/2/1985	115,98	27/1/1985	143,51	18/1/1985	155,09
10/4/1985	128,11	17/4/1985	151,86	19/2/1985	171,69
28/5/1985	126,05	20/6/1985	97,27	23/3/1985	209,18
13/6/1985	107,88	6/7/1985	82,58	8/4/1985	144,67
29/6/1985	79,69	22/7/1985	95,68	26/5/1985	146,62
15/7/1985	94,87	8/9/1985	95,02	11/6/1985	161,24
31/7/1985	59,23	27/11/1985	128,81	29/7/1985	91,25
16/8/1985	55,60	19/3/1986	138,84	14/8/1985	86,45
1/9/1985	83,06	4/4/1986	91,70	15/9/1985	110,04
17/9/1985	71,37	20/4/1986	77,80	1/10/1985	101,94
24/2/1986	158,52	23/6/1986	57,71	2/11/1985	209,54
29/4/1986	85,83	25/7/1986	65,05	6/2/1986	275,11
15/5/1986	75,17	26/8/1986	61,72	11/4/1986	150,32
16/6/1986	48,18	13/10/1986	95,43	13/5/1986	80,03
18/7/1986	46,45	7/4/1987	65,39	16/7/1986	57,92
3/8/1986	51,32	26/6/1987	57,89	1/8/1986	78,41
19/8/1986	58,80	12/7/1987	57,49	18/9/1986	84,01
6/10/1986	105,77	29/8/1987	88,94	23/12/1986	147,17
18/5/1987	51,96	14/9/1987	57,15	29/3/1987	85,90
3/6/1987	53,88	19/12/1987	228,37	1/6/1987	63,90
5/7/1987	55,27	20/1/1988	207,63	4/8/1987	116,77
6/8/1987	60,04	24/3/1988	117,08	5/9/1987	88,02
7/9/1987	88,87	28/6/1988	61,49	10/12/1987	95,77
25/10/1987	86,64	2/10/1988	63,77	26/12/1987	181,10
10/11/1987	82,03	30/5/1989	39,71	11/1/1988	229,27
29/1/1988	156,77	2/8/1989	48,30	15/3/1988	180,02
21/6/1988	64,02	5/10/1989	72,61	19/6/1988	79,99
11/10/1988	55,66	21/10/1989	85,97	5/7/1988	59,00
30/12/1988	70,85	8/12/1989	122,95	7/9/1988	92,25
8/6/1989	34,18	9/1/1990	98,33	25/10/1988	134,98
24/6/1989	37,37	14/3/1990	131,66	26/11/1988	130,25
26/7/1989	38,47	30/3/1990	112,29	13/1/1989	141,09
11/8/1989	51,15	17/5/1990	64,65	3/4/1989	82,89
27/8/1989	49,56	2/6/1990	59,56	5/5/1989	43,96
14/10/1989	52,27	18/6/1990	57,92	21/5/1989	47,67

15/11/1989	146,62	4/7/1990	83,06	6/6/1989	44,17
2/1/1990	160,52	20/7/1990	51,79	9/8/1989	47,59
7/3/1990	162,49	21/8/1990	51,06	10/9/1989	66,31
10/5/1990	58,47	5/6/1991	43,05	12/10/1989	59,54
26/5/1990	57,71	21/6/1991	40,35	29/11/1989	173,97
11/6/1990	66,54	7/7/1991	82,86	22/4/1990	79,45
27/6/1990	49,77	23/7/1991	150,33	8/5/1990	74,09
14/8/1990	76,86	12/11/1991	165,27	24/5/1990	83,20
30/8/1990	48,06	28/11/1991	146,15	27/7/1990	63,29
15/9/1990	55,29	7/6/1992	109,47	28/8/1990	77,44
1/10/1990	59,32	25/7/1992	125,62	13/9/1990	91,85
17/10/1990	104,50	27/9/1992	148,88	18/12/1990	300,29
2/11/1990	98,38	13/10/1992	144,96	3/1/1991	141,06
4/12/1990	144,17	29/10/1992	134,91	11/5/1991	85,90
5/1/1991	182,50	30/11/1992	87,53	12/6/1991	48,58
26/3/1991	136,47	16/12/1992	193,23	28/6/1991	79,60
29/5/1991	43,82	17/1/1993	194,06	31/8/1991	76,15
30/6/1991	78,93	22/3/1993	93,42	16/9/1991	127,40
16/7/1991	100,44	12/7/1993	44,96	5/12/1991	234,30
1/8/1991	83,34	28/7/1993	55,98	21/12/1991	197,41
17/8/1991	58,85	29/8/1993	76,10	10/3/1992	269,85
5/11/1991	141,18	14/9/1993	121,20	11/4/1992	155,62
23/12/1991	290,92	30/9/1993	103,85	29/5/1992	138,79
24/1/1992	273,62	16/10/1993	93,16	16/7/1992	121,09
28/3/1992	280,27	5/2/1994	104,33	1/8/1992	143,28
2/7/1992	126,10	26/4/1994	60,43	2/9/1992	131,18
19/8/1992	109,71	29/6/1994	29,12	18/9/1992	173,69
4/9/1992	139,17	15/7/1994	39,97	4/10/1992	121,70
6/10/1992	160,69	17/9/1994	76,40	21/11/1992	150,04
26/1/1993	180,56	19/10/1994	75,06	7/12/1992	188,64
27/2/1993	148,49	4/11/1994	130,04	23/12/1992	242,91
31/3/1993	86,42	22/12/1994	229,90	8/1/1993	190,43
2/5/1993	54,24	28/3/1995	237,43	25/2/1993	151,27
3/6/1993	44,53	29/4/1995	120,17	13/3/1993	114,34
19/6/1993	50,92	31/5/1995	44,78	29/3/1993	126,92
6/8/1993	73,47	16/6/1995	73,10	14/4/1993	75,03
22/8/1993	70,68	19/8/1995	67,07	1/6/1993	55,47
7/9/1993	67,84	20/9/1995	75,39	17/6/1993	52,40
23/9/1993	83,95	6/10/1995	74,36	19/7/1993	70,29
25/10/1993	103,16	23/11/1995	137,84	4/8/1993	96,42
26/11/1993	199,70	9/12/1995	183,76	20/8/1993	85,28
28/12/1993	162,53	25/12/1995	166,64	5/9/1993	93,30
13/1/1994	176,41	26/1/1996	174,91	21/9/1993	125,87
2/3/1994	111,32	11/2/1996	153,16	7/10/1993	102,88
19/4/1994	57,05	27/2/1996	153,48	23/10/1993	154,41
6/6/1994	32,37	18/6/1996	46,99	8/11/1993	109,90
22/6/1994	32,33	5/8/1996	40,40	24/11/1993	286,63
8/7/1994	34,53	25/11/1996	195,67	27/1/1994	148,20
9/8/1994	50,86	1/3/1997	281,51	17/4/1994	56,15
26/9/1994	55,81	5/6/1997	48,68	3/5/1994	71,62
12/10/1994	62,13	21/6/1997	35,59	4/6/1994	49,98
28/10/1994	118,07	7/7/1997	50,46	6/7/1994	49,54
13/11/1994	93,37	27/10/1997	66,10	22/7/1994	55,89

29/11/1994	125,69	8/6/1998	48,05	7/8/1994	77,58
21/3/1995	163,19	27/8/1998	67,95	24/9/1994	81,70
6/4/1995	216,74	28/9/1998	67,14	10/10/1994	53,68
8/5/1995	103,81	14/10/1998	41,62	27/11/1994	155,65
9/6/1995	59,85	15/11/1998	82,61	13/12/1994	174,12
11/7/1995	48,54	17/12/1998	194,76	29/12/1994	168,01
27/7/1995	58,31	2/1/1999	192,38	19/3/1995	193,38
12/8/1995	60,63	24/4/1999	51,66	4/4/1995	204,48
29/9/1995	45,84	10/5/1999	34,73	6/5/1995	134,34
15/10/1995	64,85	11/6/1999	42,18	22/5/1995	106,91
16/11/1995	131,15	27/6/1999	39,08	23/6/1995	67,38
2/12/1995	169,25	13/7/1999	42,85	9/7/1995	73,62
18/12/1995	148,09	29/7/1999	43,51	25/7/1995	70,02
7/3/1996	124,78	14/8/1999	64,60	26/8/1995	89,35
23/3/1996	102,87	30/8/1999	68,65	11/9/1995	83,40
24/4/1996	63,21	1/10/1999	57,28	27/9/1995	96,69
26/5/1996	50,08	17/10/1999	113,31	13/10/1995	100,09
11/6/1996	42,21	2/11/1999	104,47	29/10/1995	150,99
27/6/1996	43,02	18/11/1999	65,30	14/11/1995	172,62
14/8/1996	52,89	22/2/2000	311,33	30/11/1995	165,72
30/8/1996	35,12	9/3/2000	196,96	16/12/1995	155,34
15/9/1996	40,70	28/5/2000	51,68	1/1/1996	141,65
1/10/1996	61,18	13/6/2000	47,18	17/1/1996	154,23
17/10/1996	97,81	29/6/2000	46,92	2/2/1996	122,06
2/11/1996	151,54	15/7/2000	47,27	18/2/1996	153,05
18/11/1996	122,04	16/8/2000	54,50	6/4/1996	93,18
4/12/1996	140,14	17/9/2000	71,02	22/4/1996	86,51
6/2/1997	160,58	19/10/2000	76,65	8/5/1996	86,88
29/5/1997	32,77	4/11/2000	74,88	24/5/1996	59,25
30/6/1997	39,39	6/12/2000	121,05	25/6/1996	86,83
17/6/1998	44,43	22/12/2000	180,67	11/7/1996	55,99
4/8/1998	68,33	8/2/2001	330,80	27/7/1996	59,26
5/9/1998	51,29	24/2/2001	141,89	12/8/1996	60,27
7/10/1998	54,00	12/3/2001	103,32	28/8/1996	81,71
8/11/1998	84,52	13/4/2001	138,84	29/9/1996	98,59
10/12/1998	208,80	29/4/2001	83,26	15/10/1996	111,49
26/12/1998	253,46	31/5/2001	50,27	31/10/1996	131,17
17/4/1999	64,12	16/6/2001	41,62	3/1/1997	229,66
20/6/1999	39,82	2/7/2001	41,56	19/1/1997	106,82
7/8/1999	46,89	18/7/2001	41,49	27/5/1997	44,15
8/9/1999	44,51	3/8/2001	69,46	12/6/1997	48,09
26/10/1999	101,51	19/8/2001	72,81	28/6/1997	47,14
27/11/1999	88,99	22/10/2001	43,49	2/10/1997	95,18
13/12/1999	165,07	7/11/2001	104,65	3/11/1997	41,25
3/4/2000	213,77	23/11/2001	151,48	15/6/1998	29,73
6/6/2000	45,11	25/12/2001	244,77	1/7/1998	63,26
8/7/2000	37,50	26/1/2002	196,07	17/7/1998	83,28
9/8/2000	64,37	27/2/2002	181,79	2/8/1998	69,09
25/8/2000	63,67	22/6/2003	42,81	3/9/1998	75,83
10/9/2000	64,48	8/7/2003	47,32	19/9/1998	76,76
12/10/2000	59,50	24/7/2003	53,71	5/10/1998	94,98
13/11/2000	90,52	9/8/2003	47,00	8/12/1998	223,64
29/11/2000	96,93	25/8/2003	63,57	25/1/1999	257,49

15/12/2000	133,72	10/9/2003	65,75	18/6/1999	40,95
21/3/2001	109,14	13/11/2003	124,61	4/7/1999	41,96
8/5/2001	66,60	15/12/2003	162,71	20/7/1999	48,65
24/5/2001	42,49	1/2/2004	177,61	5/8/1999	68,18
9/6/2001	36,52	17/2/2004	208,21	21/8/1999	63,88
11/7/2001	50,18	20/3/2004	155,45	22/9/1999	90,62
27/7/2001	61,49	21/4/2004	150,75	8/10/1999	78,85
3/1/2002	249,10	23/5/2004	112,12	9/11/1999	93,50
8/3/2002	171,91	8/6/2004	85,63	29/2/2000	398,13
15/6/2003	43,80	24/6/2004	64,31	17/4/2000	154,55
1/7/2003	59,13	10/7/2004	63,43	3/5/2000	82,12
19/9/2003	50,46	26/7/2004	64,75	4/6/2000	51,59
21/10/2003	68,64	12/9/2004	63,83	20/6/2000	47,04
6/11/2003	120,00	28/9/2004	72,54	6/7/2000	56,41
24/12/2003	167,81	14/10/2004	52,47	22/7/2000	42,73
9/1/2004	178,73	30/10/2004	94,60	7/8/2000	79,15
10/2/2004	160,20	15/11/2004	216,62	23/8/2000	61,86
26/2/2004	131,73	1/12/2004	215,38	8/9/2000	58,74
14/4/2004	122,69	2/1/2005	186,36	24/9/2000	80,33
16/5/2004	97,50	19/2/2005	119,94	10/10/2000	83,47
1/6/2004	120,77	7/3/2005	171,13	26/10/2000	112,37
17/6/2004	70,91	10/5/2005	68,51	11/11/2000	100,24
3/7/2004	74,61	26/5/2005	51,35	27/11/2000	159,40
19/7/2004	65,87	11/6/2005	46,22	13/12/2000	117,67
4/8/2004	60,95	27/6/2005	55,57	14/1/2001	171,86
20/8/2004	55,58	13/7/2005	63,30	30/1/2001	248,36
5/9/2004	52,46	29/7/2005	75,00	15/2/2001	221,83
23/10/2004	84,29	14/8/2005	66,39	3/3/2001	147,99
24/11/2004	187,36	30/8/2005	41,31	6/5/2001	69,63
10/12/2004	136,51	15/9/2005	65,35	22/5/2001	56,48
26/12/2004	190,15	1/10/2005	67,47	7/6/2001	53,68
11/1/2005	185,64	17/10/2005	69,95	9/7/2001	61,05
27/1/2005	202,68	2/11/2005	8,59	25/7/2001	54,20
12/2/2005	147,94	18/11/2005	213,65	10/8/2001	68,37
1/4/2005	116,89	6/2/2006	181,39	11/9/2001	89,18
4/6/2005	51,41	22/2/2006	157,32	13/10/2001	70,99
20/6/2005	52,36	11/4/2006	71,25	29/10/2001	92,58
6/7/2005	61,63	27/4/2006	68,39	14/11/2001	153,59
23/8/2005	74,36	29/5/2006	38,62	16/12/2001	55,76
8/9/2005	60,95	30/6/2006	42,32	1/1/2002	241,42
24/9/2005	58,52	16/7/2006	48,25	17/1/2002	166,46
10/10/2005	48,57	1/8/2006	47,42	2/2/2002	165,62
15/2/2006	280,09	17/8/2006	57,63	13/6/2003	46,66
3/3/2006	136,23	2/9/2006	53,63	29/6/2003	50,46
4/4/2006	77,21	18/9/2006	42,04	31/7/2003	55,41
20/4/2006	93,77	4/10/2006	20,49	16/8/2003	61,75
6/5/2006	64,85	20/10/2006	66,88	1/9/2003	78,09
22/5/2006	42,53	5/11/2006	103,41	3/10/2003	82,32
7/6/2006	45,10	21/11/2006	133,33	19/10/2003	85,03
23/6/2006	46,37	7/12/2006	172,69	4/11/2003	158,84
9/7/2006	45,65	23/12/2006	210,42	22/12/2003	163,69
25/7/2006	58,67	8/1/2007	337,04	28/4/2004	129,37
10/8/2006	47,83	24/1/2007	165,34	14/5/2004	133,08

26/8/2006	46,00	25/2/2007	109,06	15/6/2004	94,17
11/9/2006	56,74	14/4/2007	121,34	1/7/2004	71,90
27/9/2006	58,38	30/4/2007	115,27	17/7/2004	69,51
29/10/2006	101,82	16/5/2007	69,80	2/8/2004	66,29
30/11/2006	102,79	1/6/2007	68,02	18/8/2004	86,75
16/12/2006	200,02	17/6/2007	53,36	3/9/2004	77,68
2/2/2007	167,40	3/7/2007	51,17	19/9/2004	92,70
18/2/2007	131,74	4/8/2007	55,14	5/10/2004	93,95
7/4/2007	165,05	5/9/2007	79,79	21/10/2004	58,57
23/4/2007	160,12	21/9/2007	68,06	22/11/2004	233,19
26/6/2007	56,42	11/1/2008	238,07	8/12/2004	258,53
12/7/2007	56,66	27/1/2008	166,02	24/12/2004	179,96
13/8/2007	60,60	28/2/2008	216,56	9/1/2005	198,79
29/8/2007	47,47	3/6/2008	49,19	25/1/2005	170,61
14/9/2007	52,58	5/7/2008	65,72	10/2/2005	146,31
30/9/2007	62,98	21/7/2008	54,62	14/3/2005	165,64
20/1/2008	161,06	6/8/2008	61,85	15/4/2005	178,31
25/4/2008	70,17	22/8/2008	50,51	2/6/2005	63,87
11/5/2008	54,75	7/9/2008	77,21	18/6/2005	46,03
27/5/2008	61,79	23/9/2008	48,83	4/7/2005	54,33
28/6/2008	47,49	9/10/2008	74,34	5/8/2005	84,58
14/7/2008	53,42	10/11/2008	113,91	21/8/2005	81,13
30/7/2008	52,38	12/12/2008	138,54	22/9/2005	57,46
15/8/2008	61,68	2/3/2009	107,16	8/10/2005	36,94
31/8/2008	66,11	18/3/2009	80,01	24/10/2005	36,38
3/11/2008	93,96	3/4/2009	63,68	9/11/2005	147,42
19/11/2008	120,02	19/4/2009	37,96	13/2/2006	255,86
5/12/2008	148,43	5/5/2009	62,55	1/3/2006	136,20
21/12/2008	149,98	22/6/2009	37,03	2/4/2006	171,67
6/1/2009	124,30	8/7/2009	53,35	18/4/2006	95,22
7/2/2009	171,33	24/7/2009	48,69	5/6/2006	54,42
12/4/2009	50,22	25/8/2009	66,43	21/6/2006	50,63
14/5/2009	47,34	10/9/2009	69,13	7/7/2006	56,03
1/7/2009	44,60	26/9/2009	70,69	23/7/2006	67,65
17/7/2009	49,92	12/10/2009	58,65	8/8/2006	61,44
2/8/2009	50,07	28/10/2009	60,26	24/8/2006	60,14
3/9/2009	51,45	13/11/2009	99,64	9/9/2006	66,60
19/9/2009	39,22	29/11/2009	93,98	25/9/2006	75,12
5/10/2009	61,83	16/1/2010	240,74	11/10/2006	50,78
21/10/2009	49,27	1/2/2010	173,42	27/10/2006	108,72
6/11/2009	66,18	21/3/2010	188,49	12/11/2006	83,65
1/5/2010	138,76	22/4/2010	101,59	28/11/2006	203,40
17/5/2010	64,20	9/6/2010	11,49	30/12/2006	199,78
18/6/2010	0,76	25/6/2010	49,77	15/1/2007	211,70
20/7/2010	51,41	27/7/2010	64,38	16/2/2007	111,27
8/10/2010	61,81	28/8/2010	64,20	4/3/2007	193,81
9/11/2010	58,50	15/10/2010	43,18	20/3/2007	162,26
11/12/2010	140,64	31/10/2010	43,66	5/4/2007	52,54
12/1/2011	123,62	4/2/2011	180,01	7/5/2007	59,13
1/3/2011	250,98	8/3/2011	181,96	23/5/2007	73,76
17/3/2011	188,73	24/3/2011	175,22	24/6/2007	60,21
18/4/2011	144,54	25/4/2011	81,03	10/7/2007	82,91
7/7/2011	53,53	12/6/2011	48,45	26/7/2007	61,21

23/7/2011	54,22	28/6/2011	44,42	11/8/2007	87,10
8/8/2011	53,72	14/7/2011	56,10	27/8/2007	86,02
27/10/2011	102,54	15/8/2011	56,36	12/9/2007	70,75
		31/8/2011	59,87	28/9/2007	78,35
				7/4/2008	79,61
				9/5/2008	74,28
				25/5/2008	43,87
				26/6/2008	63,33
				12/7/2008	82,77
				28/7/2008	74,90
				13/8/2008	72,01
				29/8/2008	80,13
				14/9/2008	83,17
				30/9/2008	70,41
				16/10/2008	80,22
				3/12/2008	167,84
				20/1/2009	212,24
				5/2/2009	206,51
				21/2/2009	117,27
				9/3/2009	113,93
				26/4/2009	54,27
				12/5/2009	53,12
				28/5/2009	38,03
				13/6/2009	39,48
				29/6/2009	54,19
				15/7/2009	54,14
				31/7/2009	59,69
				16/8/2009	75,52
				1/9/2009	54,48
				17/9/2009	69,28
				3/10/2009	80,79
				19/10/2009	46,69
				4/11/2009	67,07
				20/11/2009	122,52
				6/12/2009	55,96
				23/1/2010	173,85
				28/3/2010	222,08
				13/4/2010	140,34
				15/5/2010	91,70
				16/6/2010	72,30
				2/7/2010	65,59
				18/7/2010	48,81
				19/8/2010	57,54
				4/9/2010	10,53
				9/12/2010	160,99
				25/12/2010	165,20
				10/1/2011	141,88
				11/2/2011	156,62
				5/7/2011	59,00
				21/7/2011	58,18
				6/8/2011	66,60
				7/9/2011	105,18
				9/10/2011	101,66

		25/10/2011	150,17
--	--	------------	--------

Tabela 17 - Estimativas da concentração de sedimentos suspensos em superfície para o rio Amazonas, estação de Óbidos, a partir de cenas Landsat 5, em três órbitas/ponto

227/062		228/061		229/062	
Data	CSS	Data	CSS	Data	CSS
20/5/1984	47,25	9/4/1984	183,3	16/4/1984	94,36
21/6/1984	41,01	25/4/1984	61,48	18/5/1984	50,57
8/8/1984	33,25	11/5/1984	59,61	3/6/1984	36,02
24/8/1984	32,95	14/7/1984	42,78	5/7/1984	35,67
11/10/1984	35,03	2/10/1984	40,63	21/7/1984	40,16
30/12/1984	168,54	18/10/1984	40,26	6/8/1984	36,02
31/1/1985	216,75	19/11/1984	73,27	23/9/1984	40,08
16/2/1985	149,4	21/12/1984	171,43	26/11/1984	87,4
21/4/1985	97,1	7/2/1985	294,48	12/12/1984	131,38
23/5/1985	49,62	23/2/1985	146,5	2/3/1985	115,13
12/9/1985	33,58	27/3/1985	99,33	6/6/1985	64,1
14/10/1985	34,64	15/6/1985	81,23	22/6/1985	73,24
1/12/1985	66,18	17/7/1985	52,43	9/8/1985	39,15
23/3/1986	114,59	3/9/1985	41,65	25/8/1985	33,56
10/5/1986	57,08	5/10/1985	38,76	8/5/1986	52,64
11/6/1986	58,13	21/10/1985	43,57	11/7/1986	39,84
27/6/1986	45,15	10/2/1986	364,55	27/7/1986	31,56
29/7/1986	34,92	17/5/1986	52,36	28/8/1986	25,6
30/8/1986	30,73	18/6/1986	49,07	13/9/1986	26,92
15/9/1986	35,41	21/8/1986	28,71	31/10/1986	71,9
1/10/1986	24,76	6/9/1986	28,57	9/4/1987	56,34
17/10/1986	41,35	8/10/1986	40,07	11/5/1987	45,07
2/11/1986	66,89	9/11/1986	58,33	28/6/1987	28,29
20/12/1986	69,36	11/12/1986	73,13	30/7/1987	31,76
13/5/1987	43,09	27/12/1986	90,98	15/8/1987	33,94
29/5/1987	44,49	20/5/1987	63,51	31/8/1987	31,36
14/6/1987	41,77	5/6/1987	49,05	18/10/1987	26,76
30/6/1987	39,86	21/6/1987	41,97	3/11/1987	37
16/7/1987	46,33	8/8/1987	41,43	21/12/1987	116,71
1/8/1987	32,88	24/8/1987	37,02	6/1/1988	209,09
17/8/1987	30,35	9/9/1987	36,24	29/5/1988	63,75
18/9/1987	34,36	11/10/1987	37,31	21/11/1988	56,13
20/10/1987	25,96	12/11/1987	40,97	8/1/1989	76,48
5/11/1987	34,63	14/11/1988	52,06	19/7/1989	34,12
24/1/1988	154,22	1/1/1989	94,47	20/8/1989	29,51
9/2/1988	136,11	28/7/1989	36,91	5/9/1989	30,93
31/5/1988	48,91	13/8/1989	32,08	21/9/1989	28,16
4/9/1988	21,03	29/8/1989	28,03	26/12/1989	71,07
20/9/1988	28,02	14/9/1989	34,37	27/1/1990	134,93
6/10/1988	20,58	30/9/1989	22,83	16/3/1990	110,68
22/10/1988	23,4	3/12/1989	64,75	1/4/1990	105,48
26/1/1989	119,91	19/12/1989	62,19	3/5/1990	68,64
16/4/1989	61,98	10/4/1990	81,63	19/5/1990	47,55
2/5/1989	47,18	12/5/1990	55,56	4/6/1990	57,2
18/5/1989	41,77	28/5/1990	57,86	6/7/1990	53,7
6/8/1989	43,3	29/6/1990	52,12	22/7/1990	39,04
22/8/1989	35,12	31/7/1990	54,22	7/8/1990	29,09
23/9/1989	24,16	16/8/1990	39,49	8/9/1990	23,39
25/10/1989	33,1	1/9/1990	28,37	24/9/1990	28,62
26/11/1989	54,7	17/9/1990	22,00	10/10/1990	27,5
13/1/1990	77,3	3/10/1990	26,04	26/10/1990	38,78

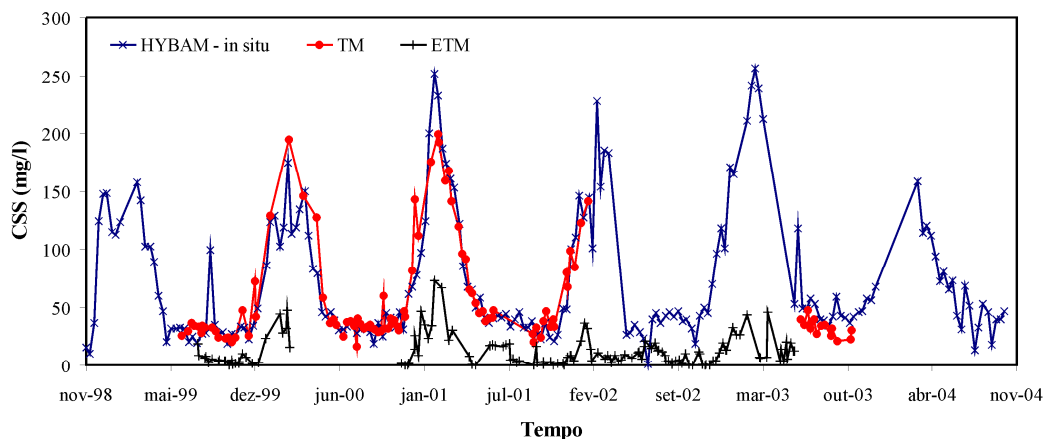
18/3/1990	117,42	19/10/1990	37,76	15/2/1991	154,41
5/5/1990	58,19	4/11/1990	44,42	19/3/1991	144,7
21/5/1990	46,83	23/1/1991	216,21	4/4/1991	170,03
22/6/1990	51,07	8/2/1991	164,97	20/4/1991	101,19
8/7/1990	55,74	24/2/1991	166,25	22/5/1991	44,97
9/8/1990	34,59	12/3/1991	169,84	23/6/1991	31,69
25/8/1990	33,88	15/5/1991	77,21	9/7/1991	39,82
26/9/1990	25,6	31/5/1991	49,91	25/7/1991	42,18
28/10/1990	33,72	18/7/1991	49,98	10/8/1991	40,22
15/12/1990	145,62	3/8/1991	54,48	27/9/1991	46,2
31/12/1990	158,1	4/9/1991	39,09	13/10/1991	40,48
16/1/1991	221,18	20/9/1991	44,3	29/10/1991	66,42
21/3/1991	122,84	6/10/1991	37,38	14/11/1991	74,55
6/4/1991	100,61	22/10/1991	49,03	30/11/1991	87,57
22/4/1991	63,173	7/11/1991	50,44	16/12/1991	143,69
8/5/1991	56,04	23/11/1991	75,87	2/2/1992	206,39
24/5/1991	48,74	9/12/1991	118,24	5/3/1992	185,33
9/6/1991	38,93	25/12/1991	130,69	22/4/1992	125,44
25/6/1991	40,97	26/1/1992	202,37	8/5/1992	108,13
27/7/1991	40,71	14/3/1992	219,61	24/5/1992	108,42
28/8/1991	39,18	4/7/1992	77,92	25/6/1992	71,88
29/9/1991	43,23	8/10/1992	87,09	15/10/1992	64,53
15/10/1991	32,55	24/10/1992	110,91	31/10/1992	101,39
31/10/1991	42,08	9/11/1992	79,31	2/12/1992	109,73
2/12/1991	82,24	25/11/1992	102,01	18/12/1992	168,29
18/12/1991	126,74	11/12/1992	110,37	19/1/1993	181,75
3/1/1992	140,91	27/12/1992	185,17	8/3/1993	127,15
4/2/1992	213,77	28/1/1993	187,6	9/4/1993	67,01
7/3/1992	177,68	2/4/1993	75,4	27/5/1993	41,91
1/10/1992	66,89	20/5/1993	43,22	12/6/1993	41,57
2/11/1992	94,56	7/7/1993	34,46	28/6/1993	29,69
18/11/1992	93,52	23/7/1993	37,03	30/7/1993	28,4
20/12/1992	131,08	8/8/1993	40,17	31/8/1993	35,26
5/1/1993	140,83	24/8/1993	39,21	16/9/1993	37,27
21/1/1993	147,95	9/9/1993	37,62	2/10/1993	48,87
6/2/1993	167,35	25/9/1993	44,98	3/11/1993	62,46
22/2/1993	132,58	28/11/1993	103,33	7/2/1994	126,96
10/3/1993	135,97	15/1/1994	134,78	23/2/1994	107,75
26/3/1993	90,79	23/5/1994	43,29	28/4/1994	79,62
11/4/1993	60,29	24/6/1994	38,54	14/5/1994	49,23
27/4/1993	53,98	26/7/1994	27,45	1/7/1994	27,57
13/5/1993	52,2	11/8/1994	22,06	17/7/1994	27,55
29/5/1993	41,05	28/9/1994	31,1	2/8/1994	23,8
14/6/1993	43,72	14/10/1994	35,52	6/11/1994	46,23
16/7/1993	38,53	30/10/1994	39,55	24/12/1994	111,93
1/8/1993	32,16	15/11/1994	41,16		
2/9/1993	31,21	17/12/1994	106,19		
18/9/1993	31,59				
4/10/1993	37,9				
20/10/1993	39,03				
7/12/1993	111,67				
24/1/1994	126,2				
25/2/1994	104,5				
16/5/1994	45,01				
1/6/1994	31,5				
17/6/1994	29,32				
3/7/1994	32,87				
4/8/1994	30,97				

23/10/1994	27,49		
8/11/1994	37,24		
24/11/1994	57,81		
10/12/1994	74,99		
26/12/1994	123,05		

APÊNDICE C - EXPERIMENTO COM DADOS ETM+

As estimativas produzidas a partir de dados TM são muito robustas, reproduzindo o padrão anual de máximos e mínimos de CSS (Figura 176). Por outro lado, as estimativas ETM+ não forneceram bons resultados, com forte efeito de subestimação dos valores (Figura 176). Embora nos anos hidrológicos de 2000 e 2001 as estimativas ETM+ reproduzam o ciclo, sendo possível ajustá-las, para outros períodos e ciclos hidrológicos, as estimativas não são adequadas para tal. Portanto, conclui-se que os modelos baseados em dados TM não são aplicáveis em dados ETM+.

Figura 176 - Gráfico apresentando séries de dados de concentração de sedimentos suspensos para o rio Amazonas em Óbidos/PA. A série em azul indica dados coletados *in situ*, as estimativas TM estão em vermelho e as estimativas ETM+ em preto



O modelo do rio Amazonas possui sete variáveis preditoras: quatro bandas e três razões entre bandas. Essas variáveis foram plotadas ao longo do tempo com o intuito de investigar por que as estimativas ETM+ foram tão discrepantes em relação às estimativas TM. Os valores de reflectância no topo da atmosfera para as três bandas do visível são muito semelhantes, considerando os dois sensores (Figura 177). Assim como os níveis de CSS, a reflectância na faixa espectral do visível também apresenta uma variação sazonal, cujos máximos acompanham os máximos de CSS. Quando as duas razões entre as bandas do visível são observadas (Figura 2: $3/1$ e $3/2+1$), o mesmo padrão é notado, em que os valores derivados a partir dos dois sensores se sobrepõem e acompanham as variações da CSS.

Esses resultados para as bandas do visível suportariam a hipótese de que os modelos baseados em dados TM seriam aplicáveis também para os dados ETM+. No entanto, quando as bandas do infravermelho (bandas 4 e 5) foram observadas, bem como a razão entre bandas $4/3$, notou-se que elas não possuem a mesma consistência entre os sensores em relação

às bandas do espectro visível. A banda do infravermelho próximo também apresenta variações que acompanham os ciclos da CSS, mas os dois sensores possuem sensibilidades distintas (Figura 177), o que também ocorre com a razão 4/3 (Figura 178). Como para a faixa espectral do infravermelho de ondas curtas não se espera que haja relação entre a reflectância e a CSS, esta última variável não foi plotada em conjunto com a reflectância da banda 5 (Figura 178). Neste caso, notou-se que a reflectância aparente calculada para os dados ETM+ foi maior do que os valores baseados em dados TM para praticamente toda a série. Como a banda 5 possui um coeficiente negativo no modelo (observar a equação 2), ela deve explicar parte do efeito de subestimação da CSS.

Considerando os resultados deste experimento, na sequência desta pesquisa não foram utilizadas as imagens ETM+ para preenchimento de falhas nas séries de CSS dos rios amazônicos.

Figura 177 - Gráfico apresentando a série de dados *in situ* de concentração de sedimentos suspensos para o rio Amazonas em Óbidos/PA e valores de refletância no topo da atmosfera para as bandas 1, 2, 3 e 4 dos sensores TM e ETM+

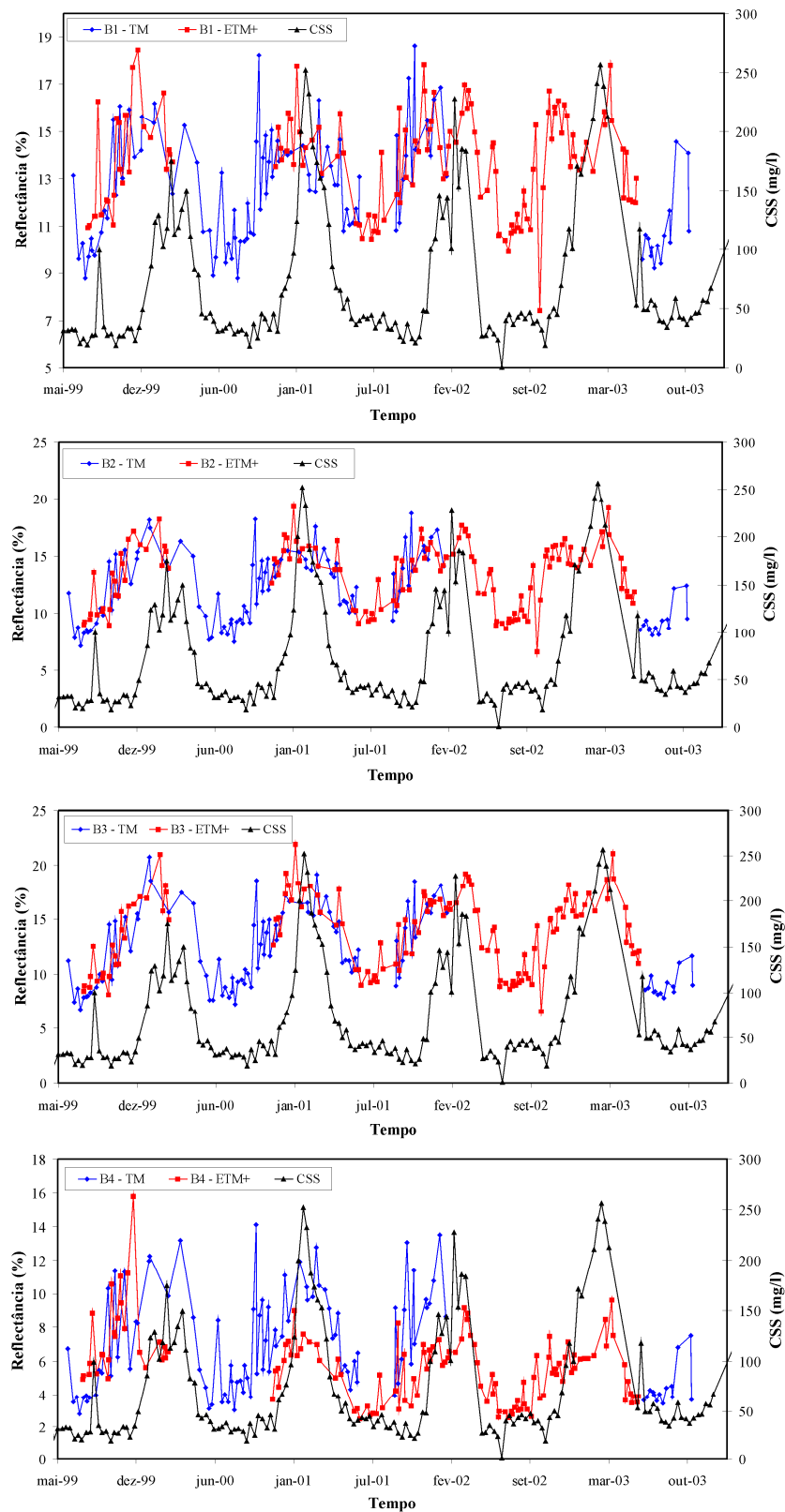
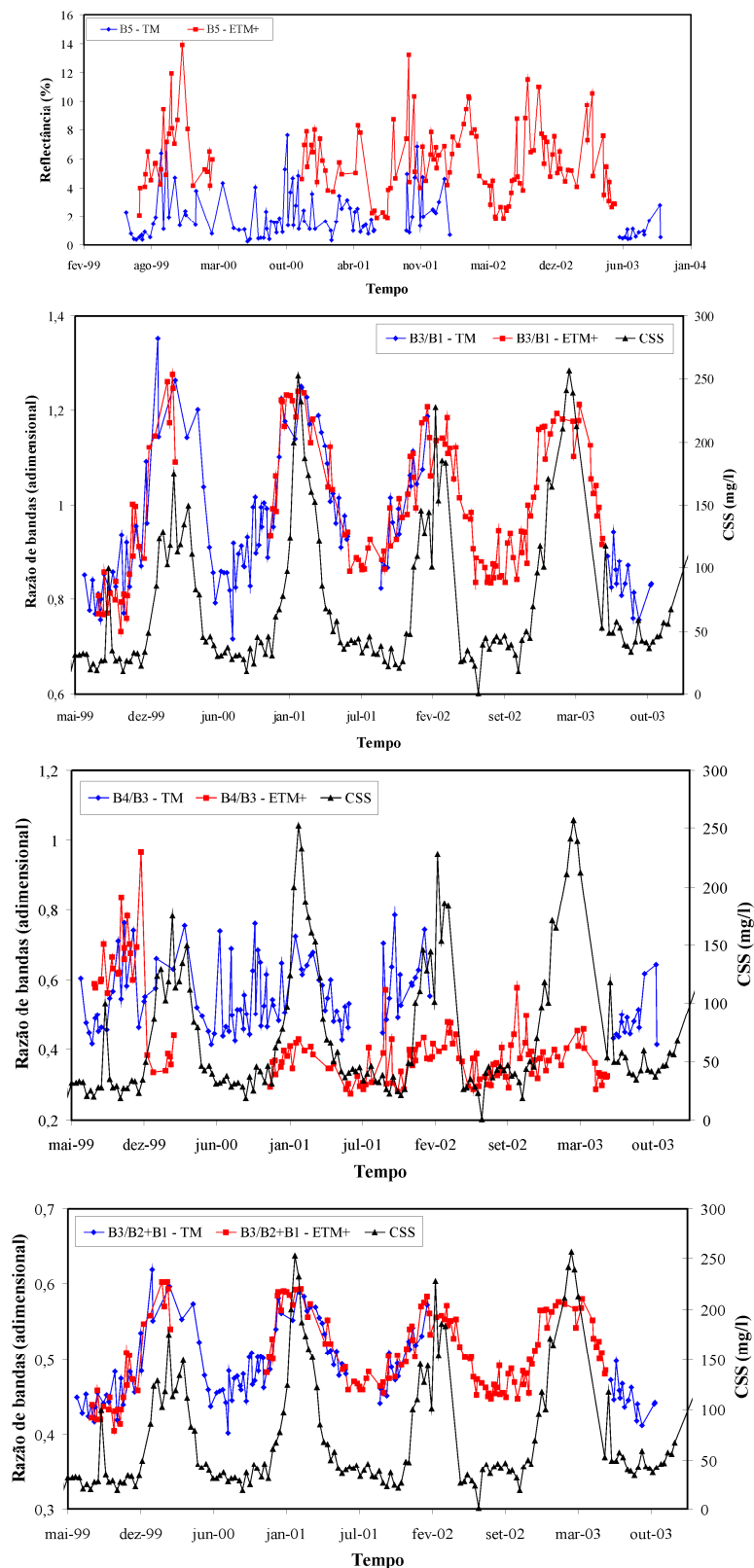


Figura 178 - Gráficos apresentando a série de dados *in situ* de concentração de sedimentos suspensos para o rio Amazonas em Óbidos/PA e valores de reflectância no topo da atmosfera para a banda 5 e as razões entre bandas: B3/B1 e B3/B2+B1 dos sensores TM e ETM+.

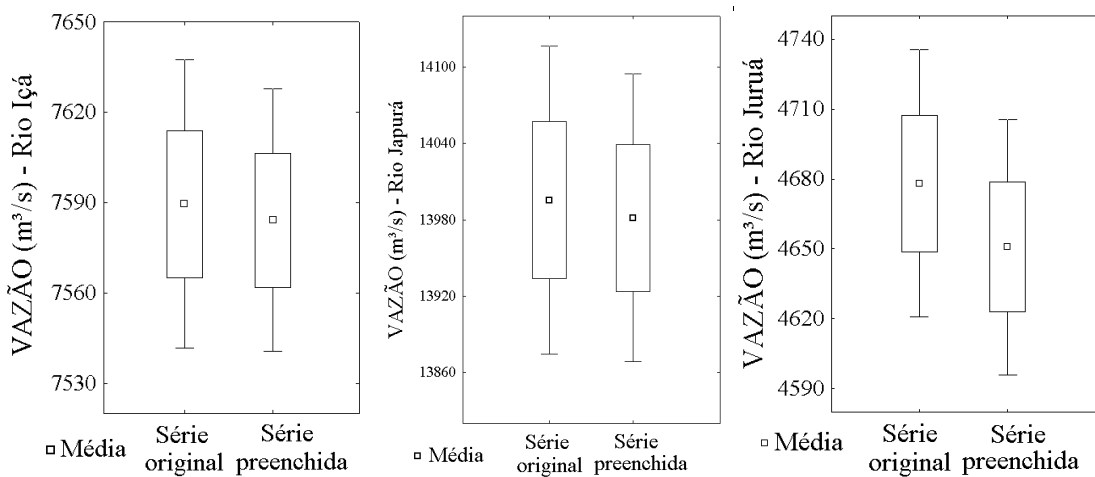


APÊNDICE D – Testes de igualdade de média e variância entre séries originais e preenchidas de dados de vazão

Tabela 18 – Resultados dos testes para igualdade de média e variância entre as séries de dados de vazão original, com falhas (1) e as séries preenchidas (2)

Rio	N (1)	N (2)	μ (1)	μ (2)	Valor-p (t)	σ (1)	σ (2)	Valor-p (F)
Içá	10469	12379	7589,49	7584,17	0,87	2498,83	2472,08	0,25
Japurá	9672	10926	13995,54	13981,47	0,86	6072,29	6022,66	0,40
Juruá	11068	12114	4678,15	4650,78	0,49	3081,65	3071,83	0,73

Figura 179 – Box plot das séries temporais de vazão originais e preenchidas para as estações dos rios Içá, Japurá e Juruá



APÊNDICE E – Resíduos da regressão linear aplicada para análise de tendência. O tempo é a variável explicativa e o transporte anual de sedimentos é a variável resposta

Figura 180 - Resíduos e teste de normalidade das análises de regressão aplicadas às séries temporais dos rios Içá, Japurá, Juruá e Purus

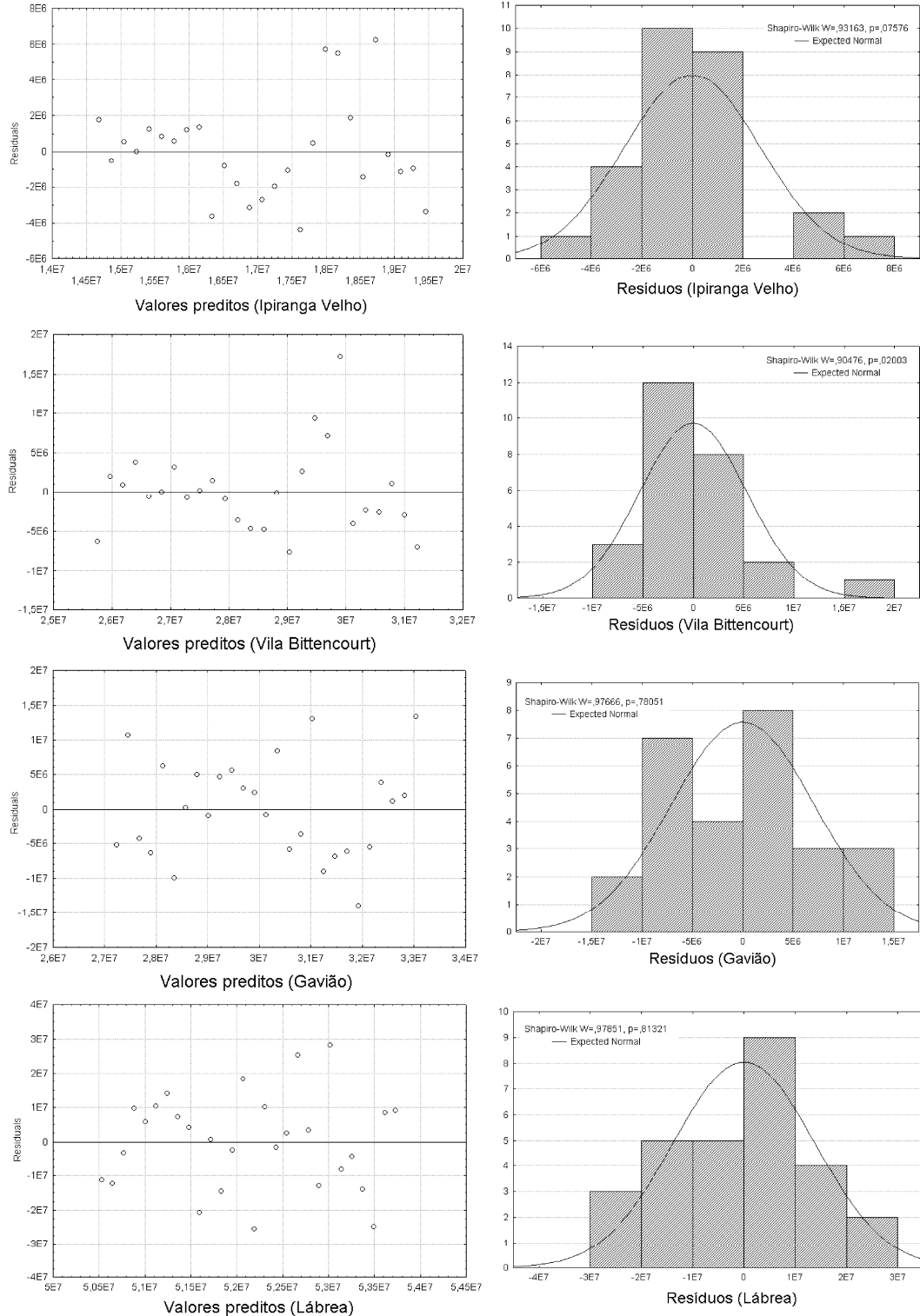
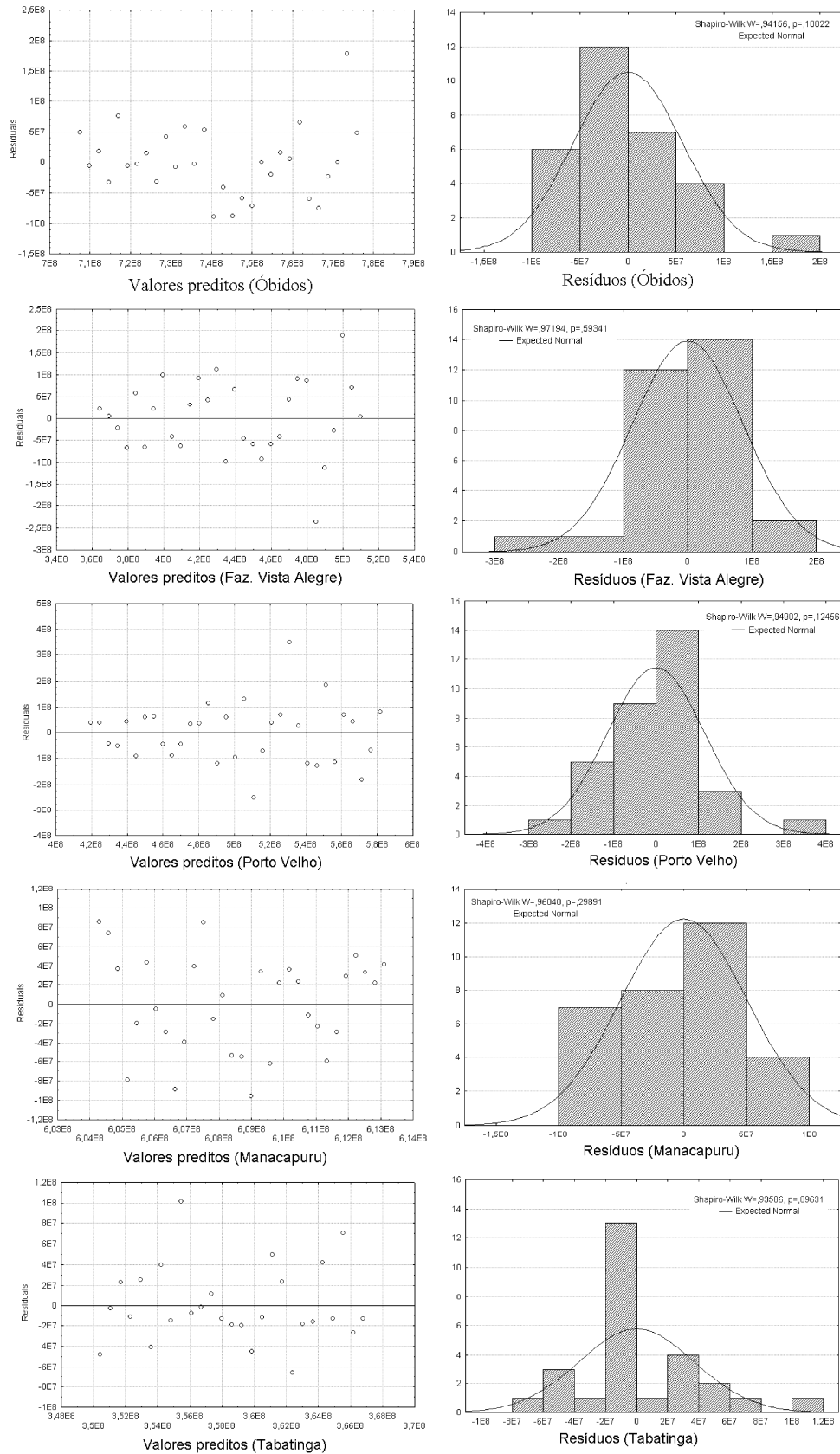


Figura 181 - Resíduos e teste de normalidade das análises de regressão aplicadas às séries temporais dos rios Amazonas, Madeira e Solimões



APÊNDICE F – Séries temporais de totais anuais de TSS e tendências ajustadas para todas as estações

Figura 182 - Séries temporais de TSS anual dos rios Japurá (a), Içá (b), Purus (c) e Juruá (d) e tendências ajustadas

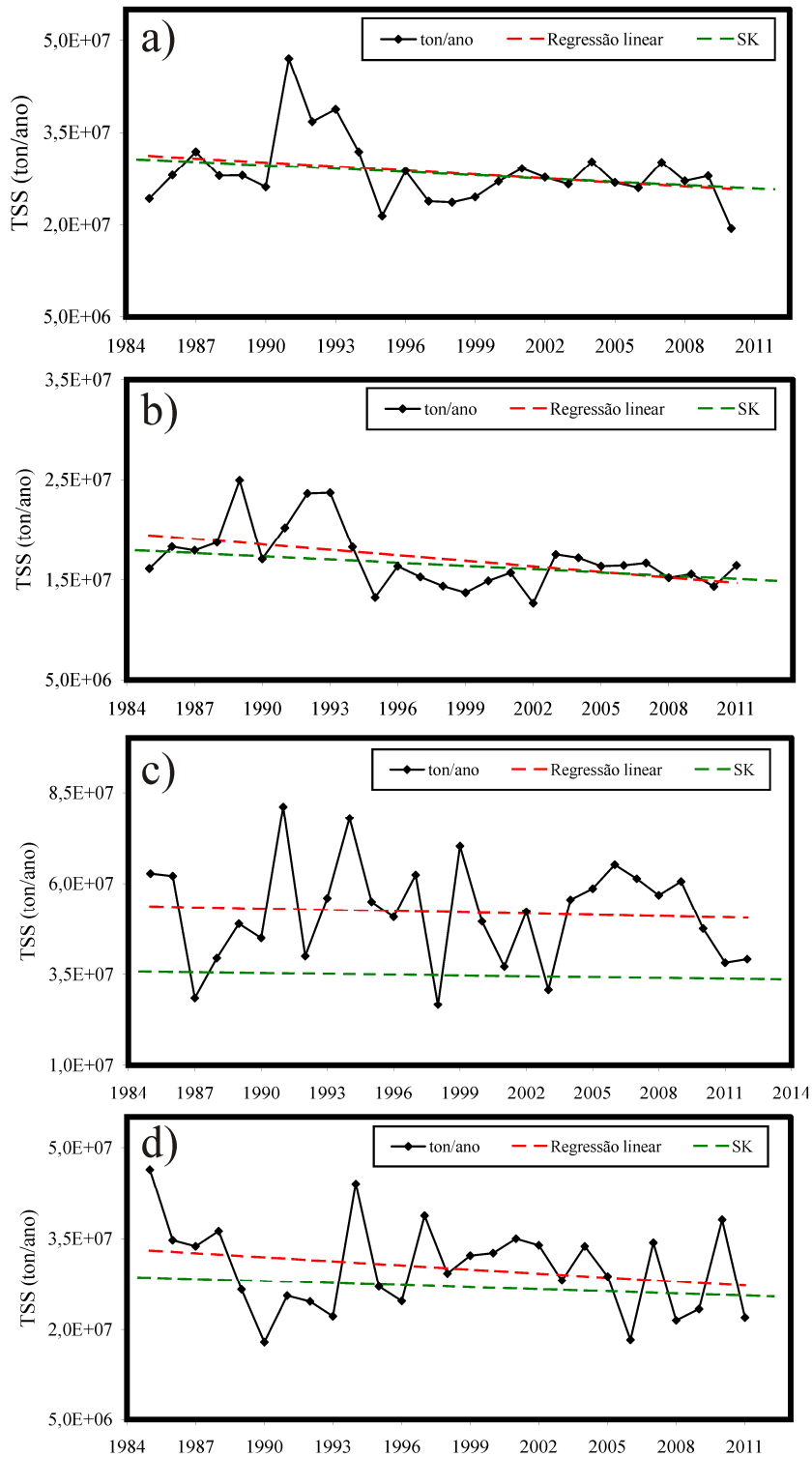


Figura 183 - Séries temporais de TSS anual dos rios Madeira e Solimões, nas estações de: Fazenda vista Alegre (a), Porto Velho (b), Tabatinga (c) e Manacapuru (d) e tendências ajustadas

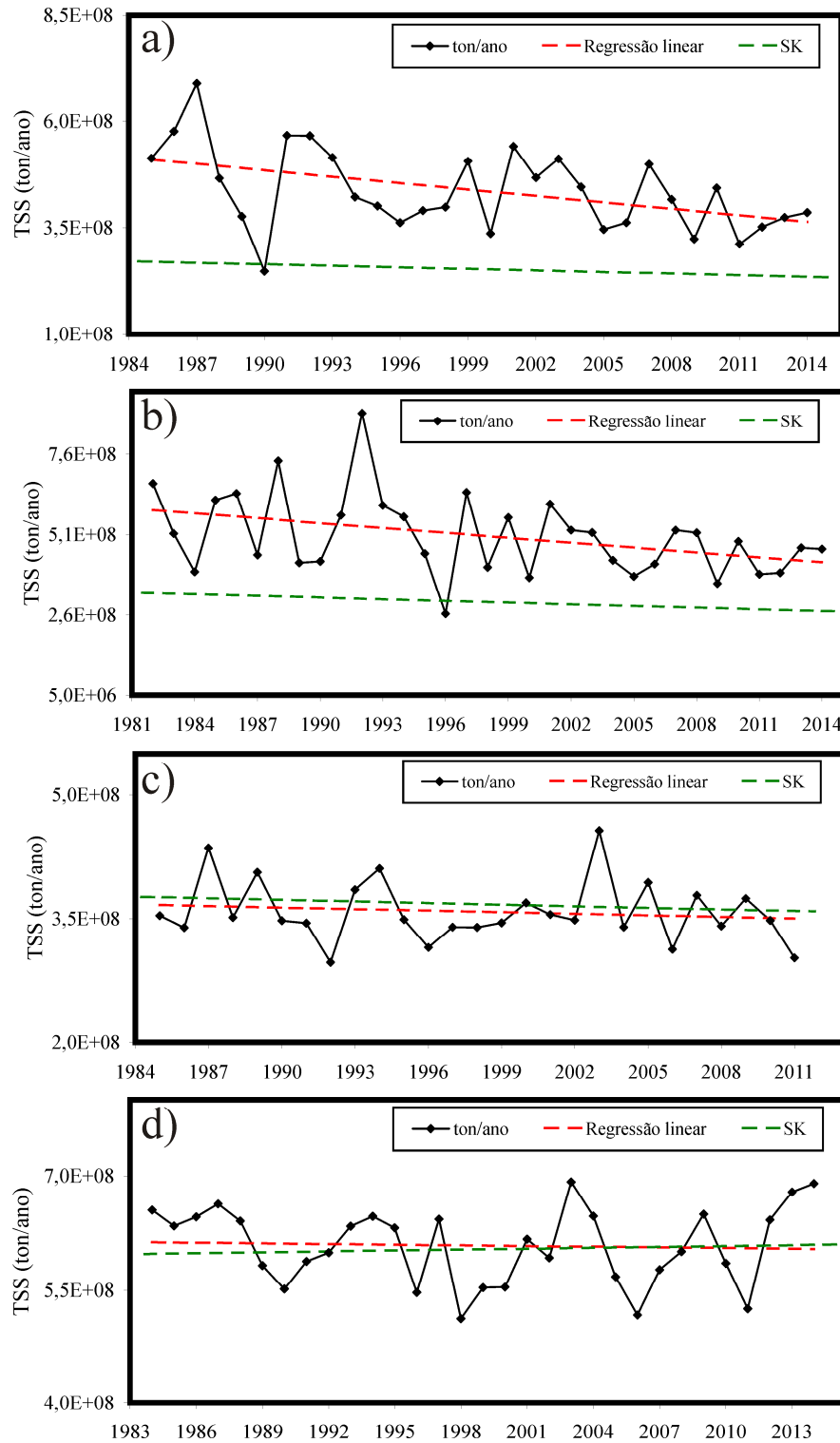
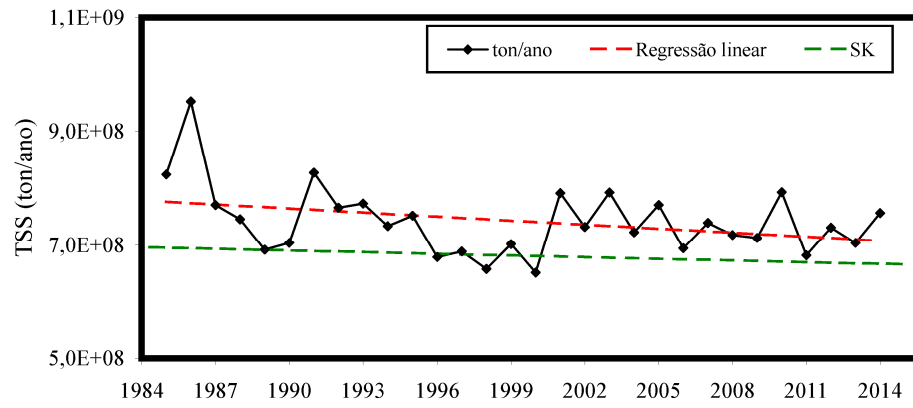


Figura 184 - Série temporal de TSS anual do rio Amazonas (estação de Óbidos) e tendências ajustadas



APÊNDICE G – Análise da série estendida de vazão para a estação de Fazenda Vista Alegre, rio Madeira

Figura 185 – *Boxplot* dos três conjuntos de dados de vazão

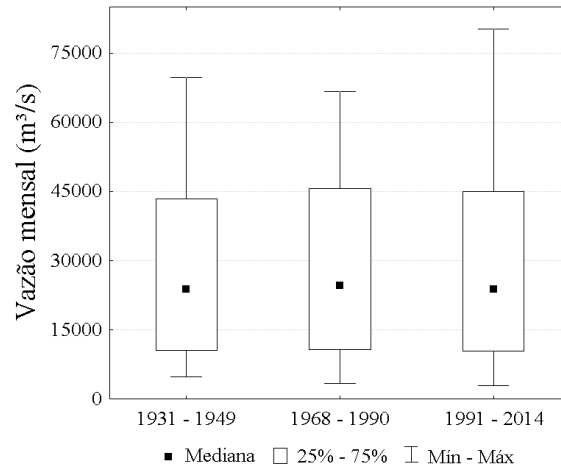


Figura 186 – Verificação da normalidade da distribuição dos três conjuntos de valores de vazão. Todos os conjuntos apresentam distribuição não-normal

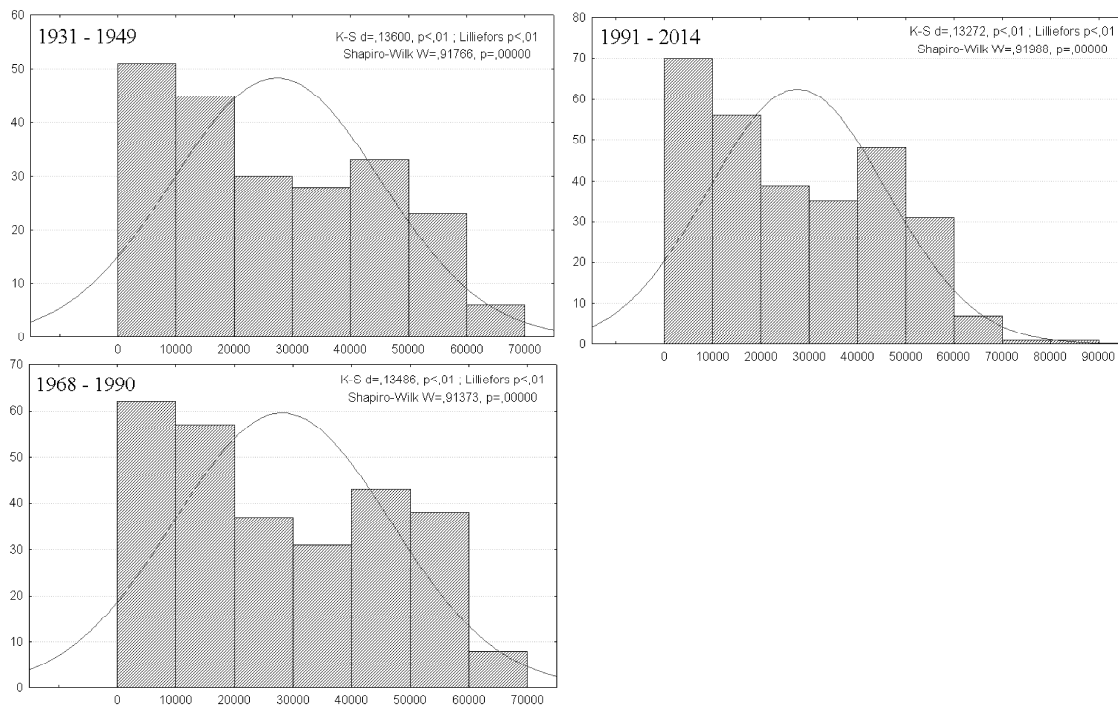


Figura 187 – Verificação da normalidade da distribuição dos três conjuntos de valores de vazão mínima. Todos os conjuntos apresentam distribuição normal

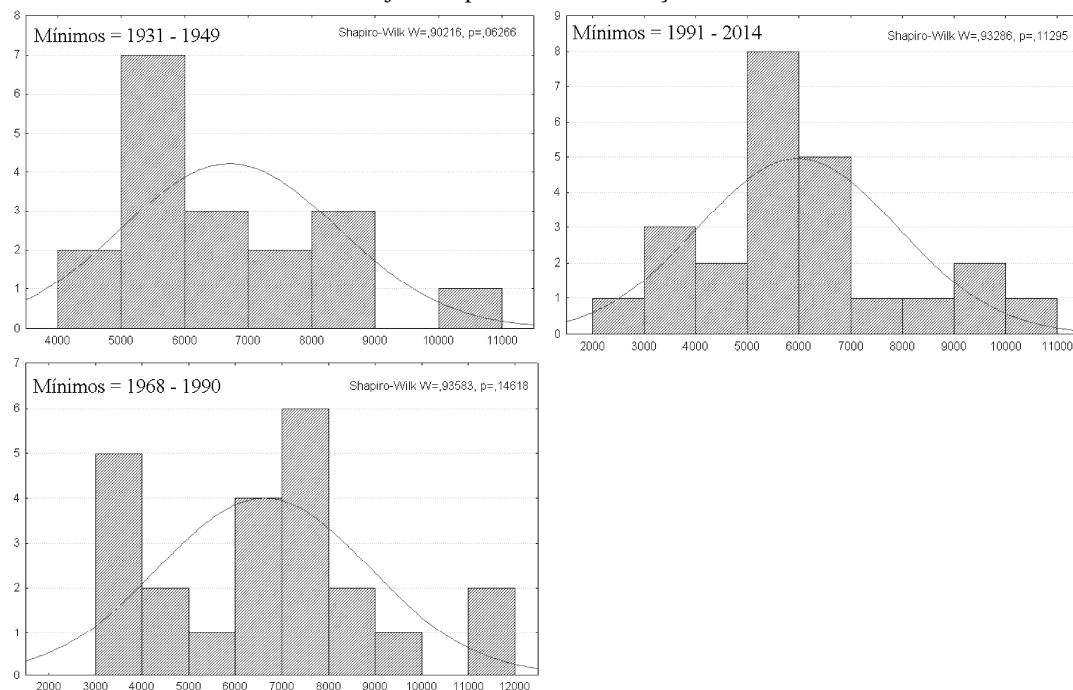
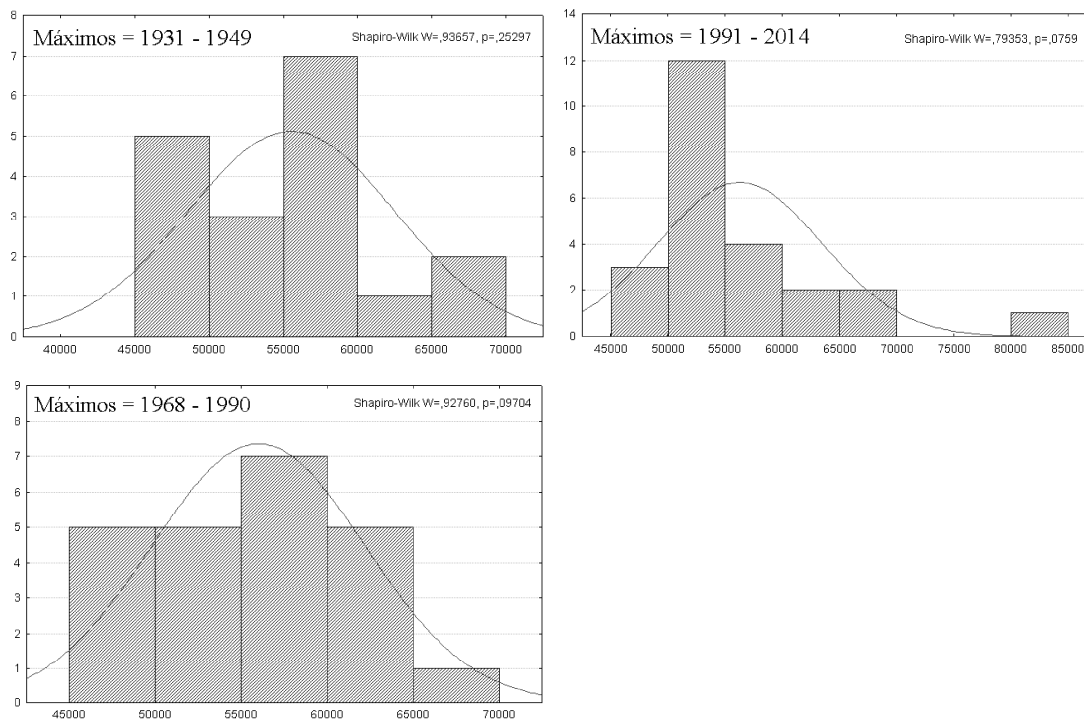
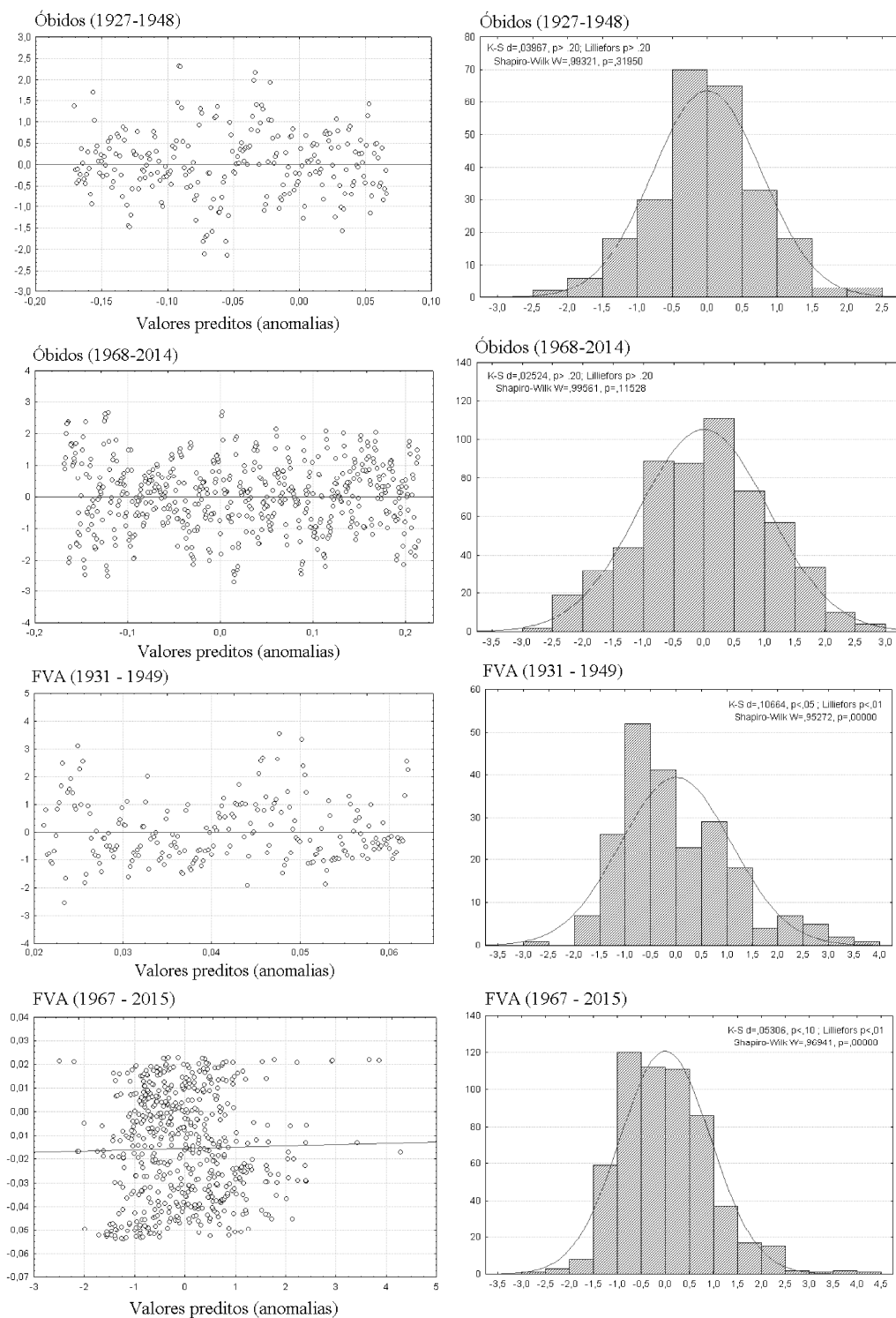


Figura 188 – Verificação da normalidade da distribuição dos três conjuntos de valores de vazão máxima. Todos os conjuntos apresentam distribuição normal.



APÊNDICE H – Avaliação das premissas de homocedasticidade e normalidade dos resíduos das análises de tendência (via regressão linear), aplicadas sobre valores mensais de anomalias de TSS, para as séries estendidas dos rios Amazonas e Madeira

Figura 189 – Dispersão entre anomalias reais e estimadas e testes de normalidade dos resíduos para diferentes períodos



APÊNDICE I – Séries temporais de valores de precipitação e TSS mensais dos rios amazônicos de águas brancas

Figura 190 – Séries originais de dados de precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas

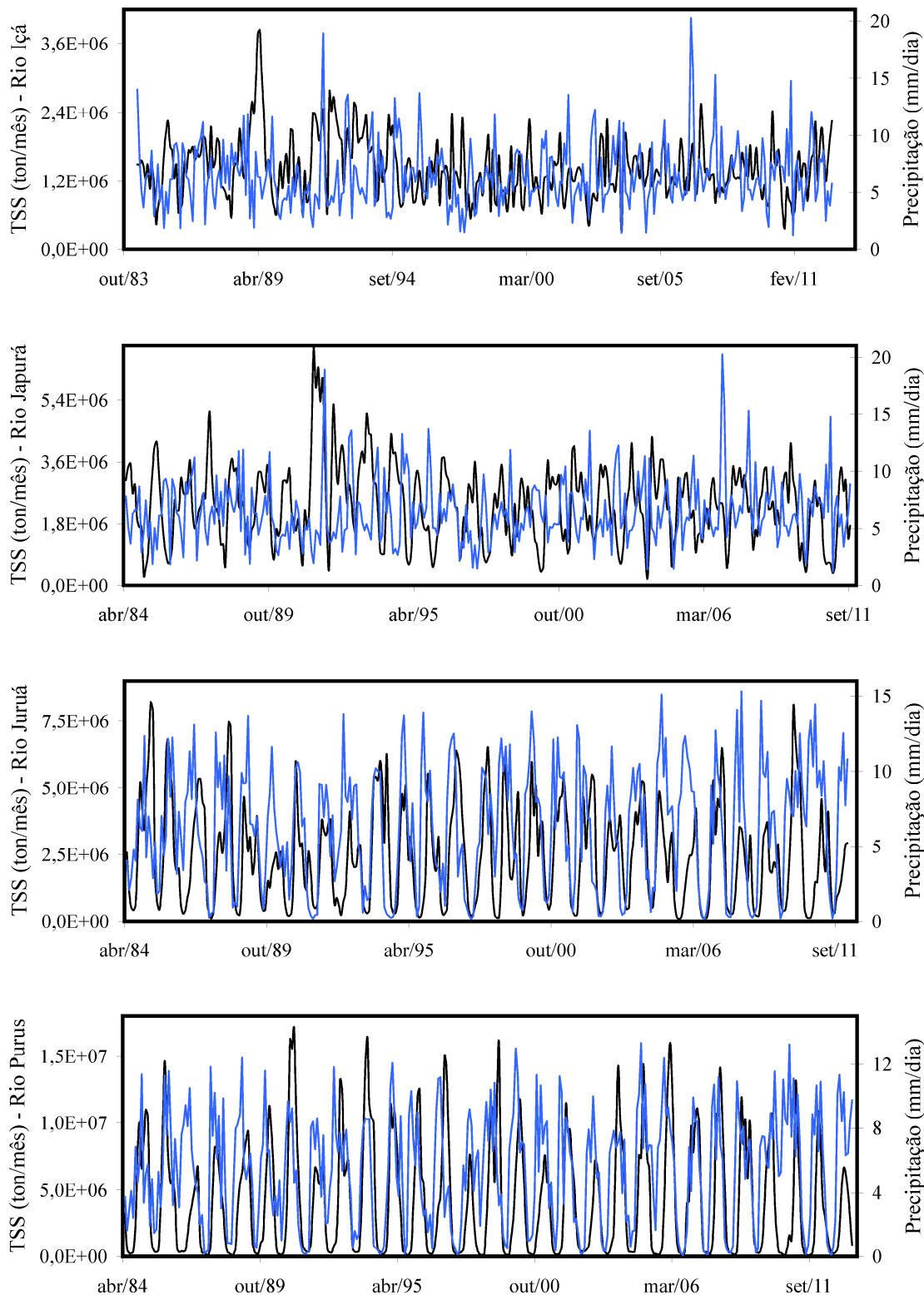


Figura 190 – Séries originais de dados de precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas

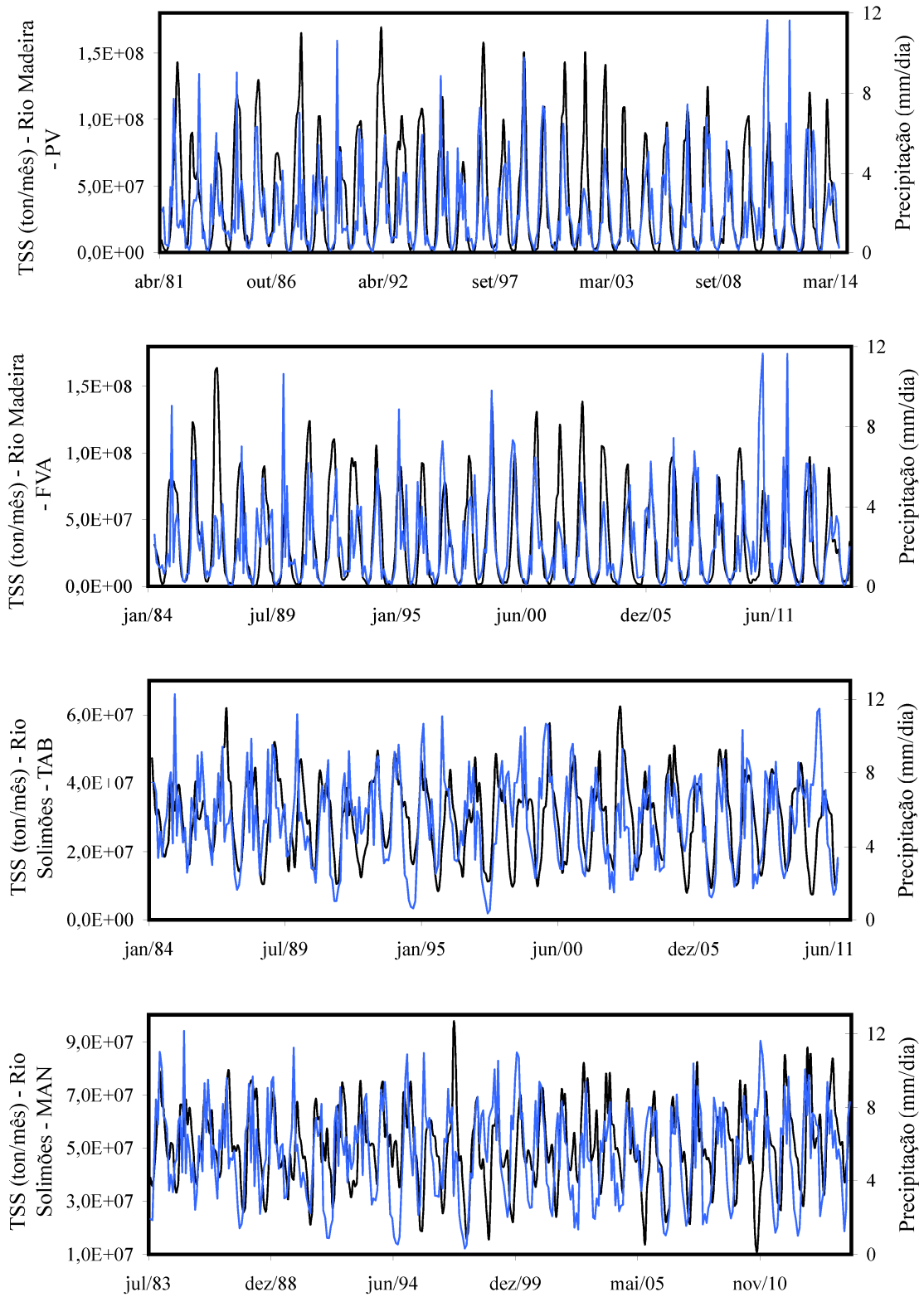


Figura 190 – Séries originais de dados de precipitação e TSS dos rios amazônicos de águas brancas

