

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**MONITORAMENTO DAS DINÂMICAS ESPACIAIS E  
TEMPORAIS DOS FLUXOS SEDIMENTARES NA BACIA  
AMAZÔNICA A PARTIR DE IMAGENS DE SATÉLITE**

**Raúl Espinoza Villar**

**Tese de Doutorado  
Nº 08**

**Brasília-DF**

**2013**

# **Monitoramento das dinâmicas espaciais e temporais dos fluxos sedimentares na bacia Amazônica a partir de imagens de satélite**

**Tese de Doutorado submetida ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências Aplicada, área de concentração em Geoprocessamento e Análise Ambiental, opção Acadêmica.**

**Apresentada por:**

**Raúl Espinoza Villar**

**Aprovado por:**

---

**Jean-Michel Martinez (IG-UnB)  
(Orientador)**

---

**Paulo Roberto Meneses  
(Co-Orientador)**

---

**Laerte Guimarães Ferreira  
(Examinador – UnB – DF)**

---

**José Cândido Stevaux  
(Suplente – UnB – DF)**

---

**Gustavo Macedo de Mello Baptista  
(Examinador – UnB – DF)**

---

**Henrique Llacer Roig  
(Examinador – UnB – DF)**

**Brasília-DF**

**2013**

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade de  
Brasília. Acervo 1006773.

Villar, Raúl Arnaldo Espinoza.

V719m Monitoramento das dinâmicas espaciais e temporais dos fluxos  
sedimentares na Bacia Amazônica a partir de imagens de satélite  
/ Raúl Arnaldo Espinoza Villar. -- 2013.  
xxiii, 226 f.: il.; 30 cm.

Tese (doutorado) - Universidade de Brasília, Instituto  
de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências  
Aplicadas, 2013.

Inclui bibliografia.

Orientação: Jean-Michel Martinez ; Coorientação: Paulo  
Roberto Meneses.

1. Transporte de sedimentos. 2. Sensoriamento remoto.  
3. Fotogrametria aérea - Bacias hidrográficas. 4. Amazonas,  
Rio - Sensoriamento remoto. I. Martinez, Jean-Michel.  
II. Meneses, Paulo Roberto. III. Título.

CDU 528.77

## **Agradecimiento**

La presente tesis es el fruto de 4 años de trabajo, no solo mío, sino de todo un equipo al que quisiera dar mi profundo agradecimiento. Son muchas las instituciones y personas que colaboraron en sus orígenes y en la realización de esta tesis, en ese sentido, en primer lugar agradezco a mis orientadores Jean-Michel Martinez, a Jean-Loup Guyot y Paulo Roberto Meneses que dieron origen a este trabajo y lo acompañaron y cuidaron hasta el último minuto, y su colaboración dentro y fuera del ámbito laboral. También quisiera agradecer al Programa de Estudantes-Convênio de Pós-Graduação (PEC-PG) y a la “Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior” (CAPES) por el financiamiento del Doctorado.

Este trabajo hace parte de un gran proyecto de investigación en la región amazónica, así quisiera agradecer al equipo HIBAM y a todas las instituciones que hacen parte de él, especialmente al Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia (IG-UnB) por haberme acogido y formado durante estos años, al Institut de recherche pour le développement (IRD), al laboratorio Géosciences Environnement Toulouse (GET), a la Agencia Nacional de Aguas (ANA), al Servicio Geológico de Brasil (CPRM), a la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM) al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), al Proyecto CARBAMA y a los integrantes de estas instituciones por el apoyo, especialmente en las campañas realizadas en la amazonia en la Amazonia.

Las gracias también a los miembros de mi jurado de tesis y comité de acompañamiento: José Cândido Stevaux, Laerte Guimarães Ferreira, Henrique Llacer Roig, Gustavo Macedo de Mello Baptista y Bruno Lartiges por sus muy pertinentes comentarios y remarcas.

Quisiera agradecer profundamente a mis amigos y compañeros, a los que me ayudaron tanto en la parte académica y fuera de ella. A la familia de “La Casita Verde” en especial a Jhan-Carlo Espinoza, Elisa Armijos, Pascal Frazy, Philippe Vauchel, y William Santini, por estar siempre prestos a ayudar. También los amigos de Brasilia, en especial a los que me apoyaron desde mi adaptación a la ciudad, a Beatriz Lamback, Edivaldo Lima, Edinelson Sena, Cristian Rondan, Paulo Henrique Meneses y a todos los amigos que hicieron mi estadía en Brasilia más agradable y llevadera. A los amigos de Toulouse, en especial a Tristan Rousseau e Frédéric Satge.



Quisiera mencionar también mi agradecimiento a los compañeros de los viajes por los ríos amazónicos, científicos y a los tripulantes del Yane Jose VI. Por las charlas enriquecedoras y hacer más placentera las campañas y la colecta de datos.

Por último mi más profundo agradecimiento a mi familia, por su apoyo incondicional y entender mi ausencia por este periodo, en especial a mis papas Raúl y Nora; a mis hermanos y sobrinos.

## Resumo

A bacia amazônica é a mais importante do mundo em termos de superfície e de vazão ao oceano, representando uns 15% do volume d'água chegando aos oceanos e proveniente dos continentes. O fluxo de sedimento do Rio Amazonas foi estimado entre 600 e 1200 Milhões de toneladas. Na bacia do Amazonas, por causa de seu tamanho e de difícil acesso, é demasiado complexo e dispendioso o monitoramento das sub-bacias importantes. Para resolver esses problemas serão exigidos instrumentos alternativos, como imagens de satélite. A principal desvantagem da utilização de sensores ópticos nesta região é a grande quantidade de nuvens, mas este problema pode ser solucionado com a utilização de imagens de alta resolução temporal. Este trabalho tem como principal objetivo controlar os fluxos de sedimentos nos grandes rios da Amazônia, e classificar os diferentes tipos de água presente na bacia, a partir de suas características ópticas.

O sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo dos satélites TERRA e AQUA, fornecem imagens diárias por cada satélite, fazendo um total de 2 imagens por dia, com resolução espacial de até 250 m. Nesta pesquisa serão usadas imagens compostas de 8 dias com resolução espacial de 250 e 500 m para ambos os satélites, fazendo um total de 4 produtos MODIS (MOD09Q1, MOD09A1, MYD09Q1 e MYD09A1). Estes produtos fornecem dados de reflectância com uma correção atmosférica bastante robusta.

A rede de monitoramento ORE-HIBAM vem coletando dados de qualidade de água, a cada dez dias, desde 2003, em diferentes locais da bacia amazônica. Estas amostras são para a medição da concentração de matéria em suspensão (MES) de superfície. Para calibrar estas estações, o projeto HIBAM, em cooperação com entidades regionais, realiza campanhas para a coleta de amostras d'água e medição de diferentes parâmetros. Nessas campanhas foram também realizadas medições de radiometria (reflectância de sensoriamento remoto (Rrs) e coeficiente de atenuação difusa (Kd)) da água. De maneira simultânea às medições de radiometria foram coletadas amostras de água.

As medições de Rrs foram relacionados com as concentrações correspondentes de MES, obtendo um coeficiente de correlação ( $R^2$ ) de 0,89 para 259 amostras. Da mesma forma foram correlacionados com as medidas de Kd e a concentração de MES, obtendo  $R^2$  de 0,93 para 129 amostras. Ambas as medidas com um intervalo de concentrações de 2-621.6 mg/l. As medições de radiometria também foram utilizadas para classificar as águas naturais da Amazônia em 8 classes, dependendo de suas

propriedades ópticas. Com as medidas radiométricas de campo foi possível calcular o coeficiente de absorção ( $a$ ) das águas naturais, estimar a absorção do CDOM ( $a_{\text{CDOM}}$ ) e dos sedimentos ( $a_s$ ). Usando estes dados, também foi calculado o coeficiente de espalhamento ( $b$ ) e retroespalhamento ( $b_b$ ) para diferentes tipos de água, com resultados consistentes com a literatura.

A extração da reflectância das imagens MODIS foi realizada de maneira automatizada, mediante a ferramenta computacional MOD3R. Esta ferramenta extrai a reflectância dos pixels correspondentes da água, a partir de uma região previamente designada. Desta forma, pode-se processar e analisar séries históricas a partir de uma grande quantidade de imagens (mais de 500 imagens por estação).

Com as imagens MODIS foram criadas 6 estações virtuais ao longo do Rio Madeira. Para esse trabalho foi usada uma razão de bandas (infravermelha / vermelha) e, a partir dos dados de radiometria de campo e de concentração de MES das campanhas, os dados MODIS foram calibrados a partir da relação entre dados de MES e o resultado da razão de bandas. Os dados de MES estimados com as imagens MODIS foram validados com os dados das estações de Fazenda Vista Alegre e Porto Velho, da rede ORE-HIBAM obtendo-se um valor de  $R^2 = 0.78$ . Assim, foram estimados os valores de MES para cada estação e para um período de 2000 a 2011. Com esses dados, foi calculado um ano médio (12 médias mensais) para as seis estações. Assim, observamos os processos de transporte de sedimentos como diluição e precipitação ao longo do rio Madeira e do comportamento temporal em cada estação e época do ano, e da influência nos sedimentos do remanso hidráulico causado pelo rio Amazonas, em alguns meses do ano.

Na confluência dos rios Ucayali e Marañon é formado o rio Amazonas (peruano). Nessa região existem três estações de amostragem de concentração de sedimentos de superfície, da rede ORE-HYBAM, nos três rios (Marañón, Ucayali e Amazonas). A estação do rio Ucayali teve um problema causado pela pluma de um rio afluente, fazendo com que as amostras nesta estação representem as águas do afluente. O projeto HIBAM realiza campanhas de amostragem de sedimentos e medição do caudal sólido e líquido, assim podem se ligar as amostras de sedimentos de superfície com descarga sólida.

Os dados de reflectância infravermelha MODIS foram relacionados com as concentrações médias de superfície, medidas durante as campanhas, obtendo-se boas correlações entre estas duas magnitudes. Usando as relações MES-Reflectância, foram estimadas series de concentração de sedimentos e posteriormente

foi estimada a descarga sólida em 3 estações. Nas estações dos rios Marañon e Amazonas, os dados estimados com as imagens de satélite foram validados com os dados da rede ORE-HIBAM. Para validar o resultado do rio Ucayali foi realizado um balanço de massa entre as três estações, de modo que a descarga sólida dos rios Marañon e Ucayali seja igual à descarga sólida na estação do rio Amazonas. O equilíbrio foi realizado com dados MODIS estimados, em uma série de imagens entre os anos 2000 e 2009, fechando o equilíbrio entre as estações tanto a montante quanto a jusante.

Na presente pesquisa foram estimados dados de MES para um intervalo entre 4 e 1832 mg/l, sem achar saturação na reflectância do canal infravermelho, na razão de bandas e no Kd. As estimações de MES, a partir dos dados MODIS, realizadas na presente pesquisa mostraram um erro médio quadrático entre 30 e 40%. Com a utilização da radiometria de campo, este erro diminuiu cerca de 23%.

## Résumé de la thèse

Le bassin Amazonien est le grand plus réseau hydrographique du monde en termes d'extension géographique et de débit. Il couvre approximativement 5 % des surfaces émergées, représente 15 % des apports continentaux en eau douce aux océans tandis que son débit sédimentaire est de l'ordre de 800 millions de tonnes par an. Le suivi hydro-sédimentaire des fleuves amazoniens est rendu difficile par la taille du bassin et la puissance des flux à mesurer pour lesquels les méthodes traditionnelles de caractérisation sont peu adaptées. Les données de télédétection optique pourraient représenter une alternative intéressante pour le suivi de paramètres de qualité des eaux, notamment pour des grands bassins « sous » instrumentés comme l'Amazonie. Un obstacle important reste cependant le fort ennuagement typique des zones tropicales humides qui ne peut être dépassé que par l'utilisation d'une très haute résolution temporelle. L'objectif de la présente thèse est de caractériser les flux sédimentaires des principaux fleuves amazoniens à partir du suivi par télédétection des propriétés optiques de leurs eaux.

Les capteurs MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) à bord des satellites Terra et Aqua, fournissent des images journalières sur toute la surface terrestre. Nous considérons les produits continentaux composites à 8 jours et à 250 mètres de résolution spatiale. Ces images présentent l'avantage d'être calibrées, corrigées des effets atmosphériques et géoréférencées de manière robuste permettant un traitement automatisé de longues séries temporelles depuis l'an 2000.

La caractérisation des flux sédimentaires in situ se base sur les données de réseaux conventionnels de mesure (ORE-HYBAM) et des campagnes de mesure qui ont permis de mesurer, selon des transects amont-aval, les principales caractéristiques des flux hydrologiques (débit, variations spatiales et saisonnières), des matières en suspension (MES) (concentration, minéralogie, granulométrie) et de leurs propriétés optiques (propriétés optiques apparentes AOP – réflectance télédétectée  $R_{rs}$  et coefficient d'atténuation diffus vertical descendant  $K_d$ ).

Un total de 279 mesures de  $R_{rs}$  et 133 de  $K_d$  sont analysées afin de déterminer la variabilité des propriétés optiques des MES au sein du bassin versant de l'Amazone et durant les différentes périodes du cycle hydrologique. Une classification non supervisée de  $R_{rs}$  permet de séparer aisément les eaux des plaines d'inondation et les grands types d'eaux fluviales (eaux noires / claires / blanches). La réflectance est bien corrélée avec la concentration en MES dans l'infrarouge ( $r^2 = 0.81 - 840 < \lambda < 900 \text{ nm}$ ) sur toute la gamme mesurée [2-621 mg/l]. Cependant,  $R_{rs}$  sature rapidement du bleu

au rouge dès 100 mg/l. Au contraire,  $K_d$  montre une remarquable corrélation avec la concentration en MES ( $r^2 > 0.9$ ), sans saturation et pour une large gamme de longueur d'ondes du vert (500 nm) à l'infrarouge (850 nm). Les propriétés optiques inhérentes (IOP) sont aussi étudiées directement (matière organique dissoute colorée – CDOM) ou déduites à partir des mesures des AOP. La moyenne de l'absorption du CDOM à 440 nm varie en fonction des types d'eaux. Pour les eaux noires,  $a_{CDOM}$  est de 7.9  $m^{-1}$ , alors qu'il est de l'ordre de 4.8  $m^{-1}$ , pour les eaux blanches. La relation entre  $a_{NAP}$  (coefficient d'absorption du matériel particulaire) à 550 nm et la MES est très robuste ( $r^2 = 0.91$ ) mais présente une dispersion significative pour les faibles concentrations. L'absorption spécifique des particules non algales ( $a^*_{NAP}$ ), qui est définie comme l'absorption par unité de concentration est évaluée à 0.028  $m^2/g$  à 555 nm. La variation de  $a_{NAP}$  est modélisée par une exponentielle négative dont l'exposant varie entre 0.006 et 0.015 avec une corrélation négative avec la MES. Le coefficient de diffusion spécifique des particules non algales  $b^*_{NAP}$  à 555 nm est en moyenne de  $0.672 \pm 0.18 m^2.g^{-1}$  et montre une variation spectrale du type  $\lambda^{-0.77}$  avec la longueur d'onde. Alors que sur l'Amazone et son principal affluent, le Solimões, aucunes variations saisonnières ne sont détectées, on mesure une variation saisonnière de  $b^*_{NAP}$  au sein du fleuve Madeira qui contribue à hauteur de 50% au débit solide du fleuve Amazone.

L'utilisation des données satellitaires de résolution moyenne (hectométrique) est rendu difficile par l'étroitesse des cours d'eau vis-à-vis de la taille des pixels. Le phénomène de mélange spectral peut altérer la réflectance des pixels d'eau en fonction de la proximité d'éléments possédant des signatures spectrales contrastées (végétation de berge). Un algorithme a été développé afin d'identifier de manière automatique les pixels purs d'eaux au sein des scènes MODIS. La réflectance des eaux fluviales calculées par l'algorithme est validée avec les données radiométriques de terrain décrites précédemment, avec une bonne précision et avec un biais compatible avec les études de CAL/VAL précédemment publiées en milieu tropical humide marquée la présence d'aérosols en grande quantité. L'utilisation de cet algorithme permet un traitement automatisée des séries temporelles MODIS sur toutes les stations du réseau HYBAM en Amazonie et sans connaissance a priori des caractéristiques hydrologiques, météorologiques ou de la géométrie d'acquisition.

Au Brésil, le fleuve Madeira est étudiée de manière systématique avec les données MODIS Terra et Aqua à partir de la création d'un réseau de stations virtuelles le long du cours d'eau. L'analyse conjointe des données satellitaires, radiométrique de terrain et des données de MES à deux stations (Porto Velho et Borba) met en évidence une

hystérésis dans la relation Rrs – concentration en MES. En effet, il apparaît que pour une même concentration en MES, la Rrs est inférieure en période de pic de crue, un comportement cohérent avec celui détecté pour le coefficient de diffusion spécifique de la MES comme décrit précédemment. Cette sensibilité est expliquée par une variation du type de MES qui affecte leur propriétés optique bien qu'il ne soit pas possible de conclure sur l'origine exacte de cette variation (variabilité granulométrique, minéralogique ou de la fraction organique). Cependant, l'utilisation d'un ratio  $Rrs(\text{Infrarouge}) / Rrs(\text{Rouge})$  permet de s'affranchir de cette sensibilité saisonnière et permet un suivi précis de la concentration en MES comme l'atteste la validation avec les données du réseau HYBAM ( $r = 0.79 - N = 282$ ) pour une large gamme de MES (4 – 1832 mg/ l). L'étude des comportements moyens de la concentration en MES mesurée par satellite au pas de temps mensuel (estimée par une moyenne interannuelle entre 2000 et 2011), d'amont en aval, permet le suivi fin des processus hydro-sédimentaires qui se développent au cours de la traversée du Madeira au sein de la plaine amazonienne jusqu'à sa confluence avec le fleuve Amazone : dilution, sédimentation et resuspension. En particulier, la zone de sédimentation induite par le barrage hydraulique à la confluence Madeira / Amazone est précisément délimitée lors de la période d'étiage.

Au Pérou, nous étudions la zone de confluence Marañon / Ucayali où se forme le fleuve Amazone et où l'ORE HYBAM maintient une station hydro-sédimentaire sur chaque cours d'eau avec le service hydrologique péruvien. La station terrain de l'Ucayali montre des mesures incohérentes pendant plusieurs années du fait de l'influence d'un affluent local à l'amont de la station, rendant impossible l'utilisation de ces données. Pour cette étude, les images MODIS sont calibrées à partir de campagnes de mesures intensives des MES aux trois stations du réseau HYBAM entre 2007 et 2009. La validation est effectuée de manière indépendante de deux manières. D'abord en comparant les MES estimées par satellite et les données du réseau HYBAM (données à 10 jours) aux deux stations montrant des enregistrements valides (fleuves Amazone et Marañon). Ensuite, les données de MES de surface estimées par satellite sont utilisées pour calculer une concentration moyenne sur la colonne d'eau grâce aux données de campagne HYBAM. Les MES moyennes sur la section sont ensuite multipliées par le débit liquide pour calculer un débit sédimentaire à chaque station dans la zone de confluence. La comparaison des débits solides déduit par satellite entre amont (Marañon + Ucayali) et aval (Amazone) montre une excellente robustesse des estimations satellitaires (RMSE de 18 %, biais de 3 % sur 104 mois de

données) compatible avec une utilisation opérationnelle des données MODIS pour le suivi des flux sédimentaires au sein du bassin amazonien.

La présente thèse démontre pour la première fois que les propriétés optiques des MES au sein d'un grand bassin versant hydrologique sont suffisamment stables spatialement et temporellement afin de permettre un suivi efficace des flux sédimentaires de surface. Nous avons également démontré que les données MODIS, grâce au post-traitement que nous présentons, permettent de suivre robustement la réflectance des eaux de rivières. L'exploitation des images satellitaires permet ainsi de mettre en évidence les processus hydro-sédimentaires sur de larges périodes de temps (> 10 ans) et de mesurer les flux sédimentaires en conjonction avec les réseaux conventionnels de mesure.



## Abstract

The Amazon basin is the largest hydrographical network in terms of geographical extension and discharge. It covers approximately 5% of the continental surface, represents 15% of the fresh water continental contribution to the ocean, while its solid discharge is of around the 800 millions of ton per year. The hydro-sedimentary monitoring of the Amazonian rivers is limited by the large extension of the basin and the magnitude of the fluxes to measure, for which the traditionally characterisation methods are not well adapted. The optical remote sensing data could represent an interesting alternative for the monitoring of water quality parameters, particularly for large under-instrumented basins like the Amazon. However, a main limitation of this method is the typical nebulosity of the wet tropical regions. This difficulty can only be resolved by using very high temporal resolution of the data. The objective of this thesis is to characterize the sedimentary fluxes of the main amazonian rivers, using the remote sensing monitoring of their water optical properties.

The MODIS sensors (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) on board of Terra and Aqua satellites provide daily images on the whole Earth surface. The continental product composites every 8 days and with 250-m spatial resolution are used. The advantage of those images is that they are calibrated, the atmospheric effects are corrected, and they are robustly georeferenced, which make possible an automatized treatment of large temporal series since 2000.

The in-situ sedimentary fluxes characterization is based on a conventional measurement network data (ORE-HYBAM) and field campaigns. Those data provided, via upstream-downstream section, main characteristics of hydrological fluxes (discharge, spatial and seasonal variabilities), suspended sediment (SS) (concentration, mineralogy and granulometry) and their optical properties (apparent optical proprieties AOP – remote sensing reflectance  $R_{rs}$  and downwelling diffuse attenuation coefficient  $K_d$ ).

A total of 279 measurements of  $R_{rs}$  and 133 of  $K_d$  are analyzed in order to determinate the variability of optical properties of SS into the Amazon basin and during the distinct periods of the hydrological cycle. With a classification not supervised of  $R_{rs}$ , the flood plains water and the main fluvial water types (black water/clear/white) are separated. The reflectance is well correlated with the SS concentration in the infrared ( $r^2 = 0.81 - 840 < \lambda < 900$  nm) over all the measured range [2-621 mg/l]. However,  $R_{rs}$  rapidly saturates from blue to red from 100 mg/l. On the contrary,  $K_d$  shows a clear correlation with the SS concentration ( $r^2 > 0.9$ ), without saturation and for a large range of

wavelength from green (500 nm) to infrared (850 nm). The inherent optical properties (IOP) are also directly studied (colored dissolved organic matter – CDOM) or deduced from AOP measurements. The mean absorption of the CDOM at 440 nm differs according to water types. For black water,  $a_{CDOM}$  is  $7.9 \text{ m}^{-1}$ , while it is of about  $4.8 \text{ m}^{-1}$  for white waters. The relation between  $a_{NAP}$  (absorption coefficient of the suspended sediment) at 550 nm and the SS is robust ( $r^2 = 0.91$ ) but shows a significative dispersion for weak concentrations. The specific absorption of the non-algal particles ( $a^*_{NAP}$ ), which is defined as the absorption per concentration unity is estimated at  $0.028 \text{ m}^2/\text{g}$  à 555 nm. The variation of  $a_{NAP}$  is modeled by a negative exponential with an exponent that varies from 0.006 to 0.015, with a negative correlation with the SS. The scattering coefficient specific of the non-algal particles  $b^*_{NAP}$  at 555 nm is in average of  $0.672 \pm 0.18 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  and shows a spectral variation of the  $\lambda^{-0.77}$  type with the wavelength. While for the Amazon and its main tributary, the Solimões, no seasonal variation are detected, a seasonal variation of  $b^*_{NAP}$  is measured for the Madeira river, which contribute in around 50% to the solid discharge of the Amazon mainstream.

The utilization of the medium resolution satellital data (hectometric) is complicated due to the river narrowness by comparison to the pixel size. The mixing spectral phenomenon can degrade the reflectance of the water pixels, in relation to the proximity of the elements having contrasted spectral signatures (riverbank vegetation). An algorithm was developed in order to automatically identify the pure water pixels into the MODIS images. The fluvial water reflectance calculated with the algorithm is validated with the in-situ radiometric data previously described, with a good precision and a compatible bias with the CAL/VAL studies previously published in humid tropical environment characterized by the strong quantity of aerosols. This algorithm is used to automatically treat the MODIS temporal series over all the HYBAM network stations in the Amazon basin, and without an a priori knowledge of hydrological, meteorological or acquisition geometry characteristics.

In Brazil, the Madeira River is systematically studied with the MODIS Terra and Aqua data from the creation of a virtual stations network along the river. The parallel analysis of the satellital, in-situ radiometric and SS data at two stations (Porto Velho and Borba) put in evidence an hysteresis in the relation  $R_{rs} - \text{SS}$  concentration. Indeed, it seems that for a similar SS concentration, the  $R_{rs}$  is lower during the highflow period, a coherent behavior, with regards to the one detected for the SS specific scattering coefficient, as previously described. This sensibility is explained by a variation of the SS type, which affect their optical properties, while it is not possible to conclude about

the extract origin of this variation (granulometrical, mineralogical or organic fraction variability). However, the  $Rrs(\text{Infrared}) / Rrs(\text{Red})$  ratio is used to avoid the seasonal sensibility and make possible the precise monitoring of the SS concentration, as the validation of HYBAM network data has demonstrated ( $r = 0.79 - N = 282$ ) for a large SS range (4 – 1832 mg/ l). The study of the mean behaviors of the SS concentration measured by satellite with a monthly time step (estimated with a interannual mean between 2000 and 2011), from upstream to downstream, makes possible the precise monitoring of the hydro-sedimentary processes which develop during the cross section of the Madeira in the amazon plains, until its confluence with the Amazon River: dilution, sedimentation and resuspension in particular, the sedimentation zone induced by the backwater to the Madeira/Amazon confluence is precisely delimited during the lowflow period.

In Peru, we studied the confluence Marañon / Ucayali zone that is the beginning of the Amazon River, and where the ORE-HYBAM maintains a hydro-sedimentary station in each river with the Peruvian hydrological service. The Ucayali in-situ station shows incoherent measurements during several years, because of the influence of a local tributary upstream of the station, making impossible the utilization of these data. For this study the MODIS images are calibrated from the intensive SS measurements field campaigns in three stations of the HYBAM network between 2007 and 2009. Validation is achieved using two independent ways. First by comparing the estimated SS from satellite and HYBAM network data (ten days data) in two stations showing valid recordings (Amazon and Marañon River ). Second, SS surface satellite data are used to compute a column water mean concentration with HYBAM field campaigns data. The comparison of solid discharges deduced from satellite between upstream (Marañon + Ucayali) and downstream (Amazon) shows a clear robustness of the satellital estimations (RMSE of 18 %, bias of 3 % over 104 data months) compatible with an operational utilization of the MODIS data for the monitoring of the sedimentary fluxes in the Amazon basin.

This thesis demonstrates for the first time that the SS optical properties in a large hydrological basin are spatially and temporally sufficiently stable to a efficient monitoring of the surface sedimentary fluxes. In addition, the MODIS data post-treatment that we describe makes possible the identification of the river water reflectance. The hydro-sedimentary processes over large temporally periods (>10 years) are characterized by the satellital images utilization and to measure the sedimentary fluxes in parallel with the measurements conventional networks.

## SUMARIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Amazônia.	2
1.1.1	Os recursos hídricos na bacia Amazônica	4
1.1.2	População amazônica.	6
1.2	Problemática.	6
1.2.1	Barragens na bacia Amazônica.	7
1.2.2	Mudança de uso de solo e impacto sobre a hidrologia.	9
1.2.3	Difusão dos metais pesados nos Rios Amazônicos. Exemplo do Mercúrio	14
1.2.4	Estudos de fluxo de Sedimentos na bacia Amazônica.	16
1.3	Sensoriamento Remoto	19
1.3.1	Teledeteccção em corpos d'água	21
1.4	Objetivos	23
1.5	Metodologia	24
1.6	Plano da tese	25
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	26
2.1	Zona de Estudo	27
2.1.1	Geologia da Amazônia	27
2.1.2	Solo	29
2.1.3	Vegetação	30
2.1.4	Climatologia	30
2.1.5	Hidrologia	32
2.2	Sedimentos nos rios	35
2.2.1	Amostragem de sedimentos	37
2.2.1.1	Amostragem de sedimentos em suspeição	37

2.2.1.2	Amostragem de fundo.	39
2.2.2	Sedimentos na Bacia Amazônica	39
2.2.2.1	Mineralogia.	40
2.3	Propriedades Ópticas Da Água	41
2.3.1	Grandezas radiométricas	42
2.3.2	Propriedades Ópticas Inerentes	43
2.3.3	Propriedades Ópticas Aparentes e Quase inerentes	45
2.3.3.1	Distribuição da Radiância	46
2.3.3.2	Coefficiente Vertical de Atenuação difuso (K)	46
2.3.3.3	Reflectâncias	47
2.3.4	Relação entre a Reflectância Irradiância Subsuperficial e POI.	47
2.3.5	As POI Espectrais da água	48
3	RESUMO DOS TRABALHOS	53
3.1	Dados	54
3.1.1	Material em suspensão ORE-HIBAM	54
3.1.2	Dados De Campo	55
3.1.2.1	Propriedades dos sedimentos	58
3.1.3	Espectrometria de Campo	61
3.1.3.1	Medição de Reflectância.	62
3.1.3.2	Medições do Coeficiente de atenuação difuso (Kd).	64
3.1.4.1	Produtos MOD09 e MYD09	65
3.1.4	Imagens de Satélite MODIS	65
3.1.4.2	Resolução espacial e Espectrometria Misturada	67
3.1.4.3	Análisis Espectral Sub-Pixel	68
3.1.4.4	Seleção do Endmember	69
3.1.4.5	Extração da reflectância da água.	69
3.2	Influencia das características físicas do MES sobre as propriedades ópticas	73

3.2.1	Influência do MES sobre Reflectância	73
3.2.2	Influência do MES sobre o coeficiente de atenuação difuso	76
3.2.3	Influência do MES sobre o coeficiente de absorção	76
3.2.4	Influência do MES sobre o coeficiente de retroespalhamento	79
3.3	Relação entre os dados de satélite e a espectrorradiometria de campo	80
3.4	Relação entre a reflectância medida por satélite com a concentração e tipo de MES	82
3.5	Estimação da vazão Solida nos rios mediante satélite	85
3.6	Monitoramento da dinâmica espacial e temporal dos fluxos de sedimentos.	86
4	Analysis of apparent and inherent optical properties of the sediment-dominated waters in the Amazon River basin	89
5	Surface water quality monitoring with MODIS data – Application to the Amazon River	124
6	The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins	153
7	A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images	174
8	Conclusões	206
9	Recomendações	210
10	Referencias Bibliográficas	214

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapas paleo-geográficos da transição de "cratônica" (A e B) para paisagens de dominação "Andina" (C a F). (A) uma vez que a Amazônia se estendeu por grande parte do norte da América do Sul. Rompimento das placas do Pacífico e os Andes começaram a se formar (B) Os Andes continuaram emergindo formando a drenagem principal ao noroeste. (C) Formação de montanhas no Centro e Norte dos Andes, Sistema Pevas. (D) elevação dos Andes do Norte limitado à "pan-Amazônia" (E e F) O mega-Pantanal "Sistema Acre" desapareceu e florestas de terra firme se expandiram.(F) Quaternário. Note-se que a América do Sul migrou para o norte durante o curso da Paleogene. Adaptado de Hoorn, et al. 2010.....	3
Figura 1.2. Localização da bacia Amazônica e os principais afluentes.....	5
Figura 1.3. Localização e nível de impacto ecológico das barragens na bacia amazônica. Adaptada de Finer e Jenkins (2012) .....	8
Figura 1.4. Evolução temporal do desmatamento. No ano 1988 a área desmatada era já de 355000 km <sup>2</sup> . <a href="http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2011.htm">http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2011.htm</a> .....	10
Figura 1.5. Cobertura vegetal da bacia amazônica, com três classes, terra abrange florestas tropicais sempre verdes (verde), fechado (bege) e agricultura (amarelo). Mostrado para vegetação potencial (CTL) como reconstruído por Ramankutty e Foley (1998), distribuição da vegetação do ano de 2000 (MOD), estimado por Eva et al. (2002), e dois cenários para o ano de 2050 por Soares-Filho et al. (2006) com forte governança do desmatamento (GOV) e governação relativamente fraco (BAU). Fonte Coe et al., 2009 .....	12
Figura 1.6. Mudança relativa da vazão média anual em várias sub bacias, para os cenários futuros GOV (azul) e BAU (vermelho), respeito a CTL. A vazão é estimada mediante as simulações IBIS (a) e o modelo integrado CCM3 -IBIS (b).....	13
Figura 1.7. Concentração de sedimentos em suspensão de superfície na estação de Óbidos em função da vazão na mesma estação. Dados do projeto HIBAM coletados a cada 10 dias desde 1995. (adaptado de Martinez et al., 2009) .....	18
Figure 1.8. Descarga anual de sedimentos em suspensão na estação de Óbidos entre os anos 1996 e 2007. (adaptado de Martinez et al., 2009) .....	19
Figura 1.9. Esquema da metodologia a ser desenvolvido no presente trabalho.....	24
Figura 2.1. Principais elementos tectônicos da América do Sul (fonte CPRM).....	28
Figura 2.2. Variabilidade espacial das chuvas na Bacia Amazônica; todos os gráficos de barras com as mesmas escalas no eixo Y (precipitação mm) e eixo X (meses do ano 1=janeiro até 12=dezembro). Adaptada de Espinoza et al. (2009b).....	32
Figura 2.3. Localização das principais sub-bacias e estações hidrológicas da Bacia Amazônica. A vazão média mensal 1974-2004 (m <sup>3</sup> /sx10 <sup>3</sup> ) é apresentada para cada sub-bacia. Dados G-L é a soma das estações Gavião e Lábrea. O eixo X são os meses a partir de 1, janeiro a 12, dezembro. Adaptada de Espinoza et al. (2009a).....	33
Figura 2.4. Evolução da vazão em Iquitos desde 1970. (Adaptada de Espinoza et al., 2006).....	35

Figura 2.5. Distribuições de concentração na vertical para materiais de tamanhos variados que podem ser encontradas num curso d'água (Carvalho, 1994) .....	37
Figura 2.6. Interação do raio de luz com o meio aquático. Quando um raio de luz entra no meio aquático: uma parte da luz é absorvida pelo meio ( $\Phi_a$ ), outra é espalhada ( $\Phi_b$ ) e outra é transmitida sem variar sua direção ( $\Phi_t$ ) .....	43
Figura 2.7. Variação espectral dos coeficientes de absorção (a) espalhamento (b) e atenuação (c) da água pura (adaptado de Dekker, 1993).....	49
Figura 2.8. Coeficiente de absorção específico para a: água pura ( $a_w$ ), e os componentes: fitoplâncton ( $a_{ph}$ ), matéria orgânica dissolvida ( $a_{CDOM}$ ) e o material particulado não orgânico ( $a_{TR}$ ). (Adaptado de Giardino 2007) .....	51
Figura 2.9. Variação espectral dos coeficientes de retroespalhamento específicos da água pura ( $bb_w$ ), do fitoplâncton ( $bb_{ph}$ ) e do material particulado não orgânico ( $bb_{TR}$ ). (Adaptado de Giardino 2007).....	52
Figura 3.1. Esquema a metodologia a seguir, em parêntesis são indicados os itens onde serão detalhados.....	54
Figura 3.2. Pontos de coleta de dados nas campanhas realizadas durante a tese. Em círculos vermelhos, amostras sobre os rios e em estrelas verdes amostras sobre as várzeas .....	56
Figura 13.3. Corte transversal do Rio Solimões (medição ADCP) na estação de MAN, os pontos pretos são os lugares de amostragem. ....	58
Figura 3.4. Amostrador de fundo Callède I, com sonda multiparamétrica e granulômetro laser .....	59
Figura 3.5. Granulometria duas estações no rio Madeira para três temporadas diferentes .....	61
Figura 3.6 Radiômetros TriOS: a) RAMSES-ARC: medição da energia radiante refletida e b) RAMSES-ACC-VIS: medição da energia incidente .....	62
Figura 3.7. Esquema da medição da reflectância e a interação da luz com a superfície e a coluna de água. Irradiância ( $E_d$ ), Radiância do céu ( $L_d$ ) e radiância da água ( $L_d$ ). $\theta=30^\circ$ .....	63
Figura 3.8. Medições radiométricas de: a) Reflectância e b) Coeficiente de atenuação vertical difuso da luz descendente ( $K_d$ ). .....	64
Figura 3.9. Variação da reflectância normalizada com respeito ao ângulo de visada do sensor radiométrico ( $L_u$ ).....	64
Figura 3.10. Medição de Irradiância descendente em diferentes profundidades do corpo de água, a) para todos os comprimentos de onda a 0,13 m; 0,26 m; 0,45 m; 0,66 m de profundidade b) para um comprimento de onda (670 nm) em todas as profundidades .....	65
Figura 3.11. Representação da resposta do sensor ao amostrar um alvo misturado. (Adaptado de: <a href="http://www.envi-sw.com/tut11.htm">www.envi-sw.com/tut11.htm</a> ).....	67
Figura 3.12. Representação bidimensional (duas bandas) do conjunto de pixels misturados de três alvos (A, B, e C), os vértices do triângulo são os endmember de cada alvo e a área interior do triângulo são os valores da mistura espectral dos três alvos.....	68
Figura 3.13. Máscara na estação Óbidos no rio Amazonas que pré-seleciona os pixels a serem analisados.....	71



Figura 3.14. Gráfico de espalhamento dos pixels selecionados na máscara, indicando as regiões teóricas dos endmembers de água, vegetação, alvos de albedo forte e sombra...	71
Figura 3.15. Assinaturas espectrais típicas dos diferentes tipos de água dos rios. Madeira, Amazonas, Tapajos e Negro, e a várzea de Janauacá .....	74
Figura 3.16. correlação entre a concentração de sedimentos e a reflectância para um comprimento de onda de 850 nm. ....	75
Figura 3.17. variação da correlação de Pearson (R2), entre MES e reflectância, em função do comprimento de onda.....	75
Figura 3.18. Correlação entre a concentração de sedimentos e o Kd para um comprimento de onda de 650 nm. ....	76
Figura 3.19. Coeficiente de absorção total para diferentes tipos d'água na Amazônia .....	77
Figura 3.20. Coeficiente de absorção do CDOM para diferentes tipos d'água na amazónia.....	78
Figura 3.21. Coeficiente de absorção do material particulado para diferentes concentrações de MES d'água na amazónia. ....	78
Figura 3.22. Coeficiente de retroespalhamento de diferentes águas amazônicas.....	79
Figura 3.23. relação entre o coeficiente de retroespalhamento ( $b_b$ ) y material em suspensão .....	80
Figura 3.24. Reflectância típica das águas brancas, em linhas pretas a localização das bandas MODIS e sua distribuição segundo o comprimento de onda .....	80
Figura 3.25. Relação da reflectância do sensor MODIS e as medidas de campo com os sensores TriOS para os diferentes comprimentos de onda do MODIS: a) MODIS a bordo do satélite TERRA (MOD) e TriOS, b) MODIS a bordo do satélite AQUA e TriOS (MYD) e c) MODIS a bordo do satélite TERRA e AQUA .....	81
Figura 3.26. Relação entre os dados de MES das campanhas e a reflectância de espectroradiometria nos 851 nm (+) e simulado para a banda infravermelha MODIS (o), para as águas do rio Solimões/Amazonas .....	82
Figura 3.27. Serie temporal de MES da rede ORE-HIBAM e da reflectância infravermelha MODIS. Na estação de Tamshiyacu.....	83
Figura 3.28. correlação entre MES da rede ORE-HIBAM e da reflectância infravermelha MODIS. Na estação de Tamshiyacu.....	83
Figura 3.29. Relação da média dos valores da Reflectância e MES para o período 2000-2011, na estação de Fazenda Vista Alegre (rio Madeira). As barras de erro mostram o desvio padrão. A letra indica o MÊS.....	84
Figura 3.30. Relação da média dos valores de cada MES da razão (IV/V) e MES para o período 2000-2011, na estação de Fazenda Vista Alegre (rio Madeira). As barras de erro mostram o desvio padrão. A letra indica o MÊS.....	85
Figura 3.31. Descarga anual de sedimentos (em barras) nas estações de San Regis (SRG) e Requena (REQ) e vazão média anual .....	86
Figura 3.32. Variação temporal para um ano médio a o longo do rio Madeira. Sendo Abunã (ABU), Porto Velho (PV), Humaitá (HUM), Manicoré (MNI), Fazenda Vista Alegre (FVA) e Foz do Madeira (FOZ). A distância à estação de ABU (km) está ao lado do código da estação.....	87

Figura 3.33. Concentração de material em suspensão ao longo do rio Madeira estimada usando as imagens MODIS, Radiometria de campo e amostras da campanha. Para o MES de Julho do 2011, considerando a estação de Abuna o km zero .....88

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Principais sub-bacias da Bacia Amazônica. Localização, Área e vazão média (Qmédia), máxima (Qmax) e mínima (Qmin) e vazão específica (Qespecífica) para 1974 - 2004. (Espinoza et al. 2009a) .....	34
Tabela 1.2. Composição mineral nos principais rios da Bacia Amazônica (latitude e longitude em graus decimais, altitude em metros (dados SRTM) minerais em porcentagem). Adaptada de Guyot et al., (2007b). .....	41
Tabela 3.1. Localização e número de amostras coletadas durante as campanhas de amostragem figurando los nomes das principais estações.....	57
Tabela 3.2. Composição mineralógica semi-quantitativa do Rio Solimões em MAN e do Rio Madeira em FVA. S representa as amostras de Solimões e M do Rio Madeira.....	60

## **CAPITULO I**

---

### **Introdução**

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Amazônia

A bacia amazônica se estende por mais de  $6 \times 10^6 \text{ km}^2$ , e aporta ao Oceano Atlântico uma vazão média estimada em  $209.000 \text{ m}^3/\text{s}$  (Molinier et al., 1996), representando 15% das águas continentais que chegam aos oceanos. A bacia amazônica atual se divide em três grandes unidades morfológicas: 44% da superfície pertence aos escudos Guianês e Brasileiro, 45% à planície amazônica, e 11% aos Andes.

A Amazônia que conhecemos, hoje, fez parte de uma área chamada “Pan – Amazônia”, região que antes do final do Mioceno, até 10 Milhões de anos (MA) se estendia pelas atuais bacias dos rios Amazonas, Orinoco, Magdalena e o norte do rio Paraná (Lundberg et al., 1998). As paisagens dominantes eram rios e ambientes costeiros, com o mar presente na parte norte do continente. Havia um divisor de águas, na região leste, fazendo com que a maioria dos rios corresse de leste para oeste, ao contrário do que ocorre hoje em dia (Figura 1.1A).

A maior parte da história geológica da Amazônia foi centrada no Cráton Amazônico, onde o núcleo era formado de rocha dura, na parte oriental da América do Sul. Mas essa situação mudou durante o curso do Cenozóico, causando a ruptura continental (135 a 100 Ma). Tanto o crescimento do Oceano Atlântico, quanto os ajustes de placas tectônicas, ao longo da margem do Pacífico, ocasionou a deformação dentro do Cráton Amazonas. A subducção da placa, ao longo da margem do Pacífico, causou elevação nos Andes Centrais durante o Paleógeno (65-34 MA). Posteriormente, o rompimento da placa do Pacífico (~ 23 Ma) e a colisão posterior das novas placas da América do Sul e do Caribe resultaram na formação de montanhas, intensificando o crescimento dos Andes do norte (Figura 1.1B).

Os sistemas de drenagem anteriores foram capturados em um rio "invertido" com o fluxo de oeste ao leste (Mapes 2009), muito diferente do rio Amazonas atual. A divisão da drenagem situou-se inicialmente no leste da Amazônia, mas em tempos Paleógenos (~ 65 a 23 MA) a divisão migrou para o oeste (Costa et al., 2001), abrindo caminho para o precursor do moderno baixo Amazonas, desembocando no Oceano Atlântico. Perto do final do Paleógeno, a divisão continental localizou-se na Amazônia Central, separando os rios amazônicos leste e oeste (Figueiredo et al., 2009) (Figura 1.1 B). Durante o Paleógeno, as partes oeste e noroeste das terras baixas pan-

amazônicas foram caracterizadas por uma alternância de condições fluviais e enseadas marinhas (Roddaz et al., 2010).

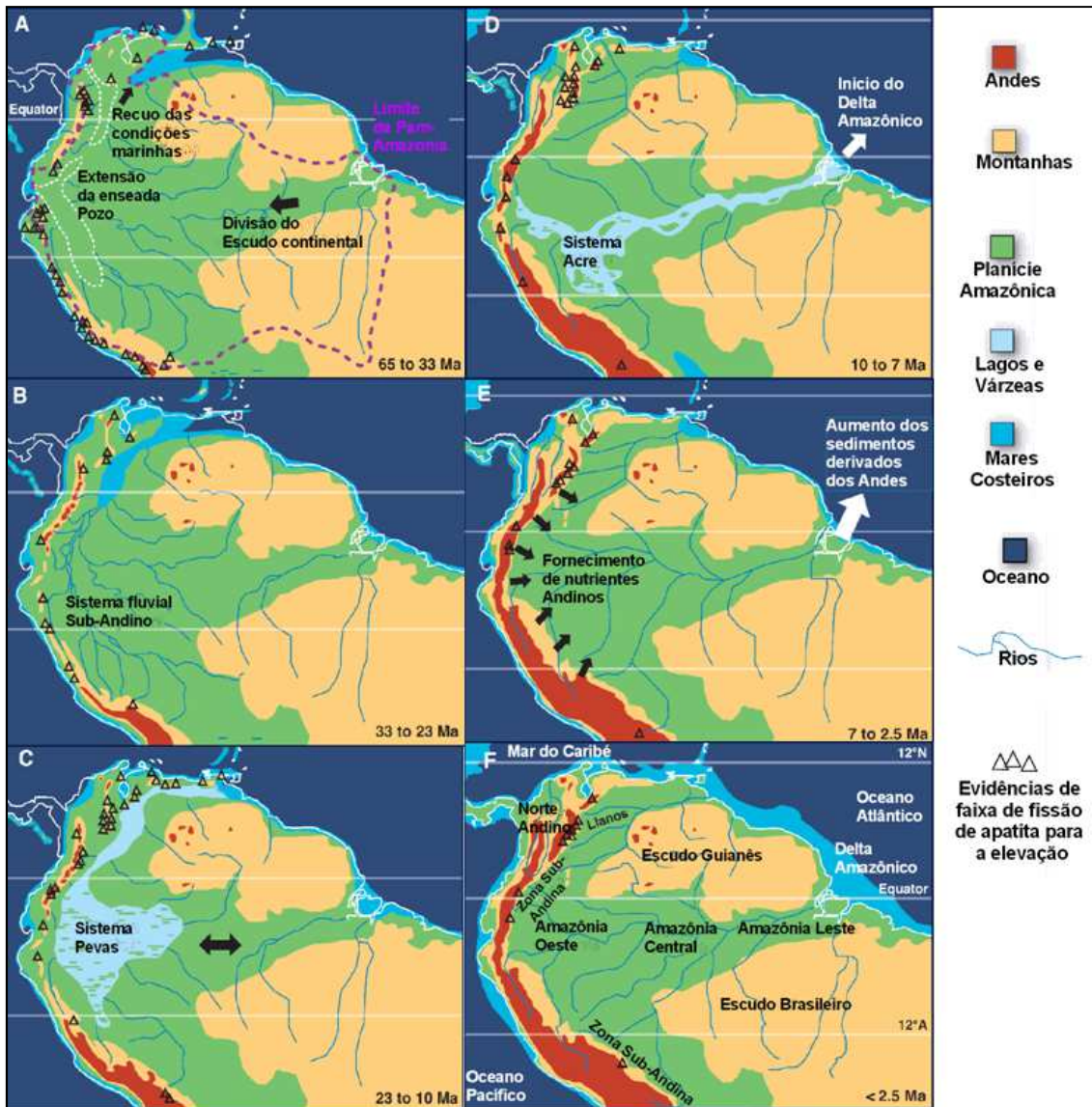


Figura 1.1. Mapas paleo-geográficos da transição de "cratônica" (A e B) para paisagens de dominação "Andina" (C a F).

- (A) a Amazônia se estendeu por grande parte do norte da América do Sul. Rompimento das placas do Pacífico e os Andes começaram a se formar
  - (B) Os Andes continuaram emergindo formando a drenagem principal ao noroeste.
  - (C) Formação de montanhas no Centro e Norte dos Andes, Sistema Pevas.
  - (D) Elevação dos Andes do Norte limitado à "pan-Amazônia".
  - (E e F) O mega-Pantanal "Sistema Acre" desapareceu e florestas de terra firme se expandiram.
  - (F) Quaternário. a América do Sul migrou para o norte durante o curso da Paleogene.
- Adaptado de Hoorn, et al. (2010).

Até o final do Mioceno médio (~ 12MA), o crescimento das montanhas andinas foi mais rápido e mais generalizado (Figura 1.1C). Isso criou um cânion profundo nos Andes da Venezuela, onde foram desenvolvidos “megafans” aluviais causados pela erosão nos Andes Central e Norte há ~ 10 Ma, coincidindo com a queda do nível do mar e resfriamento do clima. As altas taxas de sedimentos andinos atingiram a costa do Atlântico, através do sistema de drenagem da Amazônia. Finalmente, o rio Amazonas tornou-se plenamente estabelecido em ~ 7 MA (Figura 1.1D e E). Enquanto isso, a Amazônia Ocidental passou de um sistema lacustre a um sistema fluvial (Figura 1.1D) (Hovikoski et al., 2007), que se assemelhava ao Pantanal de hoje no sul da Amazônia. Esta região foi chamada sistema "Acre". A Amazônia Ocidental, a partir de então, passou a ter as principais características geográficas da paisagem como a conhecemos hoje (Figura 1.1E e F), mudando de um sistema inundado com relevo negativo, para um relevo positivo, cortado por um sistema de rios, cada vez mais arraigado e com maior carga de sedimentos.

### **1.1.1 Os recursos hídricos na bacia Amazônica**

O rio Amazonas (Figura 1.2) é formado no Peru pelos rios andinos Ucayali e Marañón e recebe um pouco mais a jusante, o rio Napo vindo do Equador. Ao entrar no Brasil este rio passa a se chamar Solimões, com fluxo médio é de 46.000 m<sup>3</sup>/s, ou seja, o equivalente do rio Congo (o segundo maior rio do mundo em extensão) (Filizola 2003). O rio Solimões passa a se chamar rio Amazonas no Brasil, somente após o recebimento das águas do rio Negro. Na região de Manaus, a convergência dos rios Solimões, Negro a 200 quilômetros mais a jusante do rio Madeira, aumenta de forma acentuada a área drenada e os fluxos. Esta concentração de recursos, associada ao gradiente hidráulico muito baixo, irá gerar perturbações no fluxo destes rios, agravando a não univocidade das curvas chave (altura-vazão) dos rios, nesta região (Meade et al., 1991). De Tabatinga, na fronteira entre o Peru e o Brasil, o rio Amazonas tem cerca de 3.000 km, antes da chegada ao Atlântico, no entanto, apesar dessa distância, ele possui apenas 60 metros de desnível, o que explica a peculiaridade da propagação da onda criando uma gigantesca zona de inundação. Neste percurso o seu volume será multiplicado por 4,5 despejando uma média de 209.000 m<sup>3</sup>/s no oceano Atlântico (Molinier et al., 1996).

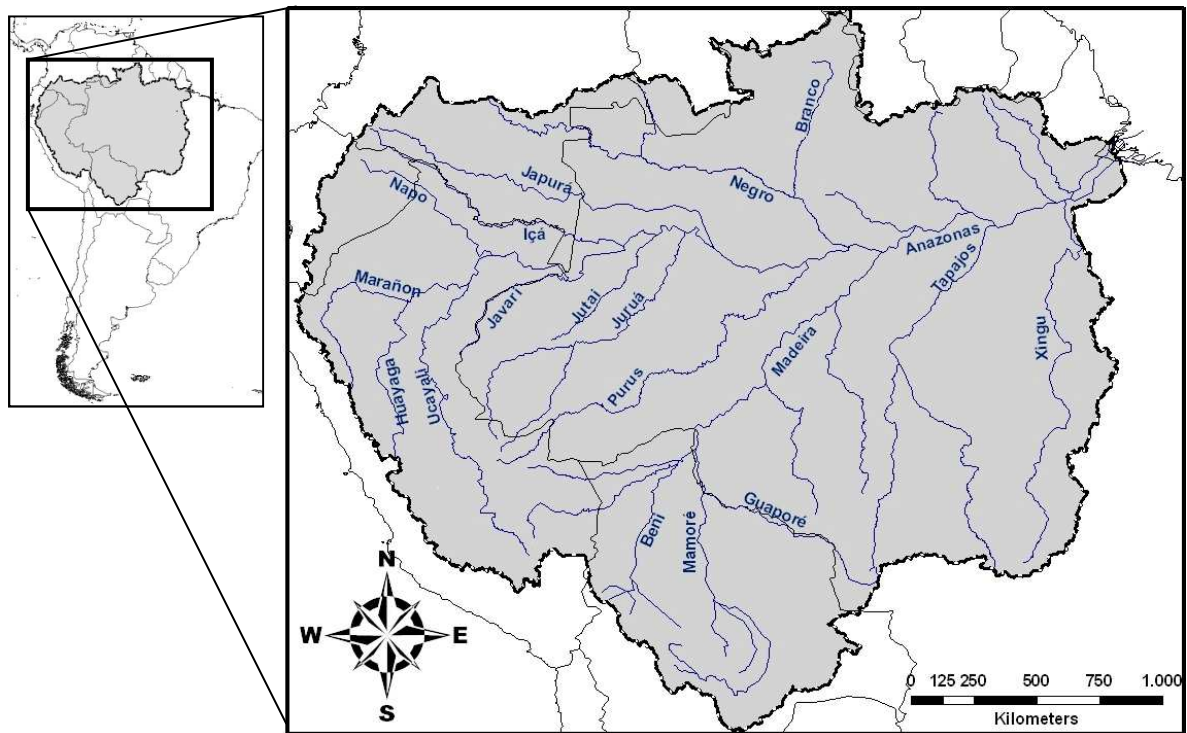


Figura 1.2. Localização da bacia Amazônica e os principais afluentes

Os principais formadores da Bacia Amazônica têm características relacionadas a três grandes unidades morfológicas: i) A vertente oriental dos Andes, principalmente, com os Rios Marañón, Ucayali e Madeira que contribuem ao rio Amazonas com águas carregadas de matéria dissolvida e particulada (Gibbs 1967); ii) Os escudos Guayani e Brasileiro os quais são caracterizados pela pouca erosão de suas ladeiras (Bordas 1991) que aportam poucos sedimentos ao rio Amazonas; e iii) A Planície Amazônica onde ficam presas grandes quantidades de sedimentos e podem ser removidas em diferentes escalas de tempo (Schmidt 1972). Esta planície se estende desde o meio da bacia, entre os escudos e a região do "piedemonte" andino.

O rio Solimões-Amazonas é um “mega” rio que exhibe padrão anastomosado, com dois ou três braços, grandes ilhas cobertas por vegetação, em formato elipsoidal, e bancos de areia laterais (Latrubesse, 2008). Seu leito principal é, principalmente, retilíneo ao longo de seu curso, com um índice de sinuosidade médio, em 100 km de 1,0 a 1,2 (segundo Brice, 1964, o índice de sinuosidade é a razão entre os comprimentos real do canal e o comprimento vetorial do canal), com exceção do trecho de 350 km a montante da foz do rio Purus, que apresenta um padrão de multi-canais sinuosos com meandros duplos ou triplos e a sinuosidade variando de 1,3 a 1,7. Na época de estiagem, na parte brasileira de 2500 km, a largura média do canal do rio



Solimões/Amazonas varia de 2,2 a 6 km enquanto a profundidade média, por seção transversal, aumenta de 10 a 20 m (Mertes et al., 1996).

A Bacia Amazônica, por seu tamanho e posição equatorial, apresenta vários regimes hidrológicos, assim como, vazão específica. Muitos trabalhos descrevem tanto a variabilidade regional como interanual (Richey et al., 1989; Marengo, 1995; Callède et al., 2004; Espinoza et al., 2009b). Em particular, Callède (2004), Espinoza et al. (2009b, 2011) e Marengo et al. (2011), reportam um aumento da frequência dos eventos hidrológicos extremos na bacia amazônica, desde o final da década de 1970.

### **1.1.2 População amazônica**

Calcular a área e a população da Amazônia sempre foram alguns dos maiores desafios para pesquisadores e planejadores (Oliveira Jr., 2009). Para alguns, a Amazônia representa uma grande reserva de recursos naturais ou capital natural, despovoada, que necessita ser ocupada. Para outros, a população já existente na região está gerando impactos ambientais negativos irreversíveis, sendo preciso, portanto, controlar ou mesmo frear seu crescimento populacional.

Aragón (2011) apresenta dados dos últimos censos dos países Amazônicos, considerando os territórios da Guiana, Guiana Francesa e Suriname 100% amazônico, e usando no Brasil como referência o território da Amazônia Legal (bacia Amazônica mais as bacias dos rios Tocantins e Maranhão). Ele estima a população dessa área total em 29 milhões de habitantes. No Brasil, a população é mais de 21 milhões, que representa 72% dos habitantes da bacia Amazônica. A população amazônica peruana é de 4,5 milhões (16% da população total do Peru). As principais cidades da Amazônia são Manaus, Belém, Santa Cruz de la Sierra (Bolívia), Iquitos (Peru), Porto Velho, Macapá, Rio Branco e Santarem.

## **1.2 Problemática**

O foco desta tese é o monitoramento dos fluxos de sedimentos que é relevante para uma grande variedade de disciplinas ambientais e para a gestão dos recursos hídricos. De fato, muitos problemas ambientais estão relacionados com o transporte de sedimentos pelos rios, tanto os sedimentos de suspensão como os de fundo. Nos rios, em geral, a turbulência do escoamento mantém os sedimentos finos permanentemente em suspensão. Os sedimentos em suspensão geralmente são

argilas com propriedades coesivas capazes de transportar diversos contaminantes (metais pesados como o mercúrio, chumbo e outros) além de nutrientes. O fluxo de sedimento traz uma carga de elementos essenciais (nitrogênio, fósforo etc.) para o crescimento do fitoplâncton nas águas (Alabaster e Lloyd, 1982; Steinman and McIntire, 1990; Heathwaite, 1994) e do zooplâncton (Langer, 1980; Ryder, 1989) e, conseqüentemente, influencia toda a biota da bacia. No entanto, em cenários com menor intensidade de turbulência, como em estuários, reservatórios ou lagos, os sedimentos encontram condições propícias para a deposição e, de tal modo, o leito desses ambientes se transformam no último sumidouro dos contaminantes (Gibbs, 1983). Esses processos de assoreamento também podem causar dificuldades de navegação nos grandes rios e diminuir a vida útil das barragens. Outra problemática que pode ser entendida com os estudos dos fluxos sedimentares envolve os processos de erosão e a perda de solos que estão fortemente ligados ao uso das terras. A quantidade de sedimentos transportados por um rio é proporcional à erosão causada dentro da bacia. Assim, o monitoramento dos fluxos de sedimentos traz informações sobre as mudanças na climatologia e no uso dos solos, na escala da bacia.

Todas as problemáticas descritas acima podem ser observadas no caso da Bacia Amazônica, o que justifica o interesse e a importância em aprimorar as técnicas de monitoramento dos fluxos de sedimentos. Detalharemos a seguir as problemáticas ambientais citadas acima.

### **1.2.1 Barragens na bacia amazônica**

Atualmente, os governos da região estão planejando a construção de 151 barragens para a geração de energia elétrica (Finer e Jenkins, 2012) em todos os principais afluentes andinos do rio Amazonas (Caquetá/Japurá, Madeira, Napo, Marañon, Putumayo/Iça e Ucayali) (Figura 1.3), abrangendo cinco países: Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador e Peru.

Como sabemos, o rio Amazonas está intimamente ligado à cordilheira dos Andes. Os Andes fornecem a grande maioria dos sedimentos, nutrientes e matéria orgânica para o curso principal do Amazonas, alimentando um ecossistema de várzea. Finer e Jenkins (2012) analisaram o impacto causado por estas barragens de maneira global, no curso da bacia, considerando os impactos no local e os causados, na planície da bacia. Das 151 barragens projetadas 71 delas são de alto impacto ecológico, 51 delas de impacto moderado e 29 de baixo impacto ecológico.

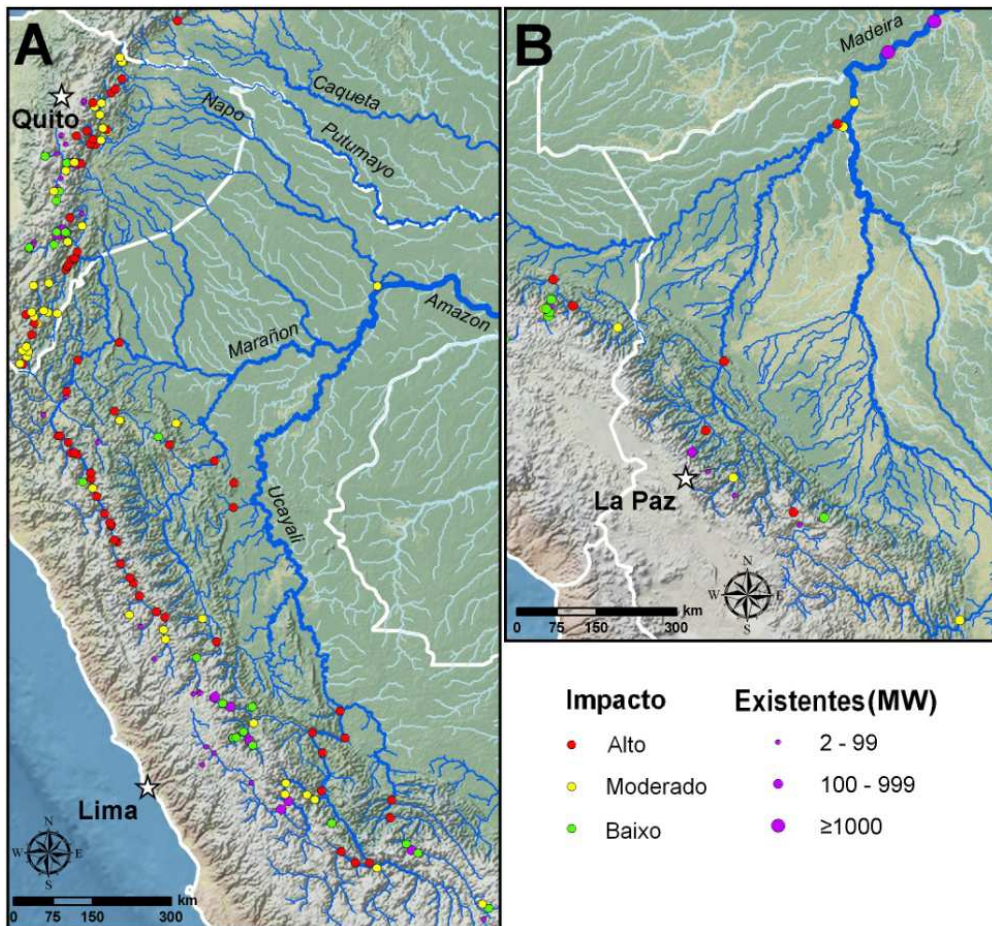


Figura 1.3. Localização e nível de impacto ecológico das barragens na bacia amazônica. Adaptada de Finer e Jenkins (2012)

O rio Madeira é um dos principais afluentes do rio Amazonas, em termos de vazão líquida (30 %) e sólida (50 %). Atualmente, neste rio estão sendo realizadas as obras de duas barragens (Santo António e Jirau), na região da fronteira Brasil/Bolívia. O fato de o rio Madeira trazer a metade do fluxo de sedimentos, transportado pelo Rio Amazonas, gera diferentes questionamentos sobre as mudanças nos processos de transporte de sedimentos na bacia amazônica. Percebe-se que a maioria das usinas planejadas, na região, está nos rios com forte carga de sedimentos. Assim, questionamos qual porcentagem e quais tipos de sedimentos ficarão depositados nas barragens. Outro questionamento é se os processos de assoreamento afetarão de maneira grave o funcionamento e a vida útil das usinas planejadas.

O monitoramento do transporte de sedimentos representa uma ferramenta fundamental para poder responder essas perguntas e ajudar no planejamento regional da instalação de usinas hidroelétricas.

### **1.2.2 Mudança de uso do solo e o impacto sobre a hidrologia**

A bacia amazônica é coberta por grandes extensões de florestas densas. O desmatamento raso é o método mais comum de desenvolvimento que tem sido utilizado, e, é a principal causa de distúrbios na natureza na região Amazônica, pois interfere em ciclos naturais, como os da água e do carbono. Essa prática altera, rapidamente, as características hidrológicas e físicas dos solos e, conseqüentemente, pode alterar os processos de transporte de sedimentos nos rios da região.

A erosão e a perda de solo são as conseqüências mais óbvias do desmatamento, assim como, a perda da capacidade de infiltração e retenção da água. Isso influi, diretamente, nas condições hídricas das bacias. As funções da bacia hidrográfica são alteradas, quando a floresta é desmatada. A precipitação nas áreas desmatadas escoam rapidamente, formando as cheias, seguidas por períodos de grande redução ou interrupção do fluxo dos cursos d'água. Os padrões regulares das cheias são importantes para o funcionamento do ecossistema natural do rio e das regiões arredores.

No Brasil, a Amazônia Legal vem sendo desmatada a partir da década de 1960. A fronteira agropecuária, com incentivo do Governo Federal, se expandiu para o oeste da bacia. Tal expansão continua ocorrendo e resultará em taxas elevadas de desmatamento, na bacia do rio Amazonas (Achard et al., 2002; Fearnside e Graça, 2006; Kaimowitz et al., 2004). Aproximadamente, 17% da bacia amazônica (excluindo Tocantins) foram desmatadas até 2007 (INPE, 2011). As principais zonas desmatadas estão na região leste e sul da bacia (Fearnside, 1993, Nepstad et al., 1999; Skole e Tucker, 1993). A pecuária é a maior responsável pelo desmatamento na Amazônia, cobrindo cerca de 75% da área total desflorestada (Faminow, 1998; Margulis, 2003). No entanto, a produção de soja, principalmente, como ração animal para exportação para a Europa e China (Nepstad et al., 2006), tornou-se mais importante na última década, utilizando outras áreas, como o cerrado e bosques, principalmente, no sul da bacia.

A pecuária, na região, vem crescendo, desde a década de 1970, passando de cerca de 18,7 milhões de unidades em 1985, para 35 milhões em 1995 e 56 milhões em 2006. Esse crescimento ocorreu, devido à melhoria das condições sanitárias de produção, permitindo a exportação para outras regiões do país e, também, para os mercados internacionais (Nepstad et al., 2006).

Sobre as rodovias existe certo consenso na literatura de que a abertura ou a pavimentação, das já existentes, facilitam o acesso dos agentes econômicos (como os agricultores) à áreas, até então, isoladas, diminuindo, assim, os custos de transporte e ampliando a área destinada à agropecuária, causando, então, mais desmatamento.

Entre todas as variedades de culturas, a da soja é apontada pelos especialistas como a grande responsável pelo avanço do desmatamento na região amazônica. O cultivo da soja na região não é recente. Ele data de meados da década de 1950, quando o, então, Instituto Agronômico do Norte realizou alguns experimentos com essa cultura em áreas de várzea em Belém. Em 1982, foi registrada a primeira área para o cultivo comercial da soja, totalizando 60 hectares no Estado de Rondônia. No ano de 1984, a Embrapa Soja recomendou o plantio dessa cultura em Rondônia (Homma, 2006). A partir dessa época, a área ocupada pela soja foi crescente.

A Figura 1.4 mostra a área desmatada na Amazônia Legal no período de 1988 a 2011, alcançando o pico máximo em 1995 com mais de 29.000 km<sup>2</sup> desmatados e nos anos 2003 e 2004 com mais de 25.000 km<sup>2</sup>. Depois de 2004 observa-se que a área de desmatamento, por ano, vai diminuindo, e, no ano de 2011 foi o de menor desmatamento, sendo de 6.400 km<sup>2</sup> (INPE 2011). A área desmatada até o 1988 é estimada em 355.000 km<sup>2</sup> e a média estimada de desmatamento é de 21.050 km<sup>2</sup>/ano.

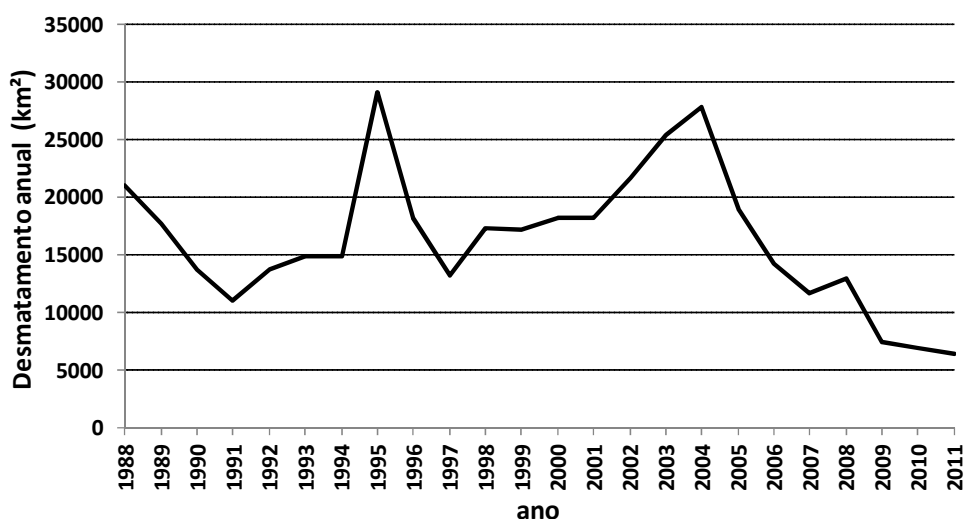


Figura 1.4. evolução temporal do desmatamento. No ano 1988 a área desmatada era já de 355.000 km<sup>2</sup>

Fonte: [http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes\\_1988\\_2011.htm](http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2011.htm)

Entre os estados pouco desmatados encontram-se o Acre, Amapá, Amazonas, Maranhão, Roraima e Tocantins. Esses estados responderam, em média, por

aproximadamente 16% de todo o desmatamento na região amazônica. Os estados desmatados de maneira mais intensa na Amazônia Legal são Mato Grosso, Pará e Rondônia.

Na Figura 1.5 são mostrados os diferentes cenários da cobertura vegetal da bacia Amazônica. O primeiro cenário (*Control- CTL*) mostra a bacia em um estado natural com suas condições potenciais. O segundo cenário mostra o ambiente “atual” (ano 2000), cenário (*Modern- MOD*) estimado por Eva et al., (2002) onde a quantidade de desmatamento é de, aproximadamente, 10% da área total. E dois cenários futuros (ano 2050) , em um extremo, o cenário “negócio como o habitual” (*business-as-usual- BAU*), que assume que: as tendências recentes de desmatamento continuarão; as rodovias, atualmente, programadas para a pavimentação serão feitas; a legislação que exige reservas florestais, em terras privadas, permanecerá baixa, e novas Unidades de Conservação, não serão criadas. O cenário BAU assume que até 40% das florestas no interior de Unidades de Conservação estão sujeitas ao desmatamento. No outro extremo, o cenário de "governança" (*Governance-GOV*) assume que a legislação ambiental brasileira é implementada, em toda a bacia amazônica, através do refinamento e multiplicação de experiências atuais. Essas experiências incluem a aplicação de reservas florestais obrigatórias, em propriedades privadas, através de um sistema de licenciamento baseado em satélites, zoneamento agroecológico do uso da terra, e a expansão da rede de Unidades de Conservação.

Para o ano 2050 o desmatamento chegaria a 30%, segundo o cenário GOV, e, de 49% ,segundo a análise BAU.

Coe et al., (2009) usou dois tipos de modelagem com os cenários futuros GOV e BAU estimando a precipitação e vazão das principais sub-bacias amazônicas. O primeiro é um modelo hidrológico físico, que integra uma variedade de processos em um modelo mecânico, basicamente, de balanço de massa e energia (*Integrated Biosphere Simulato -IBIS*). O segundo é um modelo hidrológico de circulação atmosférica global, de grande escala, que considera a retroalimentação causada pela floresta (evapotranspiração) (*Community Climate Model version 3 -CCM3*) que é aplicado no primeiro modelo. Os resultados dos modelos foram comparados com as modelagens para o cenário CTL.



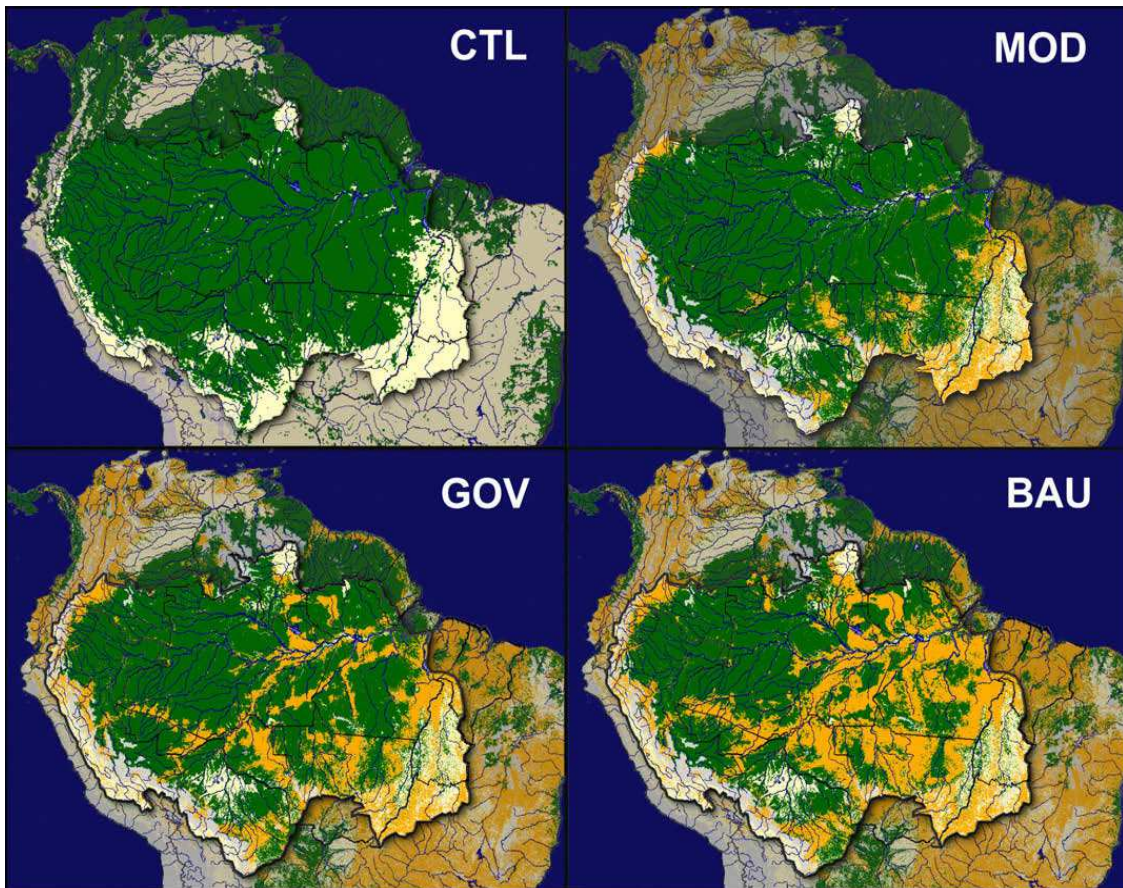


Figura 1.5. Cobertura vegetal da bacia amazônica, com três classes: florestas tropicais sempre verdes (verde), Cerrado (bege) e agricultura (amarelo). Cenários da vegetação potencial (CTL) como reconstruído por Ramankutty e Foley (1998); distribuição da vegetação do ano de 2000 (MOD), estimado por Eva et al. (2002); e os cenários para o ano de 2050 por Soares-Filho et al. (2006) com forte governança do desmatamento (GOV) e governação relativamente fraca (BAU)

Fonte Coe et al., 2009

A precipitação estimada com o segundo método mostra uma diminuição que varia, dependendo da região, entre 5 e 15% para o cenário GOV e ente 5 e 20% para o cenário BAU. Os resultados da vazão estimada mediante o primeiro e segundo modelo encontram-se na Figura 1.6a e 1.6b respectivamente.

A Figura 1.6a mostra os resultados do modelo IBIS, indicando um incremento da vazão em todas as sub-bacias, sendo o incremento maior, para o cenário BAU. O modelo CCM3-IBIS, que considera a dinâmica atmosférica, mostra como resultado, uma diminuição da vazão em todas as sub-bacias, excluindo as bacias de Tapajós e Tocantins. Em termos gerais, a diminuição da vazão é mais forte para o cenário BAU. Observando a Figura 1.6 pode-se notar a importância da vegetação no ciclo

hidrológico. Com uma diminuição da precipitação entre 5% para a região do alto Solimões (a montante da foz do rio Iça) no cenário de BAU e GOV, a diminuição da vazão é de 1 e 0% para os cenários de BAU e GOV, respectivamente.

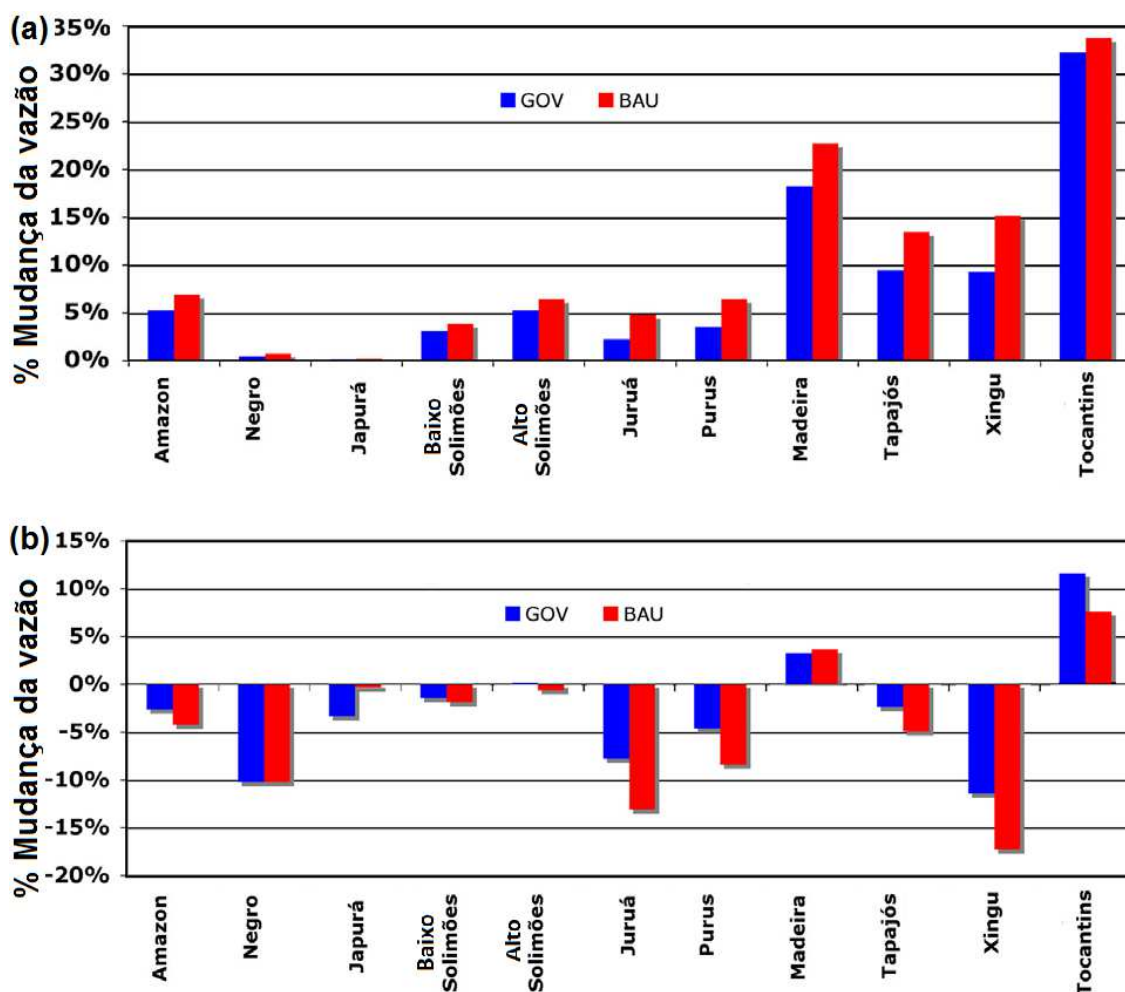


Figura 1.6. Mudança relativa da vazão média anual em várias sub-bacias para os cenários futuros GOV (azul) e BAU (vermelho), com respeito à CTL. A vazão é estimada mediante as simulações IBIS (a) e o modelo integrado CCM3-IBIS (b). (Adaptada de Coe et al., 2009)

No entanto, como as observações indicam (Bradshaw et al., 2007), é razoável esperar que uma mudança no meio ambiente resultará num aumento da amplitude da vazão entre as enchentes e as secas. Nestes trabalhos não são consideradas outras mudanças causadas pelo desmatamento, como a perda de solo e suas influências bioquímicas e morfológicas que afetam as águas dos rios. Como as simulações apresentadas preveem uma variação significativa das condições hidrológicas, nas próximas décadas, é razoável esperar variações consideráveis nos níveis de descarga de sedimentos nas sub-bacias Amazônicas, impactadas pelos processos de



desmatamento. Para analisar e compreender esses fenômenos é fundamental contar com ferramentas adequadas para monitorar a qualidade das águas dos principais rios da Amazônia e as suas variações, no tempo e no espaço.

### **1.2.3 Difusão dos metais pesados nos rios Amazônicos. Exemplo do Mercúrio**

De modo geral, o monitoramento dos sedimentos tem sido objeto de crescente interesse, tendo em vista, que os sedimentos constituem um veículo para a difusão dos contaminantes e dos nutrientes. Os impactos danosos à saúde causados pela contaminação por metais pesados, tal como mercúrio, são objetos de amplos estudos ao redor do mundo. Os riscos toxicológicos e ecotoxicológicos deste metal decorrentes da biodisponibilização no meio ambiente são preocupantes (Hacon e Azevedo, 2006). Neste quadro, a região Amazônica é considerada uma região de amplo risco e, conseqüentemente, tem sido alvo de estudos nas últimas três décadas, uma vez que se constatou uma elevada descarga de mercúrio proveniente de garimpos.

A descarga de mercúrio na Amazônia, proveniente de atividades garimpeiras que se estenderam, em maior escala, do final da década de 1970, a meados da década de 1990, foi estimada em mais 2000 toneladas (Malm et al., 1998; Mallas e Benedito, 1986; Cleary, 1990; Lacerda, 1990). Hacon (1991) estimou que, somente, na região sul da Amazônia brasileira ao norte de Mato Grosso, houve uma utilização superior a 15 toneladas anuais de mercúrio, no pico da atividade garimpeira na década de 1980, calculando que houve uma descarga superior a 100 toneladas até meados da década de 1990. Outros autores também exemplificam esta maciça utilização do mercúrio nesta região na década de 1980. (Mallas e Benedito, 1986; Pfeiffer e Lacerda, 1988, Pfeiffer et al., 1989, Nriagu et al., 1992).

A lixiviação e a erosão de solos contendo mercúrio são processos que os transferem para a água e o sedimento, tanto em ambientes marinhos como d'água doce. Este fluxo envolve o mercúrio inorgânico, mas, grande parte, está associada com matéria orgânica particulada e dissolvida. Nos corpos d'água, o mercúrio pode ser lançado, diretamente, através de efluentes líquidos ou ser depositado na forma de particulado inerte ou reativo ( $\text{Hg}^{+2}$ ). O íon mercúrico ( $\text{Hg}^{+2}$ ) pode estar presente complexado ou quelado com ligantes, sendo esta, provavelmente, a forma predominante de mercúrio presente nas águas superficiais (Lindqvist et al., 1991).

Em águas e sedimentos, o  $\text{Hg}^{+2}$  dissolvido é convertido em metilmercúrio por processos químicos e, principalmente, microbiológicos, quando se trata de ambientes

aeróbicos e anaeróbicos (D'Itri, 1992). As taxas de metilação parecem variar em função de alguns parâmetros ambientais, como temperatura, pH, carbono orgânico dissolvido e particulado, cálcio e concentrações de sulfeto (Compeau e Bartha, 1985; Bjornberg et al., 1988; Lechler et al., 2000; Miller et al., 2003;). O metil-mercúrio, ao contrário da forma metálica, é facilmente assimilado pela biota, tem a tendência de se acumular nos organismos (bioacumulação) e magnificar-se através da cadeia alimentar (biomagnificação) (Bache et al., 1971, Barak e Mazon 1990, Meili 1997; Bidone et al., 1997; Barbosa et al., 1995).

Os fatores morfológicos e químicos têm um importante papel na determinação da taxa de adsorção e sedimentação do mercúrio no sistema aquático. A distribuição do mercúrio é fortemente correlacionada com conteúdo de carbono orgânico, e complexos solúveis em água, tais como humatos e fulvatos que podem quelar as espécies solúveis e insolúveis à água; os últimos precipitam-se diretamente da solução para o sedimento. Grande quantidade de mercúrio é adsorvido no húmus, em pH muito baixo (como no rios Negro ou Tapajós). Em valores de pH alto (caso dos rios descendo dos Andes), maior proporção de mercúrio é adsorvido pela fração mineral. Os complexos solúveis de mercúrio são adsorvidos pelo material particulado orgânico e inorgânico, e removidos pela sedimentação, em recursos hídricos aeróbicos. Enquanto, nos sedimentos anaeróbicos os compostos de mercúrio precipitados geralmente, são convertidos à sulfeto mercúrio (HgS), o que, pela sua elevada insolubilidade, reduz a possibilidade de serem reciclados para a coluna d'água (D'Itri, 1992 e Queiroz, 1995).

A matéria fina em suspensão tem grande capacidade de adsorver o mercúrio dissolvido. Foi detectada concentração de 34 mg de mercúrio por 1 kg de peso seco de sedimento, ligada ao material particulado. A capacidade de adsorção do mercúrio é, exponencialmente, proporcional à média da área superficial específica das partículas em suspensão, com tamanho menor que 60  $\mu\text{m}$  (Queiroz, 1995). Verifica-se que a quantidade de mercúrio que pode transportar um rio está diretamente ligada à quantidade de argilas transportadas por eles (Maurice Bourgoïn et al., 2002). Assim, o monitoramento dos sedimentos nos rios pode servir para quantificar, de forma indireta, os fluxos de mercúrio nas bacias hidrográficas.

#### 1.2.4 Estudos do fluxo de Sedimentos na bacia Amazônica

O transporte de sedimentos na bacia amazônica situa-a na terceira colocação no mundo, depois do rio Huang- He (rio Amarelo) na China e Ganges-Bamaputra na Índia- Bangladesh. (Walling e Webb, 1996; Chakrapani, 2005), depositando  $800 \times 10^6$  toneladas, por ano, de material em suspensão (MES) (Guyot et al., 2005). A bacia amazônica mostra altas taxas de erosão, sendo que, a grande maioria dos sedimentos provém dos Andes. Estes sedimentos são transportados para a planície de inundação onde podem ser depositados ou arrastados em diferentes escalas de tempo (Meade et al., 1985).

Considerando o tamanho da bacia amazônica e sua importância, são relativamente poucos os trabalhos de pesquisa realizados para o entendimento dos fluxos de sedimentos nos rios. Estes trabalhos começaram nos anos de 1960: Gibbs (1967) com 74 amostras, coletadas durante duas campanhas, nos períodos de enchente e seca, estimou uma vazão de sedimentos de  $500 \times 10^6$  ton/ano (mas não considerou as variações da concentração com a profundidade). Oltman (1968), durante três campanhas em enchente, vazante e seca, coletou amostras pontuais em diferentes profundidades das verticais, na estação de Óbidos, estimando uma descarga de  $600 \times 10^6$  ton/ano. Meade et al. (1979) estimaram um fluxo sólido de  $900 \times 10^6$  ton/ano. Meade (1985) com mais de 300 amostras integrais e pontuais de concentração de sedimentos, faz uma descrição dos fluxos laterais e estima o fluxo de sedimentos entre  $1.100$  e  $1.300 \times 10^6$  ton/ano. Estas estimações foram calculadas, apenas, multiplicando a concentração de sedimentos com a descarga líquida do rio, assumindo uma relação simples, entre a concentração e a vazão.

Richey et al. (1986) dentro do programa CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment), adicionaram 200 amostras aos dados de Meade (1985) e obteve resultados parecidos aos anteriores. Bordas et al. (1988) e Bordas (1991), usando dados das entidades brasileiras, estimaram uma descarga sólida similar àquela estimada por Meade et al. (1979). Nittrouer et al. (1986 e 1995), usando uma sonda para medir a concentração em diferentes perfis no estuário do Amazonas, estimaram uma descarga ao oceano, entre  $550$  e  $1.000 \times 10^6$  ton/ano.

No ano 2003 foi formado o Projeto HIBAM (Hidrologia da Bacia Amazônica –[www.ore-HIBAM.org](http://www.ore-HIBAM.org)) em colaboração e a participação de instituições de diferentes países como:

França. Institut de recherche pour le développement (IRD), Géosciences Environnement Toulouse (GET), Institut National Des Sciences De L'univers - Centre National de la Recherche Scientifique (INSU-CNRS), L'Observatoire Midi Pyrénées (OMP), Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) e HydroSciences Montpellier (HSM) e Expertise et spatialisation des connaissances en environnement (L'UMR ESPACE-DEV)

Brasil. Agência Nacional de Águas (ANA), Universidade de Brasília (UnB), Universidade do Estado de Amazonas (UEA), Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Universidade Federal Fluminense (UFF) e a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Peru. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) e Universidad Nacional Agraria la Molina (UNALM)

Colombia. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) e a Universidad Nacional de Colombia (UNC)

Bolivia. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) e a Universidad Mayor de San Andrés (UMSA)

Venezuela. Universidade Central de Venezuela (UCV) e a Universidad Nacional Experimental de Guayana (UNEG) e,

Equador Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI).

Entre essas instituições foi criada uma rede de amostragem multitemporal, de coletas a cada 10 dias, em vários rios da bacia amazônica e em todos os países amazônicos (Guyot et al., 1996; Filizola 1999 e 2003; Guyot et al., 2005; Filizola e Guyot 2004 e 2009). Usando os dados da rede HIBAM (mais de oito anos de dados) e os dados da ANA (Agência Nacional de Águas) e outras instituições no Brasil, Guyot et al., 2011 estima um fluxo de sedimentos entre 600 e 900 x 10<sup>6</sup> ton/ano na estação de Óbidos (última estação antes do oceano sem influência da maré).

O trabalho da equipe HIBAM se diferencia dos trabalhos anteriores porque coleta dados, a cada 10 dias, para suas estimativas. Essa resolução temporal permitiu demonstrar, pela primeira vez, a não-unicidade da relação vazão líquida – concentração em sedimentos como mostra a Figura 1.7 onde ficam exibidas as variações, a cada 10 dias, dos dois parâmetros, por vários ciclos hidrológicos consecutivos (Martinez et al., 2009). Assim, fica demonstrada a importância de monitorar conjuntamente a

concentração de sedimentos e a vazão do rio Amazonas para poder acessar de maneira robusta a vazão sólida do maior rio do mundo.

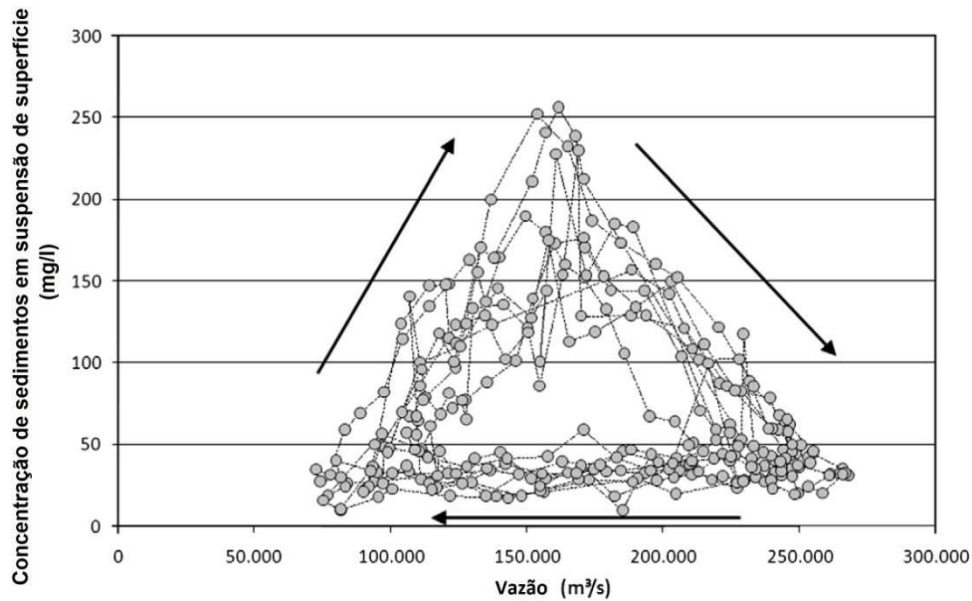


Figura 1.7. Concentração de sedimentos em suspensão de superfície na estação de Óbidos, em função da vazão na mesma estação. Dados do projeto HIBAM coletados, a cada 10 dias, desde 1995. (adaptado de Martinez et al., 2009)

Martinez et al. (2009), relacionaram os dados do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) com os dados de concentração de sedimentos em superfície (dados HIBAM), estimando um fluxo de sedimentos de  $800 \times 10^6$  ton/ano. Juntando os dados HIBAM e de satélite, os autores conseguiram gerar, pela primeira vez, uma série de descarga sólida, achando um incremento de 20% na descarga sólida do ano 1996 até 2007 (Figura 1.8).

A produção de sedimentos em suspensão do rio Amazonas no Peru (alto Solimões) é estimada à  $450 \times 10^6$  ton/ano, 12% provenientes da bacia do rio Napo, 40% do rio Marañón e 48% da bacia do rio Ucayali (Guyot et al., 2007a). Essa contribuição corresponde a 56% do fluxo estimado a jusante em Óbidos.

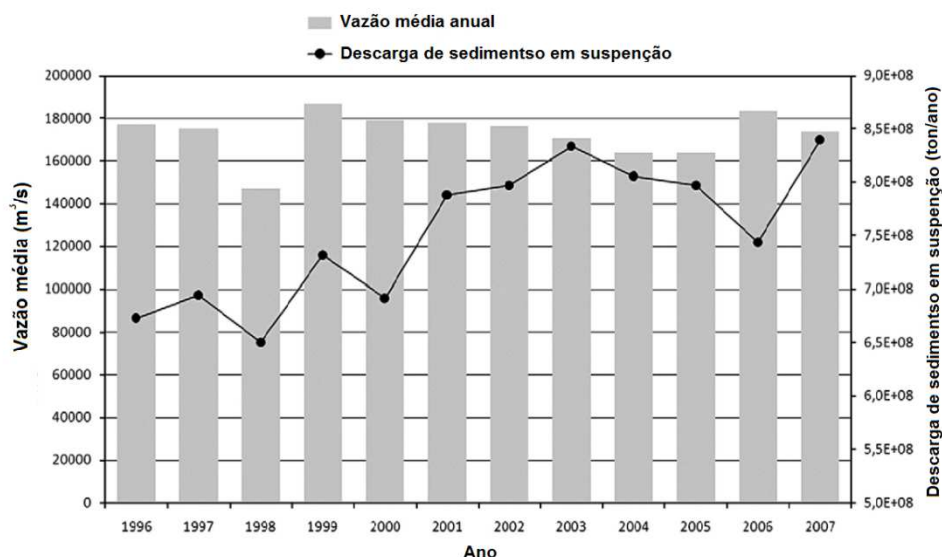


Figure 1.8. Descarga anual de sedimentos em suspensão na estação de Óbidos entre os anos 1996 e 2007. (adaptado de Martinez et al., 2009)

O rio Madeira é o outro grande transportador de sedimentos, representado 50% dos sedimentos carregados ao oceano (Guyot et al., 1996) pelo rio Amazonas. Filizola (2003) com dados de campanhas estima o fluxo de sedimentos do rio Madeira em  $371 \times 10^6$  ton/ano e com dados da rede ORE-HIBAM estima  $406 \times 10^6$  ton/ano. Posteriormente, com dados da rede da ANA (Agencia Nacional de Águas) Filizola e Guyot (2009) estimam um fluxo de  $285 \times 10^6$  ton/ano, representando 53% do fluxo sedimentar estimado na estação de Óbidos.

### 1.3 Sensoriamento Remoto

Por muito tempo o sensoriamento remoto limitou-se à fotografia aérea e ao seu modo de exploração à fotointerpretação. Com o aparecimento das plataformas espaciais, e depois do lançamento do satélite Spoutnik em 4 de outubro de 1957, estimulou-se o surgimento dos primeiros satélites comerciais no início dos anos 1970 (e.g., Landsat em 1972). Essa revolução dos meios de observação da Terra fortaleceu a utilização do sensoriamento remoto, buscando responder as diversas problemáticas ambientais com as quais o homem é confrontado.

O aprimoramento do sensoriamento remoto, no caso específico da região amazônica, é fator essencial para superar as inúmeras dificuldades que a região oferece

(distâncias, acessibilidade, tamanho, etc.) tanto ao manejo, como à conservação dos ecossistemas tropicais, lá existentes.

A principal aplicação das técnicas de sensoriamento remoto na bacia amazônica é o monitoramento do desmatamento. As imagens do satélite Landsat têm sido a principal fonte de dados para monitorar o avanço do desflorestamento da região (Pereira, 1996), por meio do Programa de Monitoramento do Desmatamento na Amazônia Legal (Prodes) ([www.obt.inpe.br/prodes](http://www.obt.inpe.br/prodes)) que tem estimado a taxa anual de degradação florestal, na região. Outras imagens de satélite têm também sido usadas para monitorar o desmatamento em áreas menores da Amazônia (Moran et al., 1994). Por exemplo, imagens do satélite sino-brasileiro CBERS para acompanhar o desmatamento em propriedades rurais (Carreiras, e Pereira, 2005). A partir de 2004, imagens do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) estão sendo utilizadas pelo INPE em um sistema de detecção de desflorestamento em tempo real (DETER) [www.obt.inpe.br/deter](http://www.obt.inpe.br/deter).

As imagens do satélite Landsat (Anser, 2001, Sousa e Barreto, 2001 e Sousa et al., 2005) e Spot (Sousa et al., 2003) têm sido usadas, com sucesso, para identificar e mapear os impactos da exploração madeireira. A dificuldade para monitorar esse tipo de distúrbio florestal reside no fato de que a exploração madeireira altera, parcialmente, a floresta com a abertura de pátios de estocagem de madeira, de clareiras, e de estradas e ramais (Sousa et al., 2003), enquanto no desmatamento ocorre a remoção completa da floresta.

As técnicas de teledetecção foram testadas, com sucesso, para avaliar a qualidade de planos de manejo florestal na Amazônia. As queimadas em áreas desmatadas podem atingir, eventualmente, florestas adjacentes. As queimadas ativas são detectadas em tempo real por sensores a bordo de satélites meteorológicos, sensíveis à radiação termal. Dados de radares orbitais também têm grande potencial de aplicação no monitoramento ambiental da Amazônia, por serem capazes de observar através de nuvens (Martinez e Le Toan 2007). A viabilidade de monitoramento da cobertura da terra foi demonstrada com dados de missões experimentais e com satélites operacionais (Saatchi et al., 1997). Há também o potencial para o monitoramento da biomassa de florestas secundárias, a partir de dados de radar e, mesmo, de florestas primárias, através de técnicas de polarimetria e interferometria de dados de radar (Martinez et al., 2000, Strozzi et al., 2000 e Salas et al., 2002).

### 1.3.1 Teledetecção em corpos d'água

A hidrologia óptica, inicialmente, foi baseada na teledetecção para pesquisas atmosféricas. O início deste ramo da ciência começou com a publicação do livro "Optical Oceanography" (Jerov 1968) e, posteriormente, do mesmo autor "Marine Optics" (1976) e Austin (1974) "The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface". Posteriormente, aprofundando estes conceitos, Preisendorfer (1976) publica um tratado de seis volumes chamado "Hydrologic Optics".

Essas publicações desempenharam um importante papel na formação e consolidação da óptica Hidrológica como ciência, influenciando toda uma comunidade de pesquisadores, incorporando novos avanços no conhecimento. Dentre estes, destacam-se aqui os livros de Kirk (1983), "Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems", e de Mobley (1984), "Light and water: radiative transfer in natural waters". O sensoriamento remoto de águas é restrito a uma faixa relativamente estreita de comprimentos de onda da luz em relação ao sensoriamento remoto de objetos terrestres. Isto é causado pela baixa radiação solar em comprimentos de onda mais curtos do que cerca de 400 nm, e por uma combinação de mais baixa energia solar e a absorção acentuadamente crescente de luz, através da água, para além de 850 nm (Dekker, 1993). Portanto, a faixa de 400 a 850 nm é, muitas vezes, escolhida para estimar parâmetros de qualidade da água, na coluna d'água, a partir de dados de sensoriamento remoto.

A água representa uma mistura complexa de diversos materiais dissolvidos ou particulados. Esses materiais possuem propriedades ópticas diversas, ou seja, interagem com a luz, de maneira diferente, em função de sua concentração e natureza. A presença desses componentes na coluna d'água é responsável por modificações em sua cor, pois eles absorvem ou espalham seletivamente a luz incidente.

Por exemplo, a clorofila tem um máximo de absorção no comprimento de onda vermelho de 676 nm e uma faixa de absorção mínima em 559 nm, o que permite uma comparação entre os espectros e a concentração do fito-pigmento. O húmus aquático (consiste principalmente de carbono orgânico dissolvido) pode remover, eficientemente, a luz azul, em poucos centímetros, de topo da coluna d'água, conferindo, assim, uma cor amarela. (Dekker, 1993).



O sensoriamento remoto da água de superfície tem sido usado principalmente para investigar os oceanos. Isso contribuiu muito para a descoberta, mapeamento e compreensão dos processos marinhos de grande escala. Preisendorfer (1976), Jerlov (1976) e Austin (1974) estabeleceram uma firme base física definindo as propriedades inerentes e aparente ópticas das águas marinhas. Infelizmente, esses trabalhos pioneiros não foram aproveitados, no âmbito dos estudos das águas continentais, nem sistematizados dentro das redes de monitoramento hidrológicos. O principal motivo adveio da falta de sensores espaciais adequados, que impedia o monitoramento, suficientemente preciso, em termos de resolução temporal (número de imagens disponíveis por unidade de tempo) e/ou espacial (tamanho dos rios que poderiam ser estudados), para propiciar uma relevante rede de monitoramento.

Diferentes estudos realizados no mundo (Kirk 1981, 1991, Mertes et al., 1993; Dekker, 2002; Curran et al., 1987; Curran e Novo 1988), incluindo o Brasil (Novo et al., 1989) a partir dos anos oitenta e noventa, demonstraram a possibilidade de relacionar o conteúdo de sedimentos e a “cor” das águas continentais detectada pelos satélites. Em particular, comprovou-se que as propriedades ópticas das águas são fortemente influenciadas pelo conteúdo e tipo de sedimento. Estudos realizados por Mertes et al. (1993) usando técnicas de mistura espectral para imagens Landsat, demonstraram que os dados de satélite poderiam ser bons estimadores da concentração de sedimento, apesar da falta de validação.

Nos últimos anos, os sensores de resolução espacial média MODIS foram lançados pela Agência Espacial Americana (NASA). Esses sensores fornecem imagens diárias de qualquer ponto do mundo, com resolução espacial de até 250 metros, e são usados para monitorar os ecossistemas continentais.

Recentes estudos sobre a Amazônia demonstram a possibilidade de usar esse tipo de dado para mapear a concentração de sedimentos das áreas inundadas e dos rios da Amazônia. Martinez et al. (2004) confirmou a correlação da concentração de sedimentos com os dados de reflectância de satélite usando os sensores MERIS e MODIS, sendo o MODIS uma boa ferramenta para os estudos da variabilidade temporal da concentração de sedimentos, devido à alta resolução temporal deste sensor. Martinez et al. (2009) utilizando o sensor MODIS completa uma série histórica de concentração de sedimentos detectando uma variação temporal.

A facilidade de uso desses dados, cuja distribuição é gratuita pela NASA, e a qualidade reconhecida da calibração, abriram caminho para o aproveitamento sistemático das imagens de satélite do tipo MODIS.

## 1.4 Objetivos

A quantificação dos fluxos de sedimentos nos rios é importante para várias disciplinas ambientais como acabamos de ver. Como foi mencionado no parágrafo 1.2.2, na bacia amazônica, estão acontecendo grandes mudanças de uso de solo, contaminação das águas com metais pesados e obras de engenharia que mudarão a hidrologia dos rios e a quantidade de sedimentos transportados, isso em diferentes escalas de tempo.

Como foi dito anteriormente, no item 1.1.1 por Espinoza et al. (2009b, 2011) e Marengo et al. (2011), a bacia Amazônica sofre com maior frequência eventos extremos hidrológicos de enchentes e secas. Martinez et al. (2009) sinaliza um incremento do fluxo de sedimentos para o período de 1996 até 2007, o que nos faz questionar sobre a proveniência deste incremento.

Esta tese busca aprimorar as técnicas de monitoramento dos fluxos de sedimentos, analisando o uso dos dados espaciais. Martinez et al. (2004 e 2009) relacionaram, com êxito, os dados do sensor MODIS com a concentração de sedimentos no baixo Amazonas, onde o rio alcança até 4 km de largura. Tentaremos definir as possibilidades de utilização destas ferramentas, em outras regiões da bacia amazônica. Em particular, vamos analisar as propriedades ópticas das águas da bacia amazônica, de maneira sistemática, para definir robustamente a relação entre a concentração de sedimentos e as imagens de satélite.

Assim os objetivos desta tese podem ser resumidos da seguinte forma:

### OBJETIVO PRINCIPAL

- Quantificar as variabilidades espaciais e temporais dos fluxos sedimentares a partir do uso sistemático dos dados espaciais.

### OBJETIVOS SECUNDÁRIOS

- Caracterizar espectralmente os tipos d'água dos rios da Amazônia mediante medições *in situ* das propriedades ópticas
- Quantificar o grau de precisão na determinação do tipo de sedimentos e a sua concentração, a partir de imagens de satélite, buscando os fatores que determinam essa precisão.

## 1.5 Metodologia

Para alcançar os objetivos propostos pretende-se usar o fluxograma apresentado na Figura 1.9. Os dados de entrada são de dois tipos: os de reflectância e os de características do material em suspensão (MES). Os primeiros dados são as imagens do sensor MODIS e os dados de espectrorradiometria de campo; e os segundos dados provêm da rede de monitoramento ORE-HIBAM e das campanhas realizadas durante a tese, nas quais, foram coletados os dados de concentração de MES, granulometria, mineralogia e matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM).

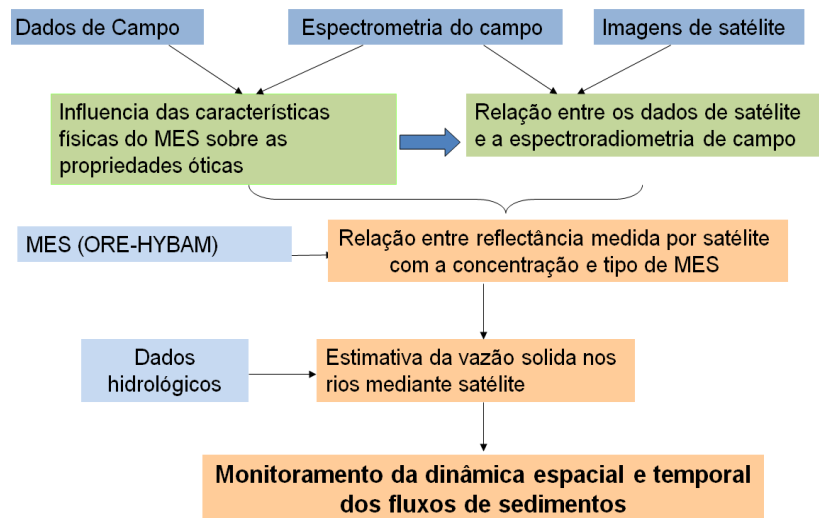


Figura 1.9. Esquema da metodologia a ser desenvolvido no presente trabalho.

Nesta tese pretende-se compreender como os sedimentos afetam a “cor” das águas (assinaturas espectrais) dependendo do tipo e concentração do material particulado. A partir deste conhecimento detalhado das propriedades óticas, poderemos simular a resposta dos satélites (bandas radiométricas) e determinar a sensibilidade das imagens de satélite para a medição das características físicas dos sedimentos. Em particular, tentaremos entender se a reflectância medida pelo satélite está, primeiramente, relacionada à concentração de sedimentos ou se está influenciada de maneira significativa por outros parâmetros, como granulometria ou mineralogia.

As estimativas de satélite servirão para criar estações virtuais e/ou completar estações existentes de medição de sedimentos. Com esta rede poderemos estudar e interpretar as variações espaciais e temporais dos sedimentos, nos rios da Amazônia, analisando em prioridade os rios Solimões/Amazonas e Madeira.

## 1.6 Plano da tese

Apresentamos a introdução, e, em seguida uma revisão bibliográfica (Capítulo 2) dispõe o atual estágio das pesquisas, nas diferentes temáticas da tese e os principais fundamentos relevantes para o entendimento dos trabalhos deste presente estudo. O capítulo 3 resume os trabalhos realizados, detalhando os diferentes passos e sintetizando os principais resultados obtidos na tese. A seguir são apresentados os quatro artigos submetidos e/ou publicados em revistas internacionais. Esses artigos estão ordenados de maneira a seguir o esquema de metodologia acima indicado:

Artigo A : Analysis of apparent and inherent optical properties of the sediment-dominated waters in the Amazon River basin – Jean-Michel Martinez, Raul Espinoza-Villar, Luciane Moreira - Submitted to Journal of Geophysical Research

Artigo B : Surface water quality monitoring with MODIS data – Application to the Amazon River – J.M. Martinez, R. Espinoza Villar, G. Cochonneau, E. Le Hesran e J.L. Guyot- Submitted to Remote Sensing of Environment

Artigo C : The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins – Raúl Espinoza Villar, Jean-Michel Martinez, Jean-Loup Guyot, Pascal Fraizy, Elisa Armijos, Alain Crave, Hector Balzan, Philippe Vauchel, Waldo Lavado. 2012 - Publicado em Journal of Hydrology

Artigo D : A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images –Raúl Espinoza Villar, Jean-Michel Martinez, Marie Le Texier, Jean-Loup Guyot, Pascal Fraizy, Paulo Roberto Meneses, Eurides De Oliveira. – Aceito em Journal of South American Earth Sciences

## **CAPITULO II**

---

### **Revisão Bibliográfica**

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Zona de Estudo

A bacia hidrográfica Amazônica é a maior do mundo com uma área de drenagem de  $6,1 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (perto dos 5% das terras emergidas) (Goulding et al., 2003), e uma descarga média anual estimada em 209.000 m<sup>3</sup> /s na foz do rio, representando cerca de 15% dos aportes hídricos para os oceanos (Molinier et al., 1996). A Amazônia está situada na zona intertropical, recebendo precipitações médias anuais de 2200 mm com um desvio padrão de 138 mm (Espinoza et al., 2009b). A bacia do Rio Amazonas se estende desde 48 ° W (Rio Pará, Brasil) a 79 ° W (Rio Chamaya, Peru), e de 5° N (Rio Cotingo, Brasil) a 20 ° S (Parapeti Rio, Bolívia). Esta bacia continental abrange vários países: Brasil (63%), Peru (16%), Bolívia (12%), Colômbia (5,6%), Equador (2,3%), Venezuela (0,6%) e Guiana (0,2%). Os limites da bacia são: a Norte com o escudo Guianês, a Oeste a cadeia dos Andes, com seus picos mais altos, atingindo cerca de 7.000 m (Guyot et al., 2007a), a Sul o escudo brasileiro e a Leste o oceano Atlântico.

#### 2.1.1 Geologia da Amazônia

A história geológica da bacia sedimentar do Amazonas inicia com a formação do Supercontinente Gondwana, no final do Pré-Cambriano e caracteriza-se por ser uma bacia intra-cratônica gerada através da movimentação e colisão de placas tectônicas compostas pelas atuais placas da América do Sul, África, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália (Scotese & Mckerrow, 1990). O Gondwana sofreu diversos tectonismos simultâneos ligados a eventos vulcânicos, magmáticos e metamórficos, durante o Proterozóico superior e início do Fanerozóico, o que ocasionou uma subsidência tectônica onde se encontrava o Cráton Amazônico, gerando um “protorifteamento” da bacia. Com o cessar dos esforços tectônicos e o resfriamento das massas plutônicas no Cambriano-Ordoviciano [500-450 Milhões de anos (MA)], teve início a subsidência térmica regional e o desenvolvimento da “sinéclise intracontinental” da Bacia do Amazonas (Montalvão e Bezerra, 1980).

O substrato da bacia é constituído por rochas metamórficas das Províncias de Maroni-Itacaiúnas e Amazônia Central. (Figura 2.1) A Província Maroni-Itacaiúnas consiste de uma Faixa Móvel do Proterozóico inferior composta por sequências meta-vulcânicas e meta-sedimentares intercaladas tectonicamente por lineamentos de direções WNW-

ESE bem definidos, deformadas e intrudidas por rochas granitóides do Ciclo Transamazônico (2.100 a 1.800 Milhões de anos).

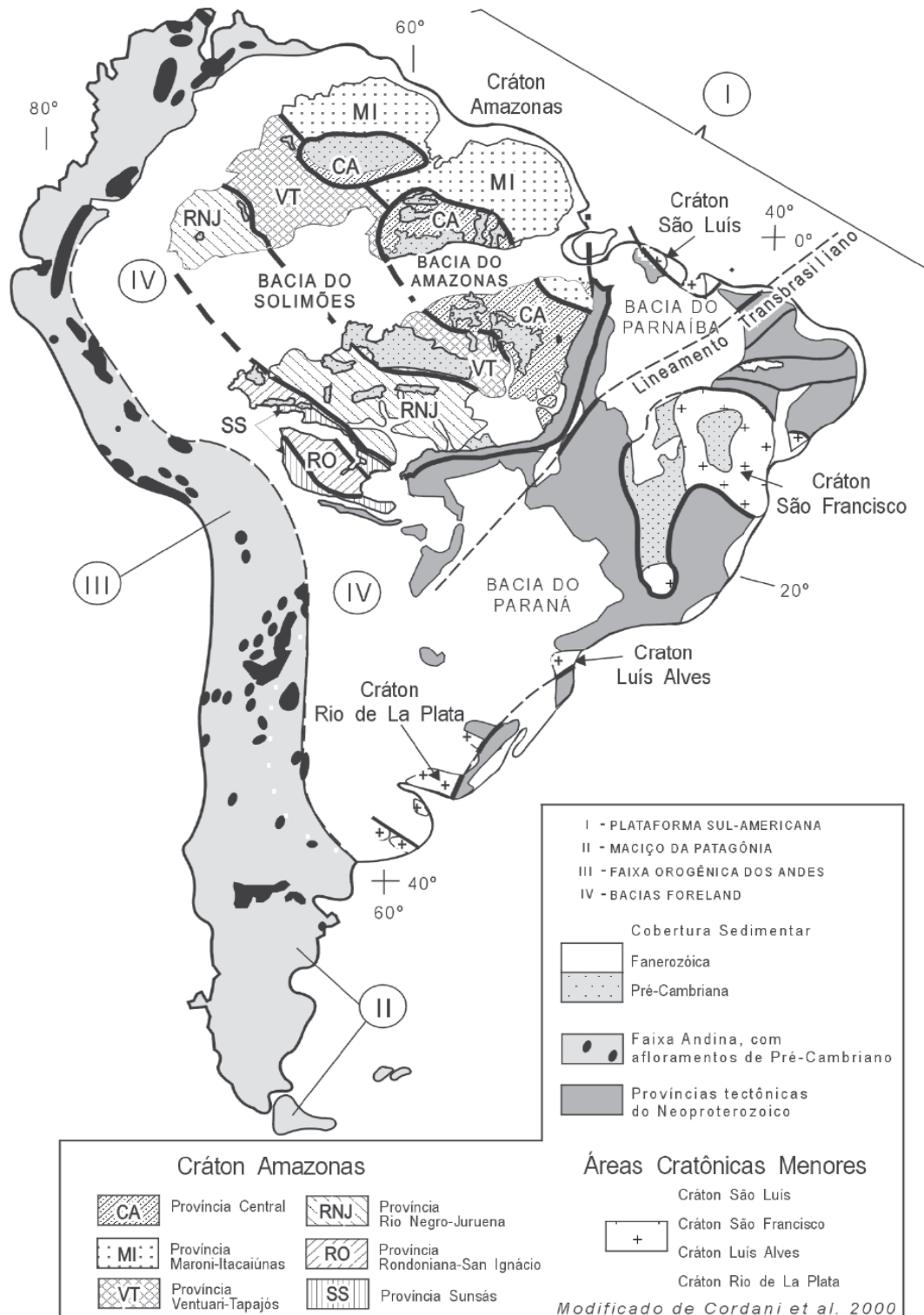


Figura 2.1. Principais elementos tectônicos da América do Sul (fonte CPRM, 2003)

A província Amazônia Central compreende rochas graníticas e sequências vulcano sedimentares pouco ou não deformadas, datadas através do método K-Ar como pertencentes ao Proterozóico inferior a médio, com idades aproximadas entre 1.800 a 1.400 Ma (Cordani et al., 1984). A partir do Proterozóico superior surgem os primeiros registros de eventos sedimentares da bacia, caracterizando uma sucessão sedimentar aluvial, fluvial e lacustre, pertencentes ao Grupo Purus.

No Fanerozóico ocorreram quatro sequências sedimentares principais: Ordoviana-Devoniana, Devoniana-Carbonífera, Permo-Carbonífera e Cretácea-Terciária. Estudos feitos por Cunha et al. (1994) demonstraram que a sedimentação Paleozóica reflete os eventos tectono-magmáticos ocorridos nessa Era, que provocaram movimentações epirogenéticas intraplaca, formando arcos e discordâncias regionais. Além disso, controlavam as ingressões marinhas, influenciando os ambientes deposicionais. A sedimentação da sequência Cretácea-Terciária foi extensamente afetada por eventos vulcânicos relacionados com a abertura do Oceano Atlântico e pela formação da Cadeia Andina.

Verificam-se na Figura 2.1 os principais elementos tectônicos da América do Sul, mostrando que a bacia Amazônica é formada principalmente pelas províncias Central, Ventuari-Tapajós e Maroni-Itacaiúnas e a cobertura sedimentar Fanerozóica e Pre-Cambriana.

### **2.1.2 Solo**

Segundo Guyot et al. (2007b), apesar da aparente homogeneidade da floresta úmida os solos da bacia amazônica apresentam certa heterogeneidade. Na parte ocidental da bacia, os solos são bem drenados, ácidos, de coloração marrom amarelo, friáveis, porosos e arenosos. Os solos que não apresentam uma boa drenagem encontram-se na porção oriental da bacia, sendo ácidos e de coloração marrom amarelo. Na porção norte da bacia observamos solos podzólicos desenvolvidos sobre os sedimentos arenosos resultantes da erosão do embasamento do escudo das Guianas. Na planície amazônica, os solos aluviais são mal drenados, e estão associados aos tipos de sedimentos depositados e à periodicidade local das condições da inundação.



### **2.1.3 Vegetação**

A floresta tropical úmida ocupa, aproximadamente, 5 milhões km<sup>2</sup>, que corresponde a 70% do total da bacia amazônica (Guyot et al., 2007b), estendendo-se também por toda a planície aluvial, denominada de floresta fluvial alagada, devido à oscilação dos níveis das águas e os grandes períodos em que suas raízes encontram-se submersas. A floresta de terra firme é uma floresta aberta com grandes árvores dispersas e frequentes grupamentos de palmeiras, estando localizada em planaltos pouco elevados. Essas florestas apresentam um solo extremamente pobre em nutrientes, e suas raízes adaptam-se às condições do ambiente, através de uma associação simbiótica com alguns tipos de fungos, passando a decompor rapidamente a matéria orgânica, depositada no solo, para absorver os nutrientes antes de ser lixiviados (Schubart, 1983).

A floresta montanhosa andina é uma floresta mais densa, que nunca se alaga e apresenta uma vegetação arbórea heterogênea (Schubart, 1983). Em meio à floresta úmida, apresentam-se manchas de savana, pastagens e cerrado, na região da Bolívia, Mato Grosso e na nascente do rio Branco. Salati (1983) relatou que os campos áridos de savana são resultantes de alterações inter-glaciais e glaciais, durante o período quaternário, com longa faixa de transição, entre os dois tipos de vegetação. A pastagem corresponde à substituição da floresta úmida por gramíneas, para a criação de gado. Ribeiro Neto (2006) descreve o cerrado como um conjunto de árvores e arbustos retorcidos, cujas folhas são largas e as raízes podem atingir grandes profundidades, a fim de alcançar a água. No cerrado as árvores encontram-se esparsamente distribuídas sobre um tapete gramíneo, com intercalações de plantas arbustivas e áreas campestres.

### **2.1.4 Climatologia**

Devido aos altos valores de energia solar que incidem na superfície da zona equatorial, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano na Amazônia, com exceção da região sul, que sofre a ação de sistemas frontais (denominados localmente de friagens). A amplitude térmica sazonal é da ordem de 1-2° C, sendo que os valores médios situam-se entre 24 e 26° C. Belém (PA), especificamente, apresenta a temperatura média mensal máxima de 26,5° C em

novembro e a temperatura mínima de 25,4° C em março. Manaus (AM), por sua vez, possui seus extremos de temperatura nos meses de setembro (27,9° C) e abril (25,8° C).

A precipitação é um dos elementos climáticos mais importantes a serem analisados na região tropical, já que induz as características de outros elementos, tais como temperatura, umidade relativa e vento.

Como visto, a bacia amazônica é localizada entre 5°N e 20°S, estando, desta maneira, dentro da zona tropical. A zona tropical é, geograficamente, delimitada pelas latitudes extremas dos pontos onde o sol alcança o zênite, durante um ano terrestre.

A energia solar é distribuída pela circulação atmosférica e oceânica de grande escala que permite um fluxo positivo para os polos. Do ponto de vista atmosférico, a principal fonte de energia para o transporte de menor escala em latitudes médias é a circulação de Hadley. Esta é composta por um ascenso do ar na forma de convecção de umidade no Equador, um movimento divergente das massas do ar para os polos sobre a troposfera, e uma subsidência nas regiões tropicais. A Zona de Convergência Inter-Tropical (ITCZ) é a região da máxima energia emitida através da convecção úmida, e desloca-se na latitude, dependendo da época do ano, e, em função da posição do sol. Este deslocamento é baixo nos oceanos, porque sua inércia térmica é importante e maior nos continentes.

A bacia amazônica, por ser de tamanho continental e ter área nos dois hemisférios, tem uma alta variação da climatologia. A distribuição espacial das precipitações anuais apresenta uma forte heterogeneidade, variando, desde menos de 300 mm/ano, até em estações que registram 6.000 mm/ano, no este da região andina (Figura 2.2).

Os regimes de chuvas são muito diferentes, observando-se que na zona sul as precipitações concentram-se entre dezembro e março, e diminuem nos meses de junho, julho e agosto (Figura 2.2 c,d,e). Na parte norte central pode-se observar o regime contrário (Figura 2.2 b), com a concentração das precipitações nos meses de junho, julho e agosto e a seca nos meses de dezembro a março. A zona ocidental norte mostra a região com mais concentração de chuvas, sendo a zona ocidental sul a região com menos precipitação.

Os Andes, por sua elevação, representam uma barreira para o fluxo climático da troposfera, permitindo condições mais secas, do lado oeste, em comparação com a região úmida amazônica, ao leste. O vapor d'água nesta região vem do oceano

Atlântico e da floresta amazônica por meio da evapotranspiração (Salati et al., 1984; Zhou et al., 1998; Nogués-Peagle et al., 1997; Vera et al., 2006.)

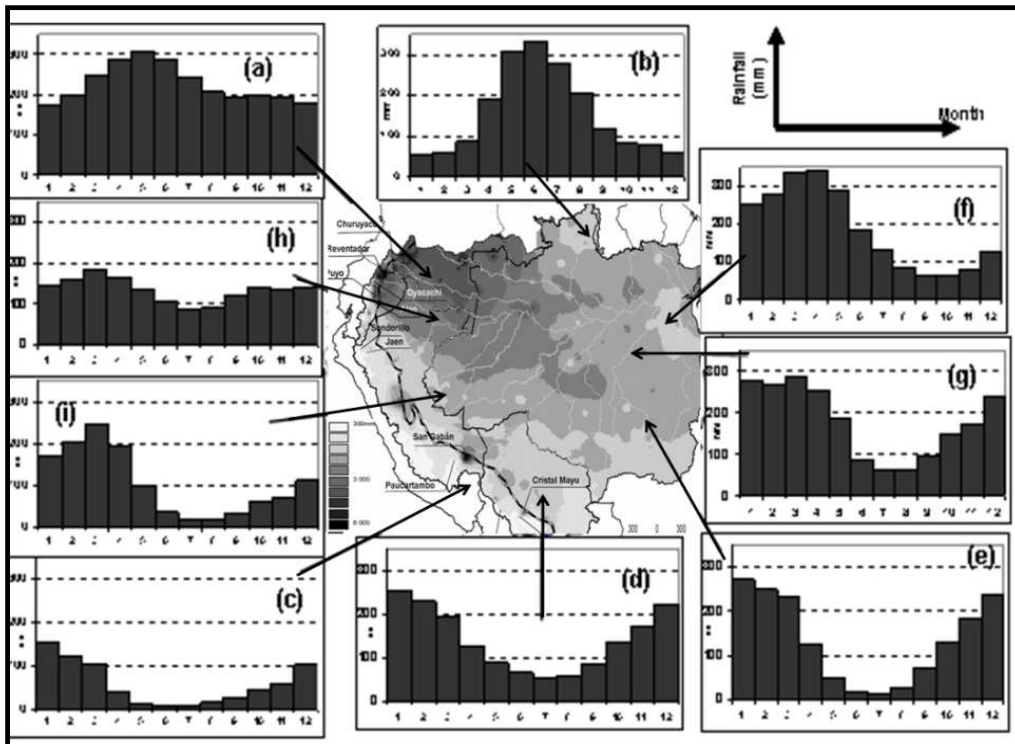


Figura 2.2. Variabilidade espacial das chuvas na Bacia Amazônica; todos os gráficos de barras com as mesmas escalas no eixo Y (precipitação mm) e eixo X (meses do ano 1=janeiro até 12=dezembro). Adaptada de Espinoza et al. (2009b)

### 2.1.5 Hidrologia

O rio Amazonas é o maior rio do mundo em termos de descarga líquida e área drenada (Molinier et al., 1996). Sua fonte mais distante é o nevado Mismi (5628 metros acima do nível do mar), no sul do Peru, percorrendo 6.500 km até sua foz no Atlântico (Peñaherrera, 1969, Bohumir et al., 2011). Recebe o nome de Amazonas ainda na confluência dos rios Ucayali e Marañón onde a vazão média já é de 25.000 m<sup>3</sup>/s (Espinoza et al., 2006); um pouco mais a jusante, vem o rio Napo do Equador, depois o rio Javari (na fronteira do Peru com Brasil), onde o curso principal do rio passa a ser denominado de Solimões, no qual desembocam os rios Iça ou Putumayo, Jutai, Juruá, Japura ou Caqueta e Purus. Nesta região a vazão média é de 102.600 m<sup>3</sup>/s (na estação de Manacapuru) (Espinoza et al., 2009a). O rio Solimões recebe as águas do rio Negro e tem seu nome alterado para Amazonas, no qual desemboca o rio Madeira proveniente dos Andes Bolivianos e do sul da bacia. À jusante o rio Amazonas recebe as águas dos rios Trombetas, Tapajós e Xingu, alcançando uma média de 209.000 m<sup>3</sup>/s (Molinier et al., 1996) que verte no oceano Atlântico.

A Bacia Amazônica, por seu tamanho e posição equatorial, apresenta vários regimes hidrológicos, assim como vazão específica. Espinoza et al., (2009a), a partir dos dados da Agência Nacional de Águas (ANA, Brasil), do Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI do Perú e Bolívia), e do projeto HIBAM; demonstra a variabilidade de regimes hidrológicos na Bacia Amazônica no período 1974-2004 nas estações hidrológicas de: Fazenda Vista Alegre (FVA) e Porto Velho (PVE), Tamshiyacu (TAM) no rio Amazonas peruano, que drena parte dos Andes do Peru e do Equador; Santo Antônio de Içá (SAI) no rio Içá, Acanauí (ACA) no rio Japurá na parte noroeste da Bacia Amazônica, Manacapuru (MAN) que é a última estação do Solimões, Caracaraí (CAR) no rio Branco, Serrinha (SER) no rio Negro e finalmente Óbidos (OBI) no rio Amazonas (Figura 2.3) Os dados das duas estações Gavião, no Rio Juruá, e Labréa, no rio Purus, no centro-oeste da Amazônia brasileira, são adicionados, a fim de criar a estação virtual Gavião-Lábrea (G- L), que tem o tamanho e descarga da mesma ordem de grandeza das outras estações. Na Figura 2.3 se mostram os regimes hidrológicos de cada região

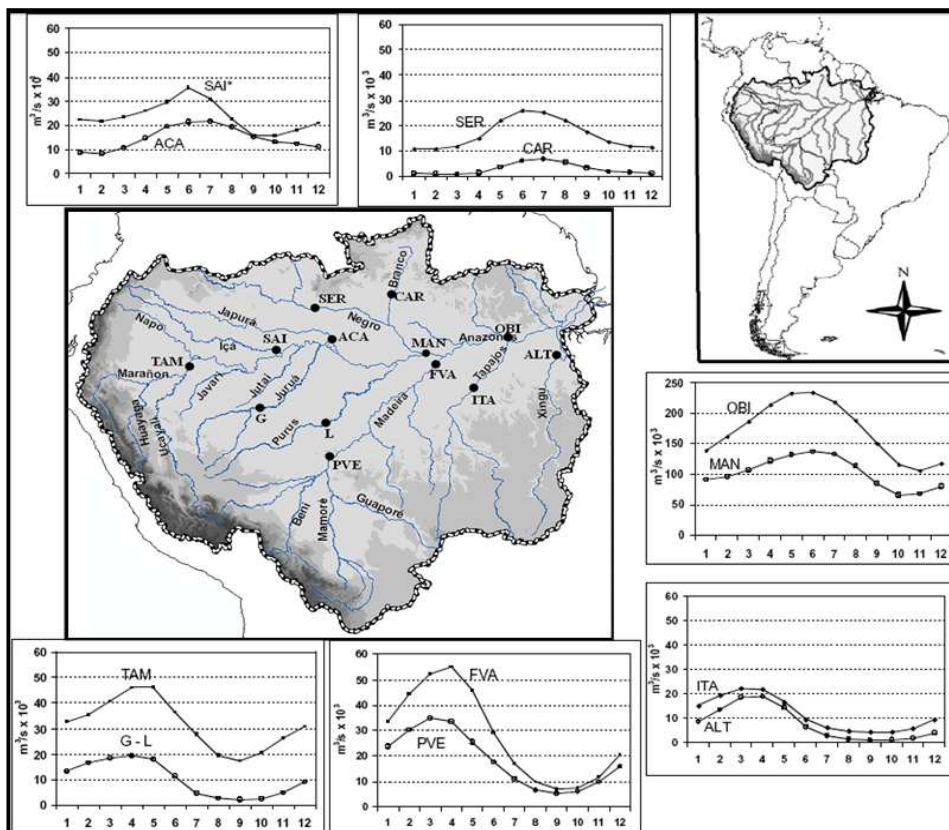


Figura 2.3. Localização das principais sub-bacias e estações hidrológicas da Bacia Amazônica. A vazão média mensal 1974-2004 ( $m^3/s \times 10^3$ ) é apresentada para cada sub-bacia. Dados G-L é a soma das estações Gavião e Lábrea. O eixo X são os meses a partir de 1, janeiro a 12, dezembro. Adaptada de Espinoza et al. (2009a)

O regime sul - tropical (PVE, FVA, G-L, ALT e ITA) apresenta os níveis máximos de vazão nos meses de Março até Maio e as mínimas em agosto até outubro. E ao contrário, na zona norte (CAR, SAI e ACA) a vazão máxima ocorre entre Junho e agosto e as mínimas, de dezembro a março. Em Tamshiyacu, que se estende em ambos os hemisférios, a vazão máxima acontece em abril ou maio e as vazões mínimas nos meses de setembro ou outubro. Assim, nas estações MAN e OBI a vazão máxima ocorre nos meses de maio ou junho e as vazões mínimas nos meses de outubro ou novembro.

A Tabela 2.1 mostra as principais estações hidrológicas da bacia amazônica em termos de área drenada, vazão média ( $Q_{média}$ ), máxima ( $Q_{max}$ ) e mínima ( $Q_{min}$ ). A tabela mostra a vazão específica ( $Q_{específica}$ ), indicando a quantidade d'água produzida pela bacia por unidade de área drenada. As estações com vazão específica mais alta são ACA e SER (que estão localizadas mais ao norte da bacia), seguidas pelas estações de TAM e SAI da região andina centro e norte da bacia, e MAN que é influenciada pelas duas anteriores. As estações com vazões específicas menores encontram-se nos rios que vem do sul (ALT, PVE, FVA, ITA).

Tabela 2.1.- Localização, Área e vazão média ( $Q_{média}$ ), máxima ( $Q_{max}$ ) e mínima ( $Q_{min}$ ) e vazão específica ( $Q_{específica}$ ) para 1974 – 2004, das principais sub-bacias da bacia amazônica. (Espinoza et al., 2009a).

Estação		Rio	Lat	Lon	Area (km <sup>2</sup> )	$Q_{média}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{máx}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{mín}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{específica}$ (m <sup>3</sup> /s.km <sup>2</sup> )
Altamira	ALT	Xingu	-3,38	-52,14	469100	7800	22300	1000	0,017
Itaituba	ITA	Tapajós	-4,28	-57,58	461100	11700	24500	3000	0,025
Porto Velho	PVE	Madeira	-8,74	-63,92	954400	18300	37900	3900	0,019
Gaviao	G	Juruá	-4,84	-66,85	170400	4900	9100	900	0,029
Lábrea	L	Purus	-7,25	-64,8	230000	5500	11100	2100	0,024
Tamshiyacu	TAM	Amazonas	-4,01	-73,16	726400	31700	46700	16400	0,044
Santo Antônio do Içá	SAI	Solimões	-3,08	-67,93	1158600	55800	77550	27100	0,048
Acanai	ACA	Japura	-1,82	-66,6	251800	14800	22900	5300	0,059
Serrinha	SER	Negro	-0,48	-64,83	291100	16500	28500	5900	0,057
Caracará	CAR	Branco	1,83	-61,38	130600	2900	9600	500	0,022
Fazenda Vista Alegre	FVA	Madeira	-4,68	-60,03	1293600	27700	58300	5100	0,021
Manacapuru	MAN	Solimões	-3,31	-60,61	2242400	81000	139000	58800	0,036
Obidos	OBI	Amazon	-1,93	-55,5	4680000	172400	240000	100200	0,037

Na tabela 2.1, pode-se observar que o rio Solimões aporta 60% da vazão em Óbidos enquanto o rio Madeira contribue em 16%, e o rio Negro contribue em 17%. As estações que drenam a zona andina (TAM e PVE) contribuem juntas com 29% da vazão observada em Óbidos.

Callède et al., 2004 analisa a vazão na estação de Óbidos, verificando quebras na tendência para a vazão média, de cheia e de seca:

- A tendência geral da vazão média é de aumento. Ocorreu um aumento entre os anos 1940-1954 e depois uma diminuição entre os anos 1954 e 1964. Após um novo ciclo de aumento / diminuição notamos um crescimento de 1981 até 2003.
- Para as cheias os valores máximos de vazões cresceram entre os anos 1940-1953 e diminuíram depois até 1966. Essa série mostrou um marcado crescimento até 1977, mantendo-se estável entre 1977-2003.
- Para as vazões de seca a tendência geral 1940-2003 mostra um ligeiro aumento. De 1940 a 1965 a tendência é negativa, seguida por um forte aumento de 1965-1974. De 1974 a 2003 a tendência é de queda.

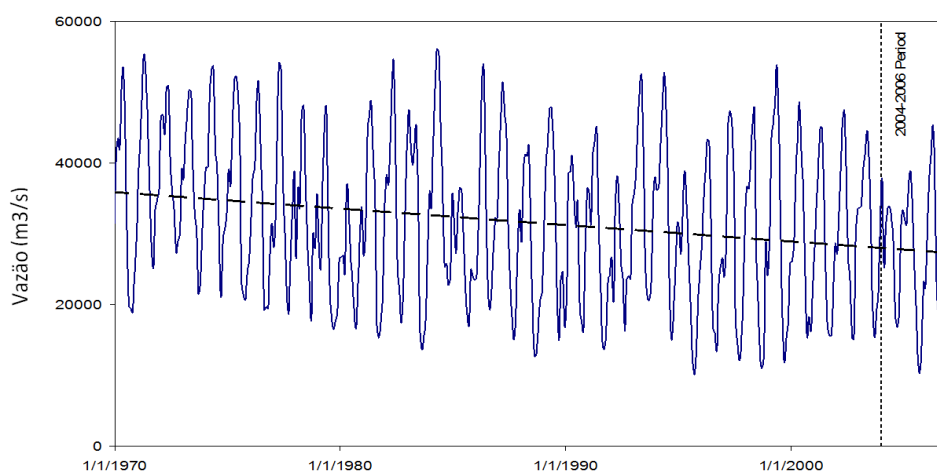


Figura 2.4. Evolução da vazão em Iquitos desde 1970. Linha tracejada, indica a tendência da vazão. (Adaptada de Espinoza et al., 2006)

Na estação hidrológica de Tamshiyacu (TAM), localizada perto da cidade de Iquitos, o rio Amazonas drena uma área de 726.400 km<sup>2</sup> (53% correspondente aos Andes) e apresenta uma vazão média anual de 31.700 m<sup>3</sup>/s para o período 1969-2006. A variabilidade temporal de descarga (Figura 2.4) mostra uma tendência clara de diminuição no período de observação (Espinoza et al., 2006).

## 2.2 Sedimentos nos rios

Os processos que regulam o transporte das partículas de sedimentos são desagregação, erosão, e sedimentação ou deposição (Bordas e Smmelnann, 1997).

Segundo Carvalho (1994), a sedimentação provém da erosão. Existem quatro tipos de erosão: erosão eólica, erosão hídrica superficial, erosão por remoção em massa e a erosão fluvial. A erosão hídrica superficial pode se dar em forma de erosão pluvial. Erosão pluvial é a erosão que se dá pelo impacto da gota de chuva sobre a superfície do solo. O impacto da gota de chuva destaca a partícula de solo, a qual será transportada pelo escoamento. A erosão depende de muitos fatores e será maior, quanto mais desprotegida de vegetação for a superfície do solo.

O transporte dos sedimentos erodidos nos rios pode se dar por: carga sólida de arraste, carga sólida saltante e carga sólida em suspensão. A carga sólida de arraste são as partículas de sedimentos que rolam e escorregam sobre o leito dos cursos d'água. A carga sólida saltante são as partículas que pulam devido à colisão umas nas outras e sob o efeito da correnteza d'água. A carga sólida em suspensão são as partículas de sedimentos capazes de se manter em suspensão pelo fluxo turbulento, devido ao seu peso reduzido.

Uma propriedade importante dos sedimentos nos rios é a distribuição do tamanho das partículas ou granulometria. Uma partícula em suspensão está sujeita à ação de seu peso, que tende a deslocá-la para baixo e da velocidade e turbulência da corrente que tendem mantê-la em suspensão. Portanto, a distribuição da granulometria dos sedimentos ao longo da seção transversal é variável em função da velocidade de corrente, considerando que as velocidades são menores perto das margens.

Na Figura 2.5 pode-se observar as diferentes distribuições de concentração de sedimentos, dependendo do tamanho da partícula. As areias apresentam uma distribuição heterogênea, sendo de alta concentração no fundo e muito baixa na superfície. Os siltes e as argilas têm uma distribuição mais homogênea. Sabendo-se que a concentração de sedimentos é mais elevada no fundo do rio, deve se levar em conta, que a velocidade do fluxo é mais importante perto da superfície e muito fraca no fundo.

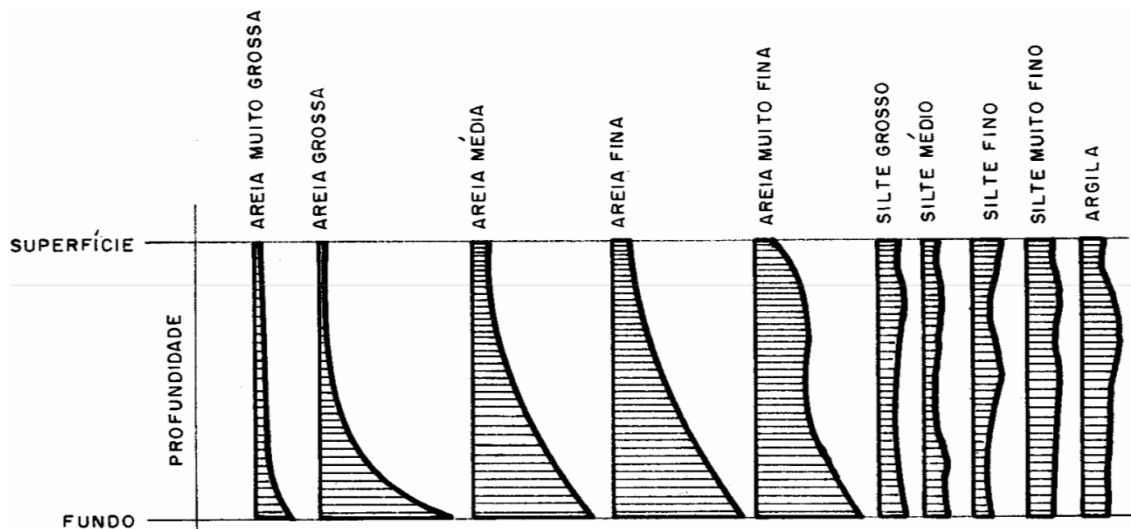


Figura 2.5. Distribuições de concentração na vertical para materiais de tamanhos variados que podem ser encontradas num curso d'água (Carvalho, 1994)

## 2.2.1 Amostragem de sedimentos

Existem vários métodos para a amostragem de sedimentos dependendo das características e tipo de estudo a realizar. Segundo Simões e Coiado (2001), o aparelho não deve perturbar o escoamento, no possível, permitindo que a coleta da amostra seja realizada, na mesma velocidade do escoamento; o aparelho deve ser hidrodinâmico e pesado, para evitar os desvios.

### 2.2.1.1 Amostragem de sedimentos em suspensão

Para um estudo dos sedimentos em suspensão temos que considerar a variabilidade na seção e a irregularidade das concentrações durante o ano. Isso determinará a frequência de amostragem. Para ter uma boa representatividade é necessário dividir a seção em verticais segundo sua forma, sendo proporcional segundo o recomendado por WMO (1994). A amostragem pode ser pontual ou integrada.

- **Amostragem Pontual**

A amostragem pontual consiste em pegar um volume de água à uma profundidade do rio e a uma distância específica da margem. Para a seleção dos pontos de coleta divide-se a seção do rio em várias verticais. Existem dois tipos de amostradores pontuais: os instantâneos e os integradores.



- Amostragem pontual instantâneo. São usados amostradores do tipo de cilindro horizontal que é mergulhado com as válvulas laterais abertas, até a profundidade desejada. Esse tipo de aparelho opera com um mensageiro que dispara duas válvulas especiais de borracha que fecham o cilindro, nas extremidades.
- Amostragem pontual integrado. Este amostrador é aberto no local desejado e coleta a amostra em um determinado tempo (normalmente superior a 10 s) (Carvalho et al., 2000).

- **Amostragem Integrada na vertical**

Segundo Carvalho et al. (2000), esse método permite a medição da concentração média na vertical. A amostra é coletada, em certo tempo, no qual a mistura da água e sedimentos é acumulada, continuamente, num recipiente. O amostrador move-se, verticalmente, à velocidade constante entre a superfície e perto do fundo. A velocidade de entrada da água tem que ser a mesma que a velocidade do fluxo natural do rio. Esse procedimento é conhecido como IVT, (Iguar Velocidade de Trânsito). Para que a velocidade de entrada da amostra seja igual ou quase igual à velocidade instantânea da corrente, é necessário que o bico fique na horizontal. Para tanto, atribui-se a cada bico uma equação para calcular a velocidade de trânsito, trocando o bico, conforme a velocidade de fluxo.

Nesta amostragem são coletadas amostras em várias verticais da secção do rio. Segundo Carvalho et al., (2000) essas verticais podem ser definidas de duas maneiras:

- Amostragem por igual incremento de largura. É o método mais utilizado devido a sua simplicidade. Neste método a área transversal é dividida em verticais regularmente espaçadas. Em cada vertical se usa a mesma velocidade de trânsito, mesmo amostrador, com o mesmo bico do amostrador. Como a velocidade do fluxo da água não é homogênea e a profundidade do rio varia de vertical em vertical, o volume amostrado, em cada vertical, será diferente. As sub-amostras obtidas podem ser combinadas em uma só amostra composta para determinação da concentração média.
- Amostragem por igual incremento de descarga. Neste método a seção transversal é dividida lateralmente em segmentos, representando iguais incrementos de descarga líquida, para que seja feita uma coleta de sub-amostra, no meio de cada secção. Os bicos e as velocidades de trânsito

podem variar dependendo da velocidade do fluxo e da profundidade, mas o volume coletado, em cada vertical, deve ser o mesmo. As sub-amostras obtidas podem ser combinadas em uma só amostra composta para determinação da concentração média.

#### **2.2.1.2 Amostragem de fundo**

Segundo Carvalho et al., (2000), a medição direta da descarga sólida do leito é feita com medidores portáteis ou removíveis, ou estruturas fixas, como poços ou fendas. Os equipamentos portáteis devem ser aferidos em laboratório para conhecimento da sua eficiência de amostragem. O equipamento é colocado no leito por alguns minutos, de tal forma que o recipiente fique no máximo com 50% de sua capacidade com sedimento do leito. Todas as partículas que entram no recipiente do amostrador devem ser recolhidas para análises posteriores, no laboratório.

A descarga parcial do leito é o peso seco da amostra, dividida pelo tempo de amostragem e pela largura do bocal do amostrador, e multiplicada pela largura parcial do leito. A descarga total do leito é a somatória de todas as descargas parciais do leito, dividida pelo fator de eficiência do equipamento.

#### **2.2.2 Sedimentos na Bacia Amazônica**

A bacia amazônica é a terceira maior do mundo em termos de descarga de sedimentos (Walling e Webb, 1996; Chakrapani, 2005). Gibbs (1967) determinou que a geoquímica do rio Amazonas encontra-se controlada, principalmente, pelos aportes dos ambientes de montanha, particularmente, da Cordilheira dos Andes, nas nascentes dos rios Solimões e Madeira. Considerando o material sólido em suspensão, Gibbs (1967) determinou que 84 % dos sedimentos em suspensão são originados naqueles ambientes, que correspondem a 12 % da área total da bacia amazônica.

Os primeiros estudos realizados para estudar a vazão sólida do rio Amazonas como Gibbs (1967), Oltman (1968), Meade et al. (1979), Meade (1985), Richey et al. (1986) e Nittrouer et al. (1986 a 1995), utilizaram dados coletados, durante campanhas, e estimaram uma vazão entre 600 e  $1.300 \times 10^6$  ton/ano. Mais tarde, no âmbito do projeto HIBAM (Guyot et al. (1996), Filizola (1999 e 2003), Guyot et al. (2005), Filizola e Guyot (2004, 2009)), usando dados de uma rede de amostragem de sedimentos em

superfície, e, relacionando estes dados com a concentração média na seção (a partir de dados de campanhas), estimaram uma descarga de sedimentos de 600 a 900 x 10<sup>6</sup> ton/ano. Mais recentemente, Martinez et al. (2009), usando estimativas de MES do projeto HIBAM e estimado pelo sensor MODIS, estimaram um fluxo de sedimentos em média de 800 x 10<sup>6</sup> ton/ano.

Os principais portadores destes sedimentos são o rio Madeira com aproximadamente 50% da descarga total na estação de Óbidos (Guyot et al., 1996, Filizola 2003, Filizola e Guyot 2009) e os rios Ucayali e Marañon que aportam 26% e 22%, respectivamente, do fluxo de sedimentos em Óbidos (Guyot et al., 2007a).

Martinez et al. (2009) observou um aumento na descarga entre os anos de 1999 e 2007 na estação de Óbidos. A descarga média de sedimentos antes do ano 2001 foi de 688x10<sup>6</sup> toneladas por ano, com um coeficiente de variação de 4,4% (corroborando os estudos de Filizola 2003). Depois de 2001, a média aumentou para 801x10<sup>6</sup> toneladas por ano (coeficiente de variação de 4,0%) incrementando-se em 16%, em termos de descarga absoluta de sedimentos entre os dois períodos.

Poucas pesquisas reportaram valores de descarga de fundo. Gibbs (1967) reportou que o rio Amazonas, perto da desembocadura, transporta em torno de 5 % da carga sólida total como carga de fundo (~68.000 ton/dia). Estimativas realizadas por Milliman e Meade (1983) em Óbidos, concluíram que ~245.000 ton/dia (~10 % da carga em suspensão) são transportadas como carga do fundo. Mertes (1985) estimou uma média de descarga de fundo que varia entre 2.000 e 20.000 ton/dia (0.7 e 7 x 10<sup>6</sup> ton/dia), podendo variar, no período de seca, de 1.000 a 55.000 ton/dia. Esses valores representam 1% da vazão sólida em suspensão. Posada e Nordin (1992) utilizando o método modificado de Einstein, estimaram que o transporte de sedimentos do fundo varia entre 2 e 15 % da descarga em suspensão, com um valor médio de ~200.000 ton/dia.

### **2.2.2.1 Mineralogia**

Gibbs (1967) determinou que os principais componentes minerais dos sólidos em suspensão do rio Amazonas são o quartzo, feldspato, montmorillonita, caulinita e mica. Essa mineralogia foi também verificada por Vinzon (1998) nos sedimentos da plataforma continental, como se viu anteriormente, sendo os rios provenientes dos Andes os grandes fornecedores dos sedimentos no fluxo principal do rio Amazonas. Guyot et al. (2007b) determinou que os sedimentos dos rios andinos apresentam uma

assinatura típica com um alto conteúdo de illita + clorita, maior que 50%. Nas planícies de inundação observa-se um incremento da esmectita proveniente da erosão dos bancos laterais e da drenagem dos tributários. A Tabela 2.2 apresenta as quantidades, em percentagem, das argilas, nos principais tributários do rio Amazonas e no percurso principal do rio Amazonas. Na estação de Óbidos o principal componente dos minerais é a esmectita com 50%.

Tabela 1.2 - Composição mineral nos principais rios da Bacia Amazônica (latitude e longitude em graus decimais, altitude em metros (dados SRTM) minerais em percentagem). Adaptada de Guyot et al., (2007b)

Estação	Rio	Lat.	Lon.	Amostras	Período de Amostragem	Camadas				
						Illita	Chlorita	Mixtas	Esmectita	Caulinita
Borja	Maranon	-4,470	-77,548	1	Mar/10	39	14	0	17	30
Nauta	Maranon	-4,502	-73,560	1	Jan/10	26	12	0	38	24
Pucallpa	Ucayali	-8,380	-74,520	1	Jan/10	27	8	0	52	13
Cfl Maranon	Maranon-Ucayali	-4,479	-73,426	1	Jan/10	19	11	0	60	10
Iquitos	Amazonas	-3,599	-73,138	1	Jan/10	28	10	0	44	18
Tabatinga	Solimoes	-4,255	-69,956	1	Out/95	4	3	0	83	10
Cfl Itaquai	Javari	-4,331	-70,210	1	Out/95	12	8	7	62	12
Cfl Javari	Itaquai	-4,346	-70,203	1	Out/95	9	7	10	60	15
São Paulo de O.	Solimoes	-3,450	-68,905	1	Out/95	15	9	7	59	10
Ipiranga	Içá	-2,929	-69,695	1	Out/95	10	12	8	61	8
Porto Antunes	Jutai	-2,879	-66,936	1	Nov/95	16	11	5	49	20
Fonte Boa	Solhões	-2,492	-66,075	1	Nov/95	16	13	5	54	11
Cfl	Jurua	-2,634	-65,794	1	Nov/95	8	3	4	79	5
Aruma	Purus	-4,734	-62,156	4	03/95-10/96	6	2	2	86	5
Jacitara	Japura	-1,906	-65,279	1	Nov/95	21	18	7	39	16
Tefe	Tefe	-3,415	-64,869	1	Nov/95	15	10	6	16	54
Coari	Coari	-4,061	-63,162	1	Nov/95	19	14	5	41	21
Itapeua	Solimoes	-4,052	-63,027	1	Nov/95	10	7	3	67	13
Aruma	Purus	-4,734	-62,156	4	03/95-10/96	6	2	2	86	5
Manacapuru	Solimoes	-3,299	-60,639	2	03/95-11/95	14	9	8	57	13
Pena Amarilla	Beni	-11,559	-66,677	1	Fev/10	53	7	0	14	25
Miraflores	Madre de Dios	-11,112	-66,416	4	10/87-10/02	40	14	0	27	19
Cach. Esperanza	Beni	-10,535	-65,581	3	10/87-10/02	44	14	3	20	19
Guayamerin	Mamore	-10,808	-65,346	5	01/87-10/02	46	13	2	14	25
Abuna	Madeira	-9,673	-65,439	1	Jun/95	38	10	3	30	19
Humaitá	Madeira	-7,413	-63,025	1	Jun/95	49	10	4	15	22
Manicoré	Madeira	-5,817	-61,307	1	Jun/95	40	13	2	20	25
F.Vista Alegre	Madeira	-4,892	-60,028	1	Jul/95	32	13	3	36	16
Cfl	Madeira	-3,437	-58,794	4	07/95-10/96	31	10	3	38	18
Itacoatiara	Amazonas	-3,150	-58,466	1	Nov/95	18	8	4	34	35
Obidos	Amazonas	-1,912	-55,543	3	07/95-10/96	16	7	3	58	16

### 2.3 Propriedades Ópticas da Água

A hidrologia óptica se refere ao estudo do comportamento da luz no meio aquático. Cabe distinguir por um lado as propriedades ópticas da água “pura” e pelo outro, das águas naturais. Evidentemente, as águas naturais são uma mistura de água “pura” com diferentes compostos em suspensão ou dissolução, que alteram significativamente as propriedades ópticas. Em geral, devido às variações destes

compostos, as propriedades ópticas das águas naturais mostram grandes variações temporais e espaciais (Bannister 1988). Nas águas puras, o intervalo de energia eletromagnética que tem uma interação volumétrica, vai de 400 nm até 700 nm, e dependendo dos elementos presentes em suspensão e dissolução, a luz interage em outros comprimentos de onda, se estendendo até o infravermelho próximo.

A grande variabilidade das propriedades ópticas das águas naturais é o inconveniente para aqueles que desejam dados precisos e facilmente tabulados. No entanto, são as conexões entre as propriedades ópticas e os componentes químicos, biológicos e geológicos da água natural, no ambiente físico, que definem o papel crítico da óptica em pesquisa aquática.

As propriedades ópticas da água podem ser classificadas em duas classes: as Propriedades Ópticas Inerentes (POI) e as Propriedades Ópticas Aparentes (POA). As POI são aquelas que dependem, unicamente, das características bio-físicas do corpo da água. As POI mais importantes são o coeficiente de absorção e o coeficiente de espalhamento por unidade de volume. Outras são o coeficiente de atenuação e o albedo de espalhamento simples. As POA são aquelas que dependem, tanto das características do corpo d'água, como da quantidade e a geometria do campo de luz. As principais POA são a reflectância, as funções de atenuação (funções K) e as médias dos cossenos, as quais mostram suficiente estabilidade e regularidade, e podem ser utilizadas como descritores das propriedades da água. As POI são facilmente definíveis, mas podem resultar extremamente difíceis de medir. As POA são geralmente mais fáceis de medir, mas são mais problemáticas para relacionar com os parâmetros de interesse (material em suspensão, pigmentos fotossintéticos, matéria orgânica dissolvida colorida).

### **2.3.1 Grandezas radiométricas**

As principais grandezas na radiometria são a irradiância e a radiância.

**Irradiância (E):** É a razão entre o fluxo de radiação irradiante por área em um elemento de superfície, cuja unidade é  $W/m^2\lambda$ . A irradiância pode ser caracterizada de duas maneiras: a Irradiância descendente  $E_d$  (downward irradiance), que representa a radiação descendente do hemisfério superior, e a irradiância ascendente  $E_u$  (upward irradiance) que representa a radiação ascendente do hemisfério inferior em razão a uma superfície horizontal. Por exemplo, o  $E_d$  medido acima da superfície da água representa a quantidade de luz proveniente do céu que vai entrar na coluna da água.

**Radiância (L):** É a razão entre a intensidade de radiação que deixa certo elemento de superfície, em uma determinada direção, e a área da projeção ortogonal deste elemento em um plano perpendicular à direção da radiação. Sua unidade é  $W/(m^2 \cdot \lambda)$ .

### 2.3.2 Propriedades Ópticas Inerentes

Considera-se um volume de água infinitésimo  $\Delta V$ , de espessura  $\Delta r$ , iluminado por um raio de luz de comprimento de onda  $\lambda$ , cuja densidade espectral de potência  $\Phi$  é  $\Phi_o(\lambda)$  com unidades  $(W/nm)$ , como mostra a Figura 2.6. A quantidade do raio de luz que é absorvida no volume da água é denotada como  $\Phi_a(\lambda)$ . Outra parte é espalhada com um ângulo  $\psi$  em relação à direção do raio incidente  $\Phi_b(\psi, \lambda)$ . Denotaremos  $\Phi_b(\lambda)$  à quantidade espectral de energia espalhada. A energia restante, denominada  $\Phi_t(\lambda)$ , é aquela que é transmitida através do volume da água, sem sofrer trocas, em sua direção. Essa teoria assume que a radiação luminosa é monocromática. As propriedades ópticas e as quantidades eletromagnéticas descritas têm um caráter espectral, denotando-se sua dependência com o comprimento de onda ( $\lambda$ ).

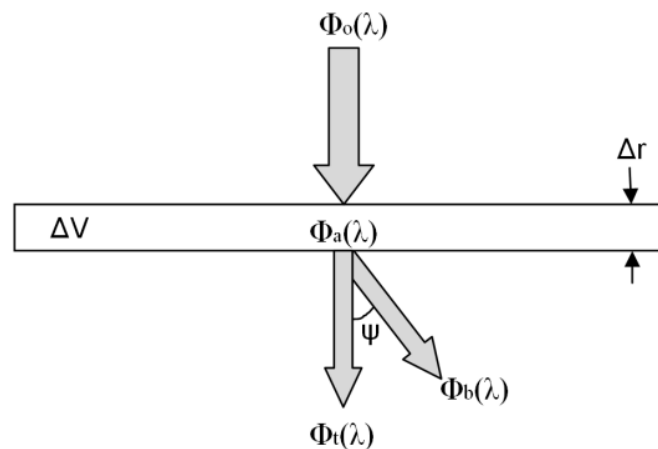


Figura 2.6. Interação do raio de luz com o meio aquático. Quando um raio de luz entra no meio aquático; uma parte da luz é absorvida pelo meio ( $\Phi_a$ ), outra é espalhada ( $\Phi_b$ ) e outra é transmitida, sem variar sua direção ( $\Phi_t$ ).

Assim, se tem os coeficientes de absorção  $a$  e o coeficiente de espalhamento  $b$  que é composto pelos coeficientes de retroespalhamento  $b_b$  e de espalhamento frontal  $b_f$ . Se um raio de luz incidente é espalhado por uma partícula, o espalhamento da luz se dá em todas as direções, portanto pode ser dividida em dois componentes: o

espalhamento frontal  $b_f$  (forward scattering) que se refere à luz espalhada no mesmo sentido da luz incidente e o retroespalhamento  $b_b$  (backscattering), que é a luz espalhada no sentido contrário da luz incidente. A somatória das duas ( $b_f + b_b$ ) é o espalhamento total.

Para expressar quantitativamente a absorção espectral ou Absorbância (A) toma-se a fração da potência incidente que é absorvida no volume da água, o espalhamento espectral (B) que é a fração da potência incidente que é espalhada no volume da água e a transmitância espectral (T) que é a fração que é transmitida. A soma de  $A(\lambda)+B(\lambda)+T(\lambda)=1$ .

$$A(\lambda) = \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_o(\lambda)} \quad (2.1)$$

$$B(\lambda) = \frac{\Phi_b(\lambda)}{\Phi_o(\lambda)} \quad (2.2)$$

$$T(\lambda) = \frac{\Phi_t(\lambda)}{\Phi_o(\lambda)} \quad (2.3)$$

Em alguns casos são confundidas a absorbância com a densidade óptica  $D(\lambda)$ , que é medida por um espectrofotômetro (Kirk, 1983) e definida como:

$$D(\lambda) = -\text{Log}(1 - A(\lambda)) \quad (2.4)$$

No caso do volume de água infinitesimal com uma espessura ( $\Delta r$ ), os coeficientes de absorção e espalhamento são definidos por:

$$a = \frac{\Delta A}{\Delta r} \quad (2.5)$$

$$b = \frac{\Delta B}{\Delta r} \quad (2.6)$$

sendo a e b frações do fluxo do raio de luz incidente que se perdem no volume da água. A soma da absorção e espalhamento é chamada de atenuância (C). O coeficiente de atenuação da luz é definido como c e representa a fração do fluxo de luz que é absorvido e espalhado por unidade de espessura do volume d'água.

$$c = a + b \quad (2.7)$$

$$c = \frac{\Delta A}{\Delta r} + \frac{\Delta B}{\Delta r} \quad (2.8)$$

$$c = \frac{\Delta C}{\Delta r} \quad (2.9)$$

A determinação do coeficiente de absorção  $a(\lambda)$  das águas naturais é bastante complicado, por muitas razões, de modo que uma consideração cuidadosa deve ser feita minimizando, no possível, os efeitos de espalhamento nas medidas de absorção. Os efeitos do espalhamento podem dominar a atenuação em todos os comprimentos de onda do visível, especialmente em águas com grande quantidade de material particulado.

### **2.3.3 Propriedades Ópticas Aparentes e Quase Inerentes**

As propriedades ópticas aparentes (POA) da água são as propriedades que dependem tanto do meio aquático como da estrutura direcional do campo de luz do ambiente. (quantidades de luz, inclinação do sol, ângulo de visada, etc.). As POA de um mesmo alvo podem variar, rapidamente, sem que variem suas POI (características físicas, biológicas, químicas, etc.). Se uma nuvem passa, se o ângulo de visada muda, ou se a superfície da água muda de rugosidade, por causa do vento, as POA mudam.

A POA ideal deveria variar apenas, ligeiramente, com as mudanças ambientais externas, mas deveria variar, suficientemente, a partir de um corpo d'água para o próximo na caracterização das propriedades ópticas. Note-se que, ao contrário das POI, as POA não podem ser medidas em amostras d'água, uma vez que dependem da distribuição da luz ambiental encontrada, no corpo da água em si.

As principais propriedades aparentes são: a distribuição angular, o coeficiente vertical de atenuação da luz, a reflectância estimada a partir de um sensor remoto e a reflectância irradiante de superfície.

A irradiância é o fluxo de energia por unidade de área, proveniente de todas as direções, e a radiância é o fluxo de energia por unidade de área, proveniente de um determinado lugar no espaço (ângulo sólido).



### 2.3.3.1 Distribuição da Radiância

Para o entendimento completo do campo da luz, abaixo da superfície da água, é necessário detalhar o conhecimento da distribuição angular do fluxo de luz, em todas as profundidades. Duas propriedades do campo de luz são, geralmente, usadas para descrever a distribuição angular do campo da luz:  $\mu_d$ , o cosseno médio da irradiância descendente, e  $\mu_u$ , o cosseno médio para a irradiação ascendente. Por definição  $\mu_d$  é:

$$\mu_d = \frac{E_d}{E_{0d}} \quad (2.10)$$

Onde  $E_d$  é a irradiância descendente em todas as direções (por unidade de área e recebido por um coletor plano) e  $E_{0d}$  é a irradiância escalar descendente (medido por um sensor esférico).

E  $\mu_u$  pode ser estimado de forma semelhante, como a razão da irradiância ascendente sobre uma superfície plana e a irradiância escalar ascendente. Se o meio aquático fosse totalmente isotrópico, teríamos  $\mu_u = \mu_d = 0,5$ .

### 2.3.3.2 Coeficiente Vertical de Atenuação Difuso (K)

O coeficiente de atenuação difuso representa a taxa de perda de irradiação (E) com relação à profundidade do médio aquático (z). A atenuação pode ser da irradiação descendente ( $E_d$ ) ou ascendente ( $E_u$ ). Assim se define o coeficiente de atenuação difuso vertical descendente ( $K_d$ ) e o coeficiente de atenuação difuso vertical ascendente ( $K_u$ ). Estes coeficientes variam em função do comprimento de onda, definindo  $K_d(\lambda)$  e  $K_u(\lambda)$ . Os valores de K podem ser estimados pelas Equações 11 e 12.

$$K_d = \frac{dE_d}{dz} \quad (2.11)$$

$$K_u = \frac{dE_u}{dz} \quad (2.12)$$

### 2.3.3.3 Reflectância

No sensoriamento remoto a reflectância ou reflectância de sensoriamento remoto, é definida pela Equação 2.13.

$$R_{rs} = \frac{L_w(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (2.13)$$

Onde  $E_d$  é a irradiância descendente que chega à superfície da água,  $\theta$  e  $\phi$  são os ângulos polar e azimutal, respectivamente,  $\lambda$  é o comprimento de onda e  $L_w$  é a radiância espectral emergindo da água na direção  $\theta$  e  $\phi$ .

$R_{rs}$  pode ser escrita como uma função da reflectância volumétrica ( $R^{-0}$ ), que é definida como a razão  $E_u^{-0}/E_d^{-0}$ , onde  $E_u^{-0}$  e  $E_d^{-0}$  são a irradiância ascendente e descendente a uma profundidade infinitésima ( $-0$ ). De acordo com Morel e Gentili, (1993) temos:

$$R_{rs} = \frac{(1 - \rho) * (1 - \rho') * R^{-0}}{n^2 * (1 - r'R^{-0}) * Q} \quad (2.14)$$

Onde  $R^{-0}$  é a reflectância volumétrica, ou seja, a reflectância do corpo d'água em si,  $\rho$  é a reflectância interna de Fresnel que depende da rugosidade da superfície, do ângulo zenital solar e da cobertura de nuvens;  $\rho'$  é a reflectância de Fresnel para a interface água-ar, tipicamente estimada em 4% ou 5%;  $n$ , é o índice de refração da água ( $n = 1,34$ );  $r'$ , a reflexão da água-ar, da ordem de 0,48;  $Q$  é a razão de  $E_u^{-0}/L_u^{-0}$ , que para um campo ideal isotrópico seria  $\pi$ , mas em águas naturais varia entre 3,1 e 5,6 (Morel e Gentili, 1993).

### 2.3.4 Relação entre a Reflectância Volumétrica e POI

Gordon (1973) relacionou a reflectância irradiância volumétrica  $R^{-0}$  com as propriedades óticas inerentes POI, qual foi simplificada por Jerlov (1976), tal como se apresenta na Equação 2.15:

$$R^{-0} = f' \frac{b_b}{a + b_b} \quad (2.15)$$

onde  $f'$  é um coeficiente que varia com as condições de iluminação e tipos de água, e  $a$  e  $b_b$  são respectivamente, os coeficientes de absorção e retroespalhamento do corpo de água. Estudos feitos por Kirk (1991); Kirk (1981); Prieur (1976) definiram o valor do coeficiente  $f'$  para condições específicas de luz e de tipos de água. Froidefond e Doxaran (2004), assinalaram que a constante varia entre 0,324 (sol ao zenit) e 0,369 (céu coberto uniformemente). Normalmente se adota um valor de 0,33 (Morel e Prieur, 1977).

Kirk (1991), relacionou o  $K_d$  e as propriedades ópticas inerentes para um intervalo de  $a/b = 0-20$ , como se mostra na Equação 2.16.

$$K_d = \sqrt{(a^2 + Gab)} \quad (2.16)$$

onde  $G$  é uma função que especifica a contribuição relativa do espalhamento na atenuação vertical da luz. Usualmente, o valor de  $G$  é estimado entre 0,233 e 0,264 (Kirk 1994).

Aas (1987), relacionou as POI com as POA encontrando uma equação que define a absorção a partir da reflectância irradiância,  $K_d$  e os cossenos médios ( $\mu_u$  e  $\mu_d$ ).

$$a = K_d * \mu_d \frac{1 - R^{(0-)}}{1 + R^{(0-)}(\mu_d/\mu_u)} \quad (2.17)$$

Esse conjunto de equações permitira relacionar as POA que são medidas no campo com as POI que são diretamente relacionadas às propriedades biofísicas das águas.

### 2.3.5 As POI Espectrais da Água

Diferentemente das POA, as POI tem a vantagem de não ser influenciada pelas condições de iluminação, como se mencionou anteriormente. Existe outra vantagem para lidar com estas quantidades: num meio aquático de componentes múltiplos, a maior parte das POI é obtida através de uma simples adição das contribuições dos componentes individuais. Essa adição não é efetivamente avaliada para as POA, especialmente em meios aquáticos, com espalhamento significativo.

## As POI da Água Pura

A água pura mostra um espectro de absorção (Figura 2.7) com um mínimo no azul, seguido por um incremento contínuo da absorção para comprimentos de onda acima de 570 nm. Um incremento acentuado aparece em 700 nm. Em 800 nm  $a_w$  diminui e aumenta novamente depois dos 820 nm.

O comportamento espectral da água pura é determinado, basicamente, pelo espalhamento molecular nos comprimentos de onda mais curtos. O coeficiente de absorção (a) da água pura é mínimo na região compreendida entre 400 nm e 600 nm, aumentando, rapidamente, na região do infravermelho.

O coeficiente de espalhamento (b) da água pura, ao contrário, é máximo na região do azul, e decresce exponencialmente em direção ao infravermelho, mas com valores muito mais baixos. Sendo a absorção muito maior que o valor do espalhamento, o valor de atenuação da luz (c) da água pura será muito próximo ao valor da absorção, como se vê na Figura 2.7.

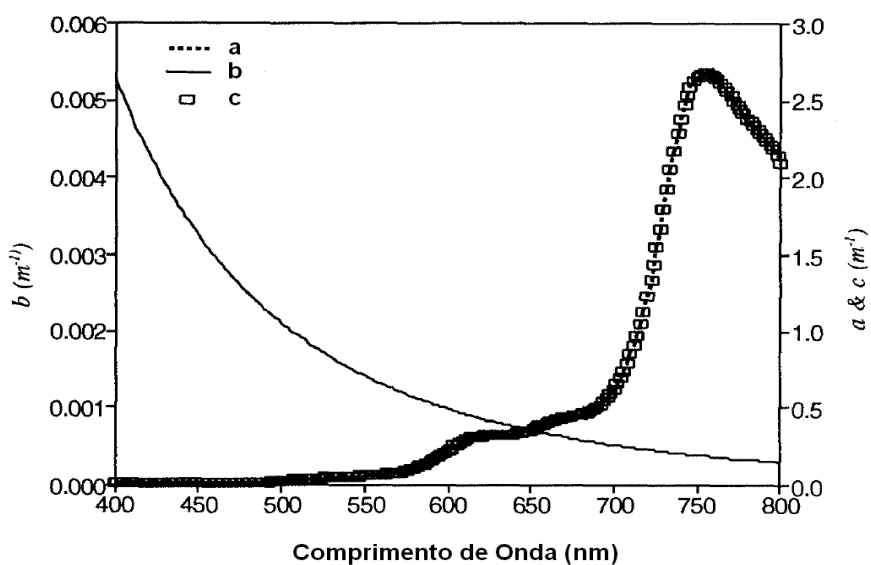


Figura 2.7. Variação espectral dos coeficientes de absorção (a) espalhamento (b) e atenuação (c) da água pura (adaptado de Dekker, 1993).

Se o espectro de reflexão da água pode ser estimado pela razão (b/a), pode-se concluir que a energia refletida pela água pura é máxima na região do azul e decresce em direção ao vermelho. Portanto, pode-se concluir que a água pura, quando observada a partir de um satélite, tenderá a apresentar a cor azul, principalmente, se a

dimensão do corpo da água for suficiente para atenuar os efeitos das margens e do fundo.

Uma visão detalhada de dados experimentais sobre as características ópticas da água pura pode ser encontrada e, valores numéricos, em Tam e Patel (1979), Smith e Baker (1981) e Buiteveld et al. (1994).

Entretanto, em águas naturais, os componentes opticamente ativos presentes na água passam a ser determinantes na reflectância de corpos de água. Sedimentos em suspensão (TR), pigmentos fotossintéticos (chf) e matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM) são os componentes responsáveis pelo comportamento espectral das águas continentais. As regiões de absorção e espalhamento destes constituintes da água é que vão definir a forma final da curva de reflectância, enquanto sua concentração é responsável pela magnitude das feições e pela magnitude da energia refletida em subsuperfície (Kirk, 1994; Mobley, 1994).

### **As POI das águas naturais.**

As POI são influenciadas, diretamente, pelos componentes dos corpos da água. A absorção é representada pela Equação 2.18 (Sathyendranath e Morel, 1983).

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{\text{CDOM}}(\lambda) + a_{\text{chf}}(\lambda) + a_{\text{TR}}(\lambda) \quad (2.18)$$

onde  $a_w$  é a absorção da água pura,  $a_{\text{CDOM}}$  é a absorção da matéria orgânica dissolvida colorida,  $a_{\text{chf}}$  é a absorção dos pigmentos fotossintéticos e  $a_{\text{tr}}$  é a absorção do material particulado não orgânico.

A presença de matéria orgânica dissolvida (gilvin ou substância amarela) é um dos componentes responsáveis pelo aumento do coeficiente de absorção da água. A Figura 2.8 ilustra a absorção específica pela matéria orgânica dissolvida, que é muito alta nos comprimentos de onda curtos e diminui de maneira exponencial para comprimentos de onda maiores. O fitoplâncton apresenta uma absorção muito alta no azul (440 nm), baixa entre 550 nm e 650 nm, apresentando um novo pico de absorção em torno de 675 nm. Estes máximos estão associados à clorofila a, que tem seus picos de absorção em 440 nm e 675 nm. A absorção do material inorgânico particulado é também uma curva exponencial negativa, sendo, muito alta no azul e vai baixando, quando o comprimento de onda é maior.

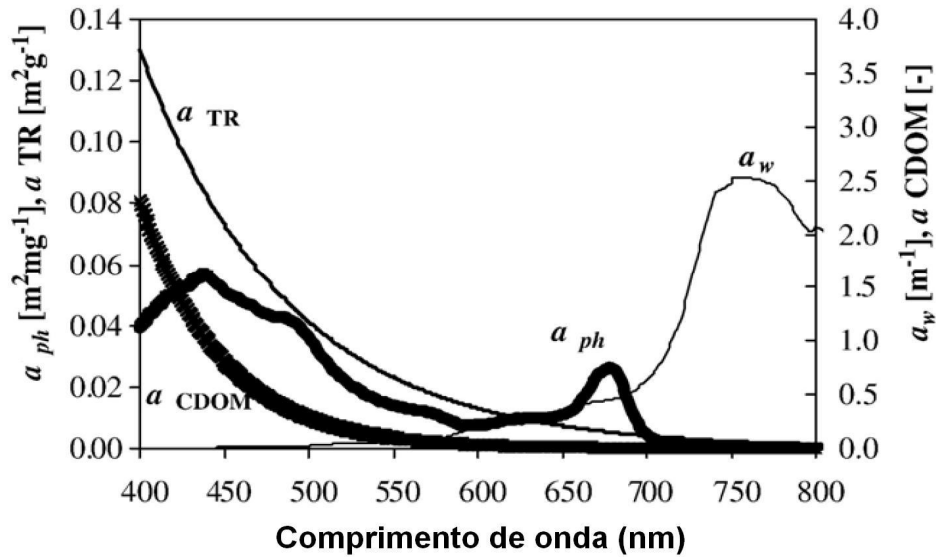


Figura 2.8. Coeficiente de absorção específico para a: água pura ( $a_w$ ), e os componentes: fitoplâncton ( $a_{ph}$ ), matéria orgânica dissolvida ( $a_{CDOM}$ ) e o material particulado não orgânico ( $a_{TR}$ ). (Adaptado de Giardino 2007)

O retroespalhamento ( $b_b$ ) é afetado pelas moléculas d'água ( $b_{bw}$ ), sedimentos ( $b_{bs}$ ) e partículas fitoplanctônicas ( $b_{bph}$ ). Equação 2.19.

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bs}(\lambda) + b_{bph}(\lambda) \quad (2.19)$$

O retroespalhamento pelas moléculas da água apresenta uma forma de exponencial negativa, muito similar à curva de espalhamento da água pura. O retroespalhamento do material particulado diminui em função do comprimento de onda, mas de maneira mais suave (Figura 2.9). O fitoplâncton apresenta um retroespalhamento maior no azul e diminui, à medida, que o comprimento de onda aumenta, apresentando uma zona de baixo espalhamento entre os 650 nm e 700 nm.

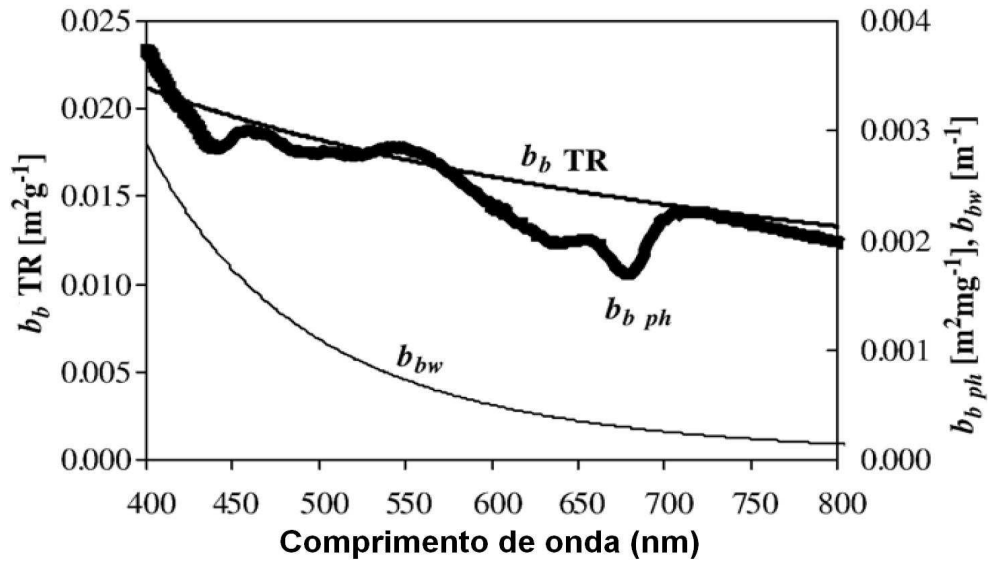


Figura 2.9. Variação espectral dos coeficientes de retroespalhamento específicos da água pura ( $b_{bw}$ ), do fitoplâncton ( $b_{b_{ph}}$ ) e do material particulado não orgânico ( $b_{b_{TR}}$ ). (Adaptado de Giardino 2007).

O retroespalhamento dos sedimentos ( $b_{bs}$ ) é modelado usando a teoria de Mie (Van de Hulst 1957) a qual foi usada por muitas décadas para águas oceânicas. Para um conjunto de partículas com uma distribuição de tamanhos  $N(D)$  e um índice de refração relativo ao da água de mar,  $m_s$ ,  $b_{bs}$  pode ser definido com a Equação 2.20

$$b_{bs}(\lambda) = \int_D Q_{bb}(D, m_s \lambda) \frac{\pi D^2}{4} N(D) dD \quad (2.20)$$

onde  $Q_{bb}$  é o fator de eficiência de retroespalhamento das partículas que é uma função de  $D$  e  $m_s$ .  $m_s$  é o índice de refração de partícula de sedimento, que, supostamente, é independente de  $\lambda$ .  $N(D) dD$  é o tamanho das partículas compreendidas entre  $D$  e  $D+dD$  por unidade de volume. Da Equação 2.20 pode-se concluir que o retroespalhamento depende de três parâmetros: concentração, diâmetro e índice de refração.

## **CAPITULO III**

---

### **Resumo dos Trabalhos**



### 3 RESUMO DOS TRABALHOS

Neste capítulo são resumidos os dados de entrada da tese e as metodologias utilizadas, tais como, amostragem de sedimentos, espectrorradiometria e processamento das imagens de satélite. Destacaremos os mais importantes resultados obtidos durante a tese para introduzir os quatro artigos.

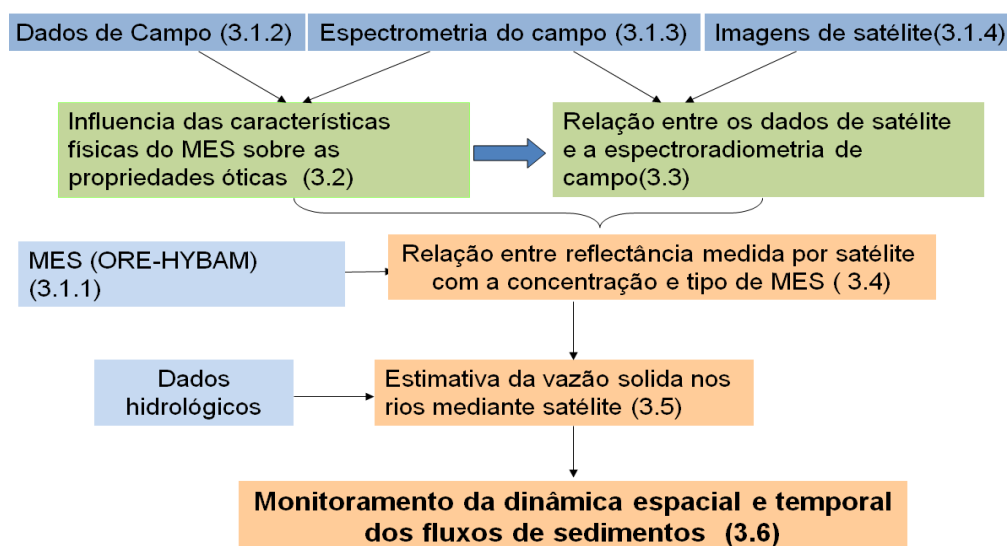


Figura 3.1. Esquema da metodologia utilizada na tese. Entre parêntesis são indicados os parágrafos, onde serão detalhados os trabalhos

#### 3.1 Dados

##### 3.1.1 Material em suspensão ORE-HIBAM

O ORE-HIBAM (<http://www.ore-HIBAM.org>) opera desde 2003, respondendo a um edital do Ministério Francês da Educação Superior e Pesquisa. A finalidade é fornecer à comunidade científica internacional dados de qualidade, necessários para a compreensão e modelagem dos processos hidro-geológicos e sua dinâmica em longo prazo. Liderado por um grupo de pesquisadores do *Institut de recherche pour le développement* (IRD) que desenvolve, desde 1995, projetos de pesquisas na bacia amazônica, o ORE-HIBAM conta também com parceiros locais (agências nacionais e universidades) para manter a perenidade das observações.

Os dados dos materiais em suspensão (MES) da rede ORE-HIBAM são dados de amostras, a cada 10 dias (dias 01, 11 e 21 de cada MES). As amostras são coletadas

por um observador local, que toma a amostra em uma garrafa de 500 ml, em um ponto do rio previamente indicado. As amostras são levadas a cada três meses, aproximadamente, para o laboratório, onde estão filtradas em membranas de celulose de 0,45 µm, previamente, pesadas. Esses filtros, logo após a filtragem, são secados e pesados, novamente. A concentração de MES é determinada a partir da diferença dos pesos dos filtros, dividida pelo volume de água que foi filtrado.

O inconveniente deste tipo de amostragem é a sua fraca representatividade em relação aos pixels de imagens de satélite do tipo MODIS. Outra limitação é que as séries são, às vezes, interrompidas por alguns meses.

O aspecto favorável destes dados fica na sua disponibilidade em longas séries temporais e vários lugares da bacia. Existem 40 estações de coleta de concentração de sedimentos com séries históricas, algumas delas, desde 1995.

Outra rede disponibilizando dados é a rede da Agência Nacional de Águas do Brasil (ANA), que conta com uma rede de medição de concentração de sedimentos na bacia amazônica, com 94 estações sedimentométricas e amostras integradas trimestrais (SAR/ANA -Banco de Dados Hidro).

### **3.1.2 Dados de Campo**

Os dados de campanhas de amostragem nos diversos rios da Amazônia foram coletados com barcos e lanchas. Essas campanhas foram realizadas com o apoio de diferentes entidades e projetos, como o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a ANA (Agência Nacional de Águas), o Projeto HIBAM (Controles geodinâmico, hidrológico e biogeoquímico da erosão/alteração e da transferência de matérias na bacia amazônica), o CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) dentro do convênio de cooperação bilateral IRD-UnB e o projeto ANR CARBAMA (ciclo do carbono no rio Amazonas)

Nessas campanhas foram feitas medições de espectrorradiometria, medições de sedimentos da superfície e de vazão sólida e vazão líquida, nos principais rios da bacia amazônica. As amostragens foram realizadas, nos diferentes períodos do ciclo hidrológico, tentando melhorar o entendimento dos processos de transporte de sedimento, em cada estação, conseguindo uma grande diversidade de concentrações de sedimentos, nas águas dos rios.

As estações principais de medição e coleta de amostras são: San Regis (SRG), Requena (REQ), Bellavista (BLL), Tamshiyacu (TAM), Tabatinga (TAB), Santo Antônio

do Iça (SAI), Fonte Boa (FBA), Tefé (TEF), Manacapuru (MAN), Itacoatiara (ITA), Parintins (PAR), Óbidos (OBI), Abuna (ABU), Porto Velho (PVE), Humaitá (HUM), Manicoré (MNI), Borba (BBA) e Fazenda Vista Alegre (FVA).

Na Figura 3.2 são mostrados os pontos das medições feitas nas campanhas realizadas durante os três primeiros anos da tese. As estações são descritas na Tabela 3.1. É um total de 279 medições de reflectância e 133 de Kd. Na Tabela 3.1 podemos observar a grande amplitude de concentração de sedimentos amostrados, sendo a mínima de 2 mg/l no rio Negro e a máxima de 621 mg/l na foz do rio Madeira.

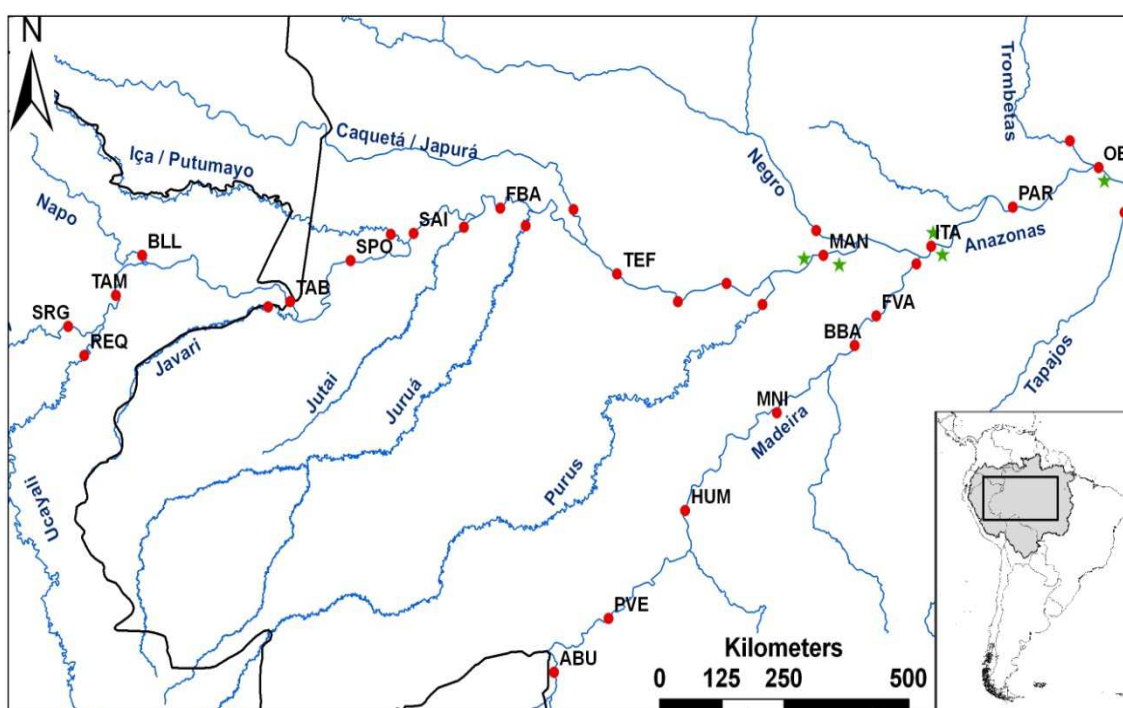


Figura 3.2. Pontos de coleta de dados nas campanhas realizadas durante a tese. Em círculos vermelhos amostras sobre os rios e estrelas verdes amostras sobre as várzeas.

No total foram realizadas 10 campanhas dentro do período da tese, sendo da seguinte forma: 4 de Manacapuru a Óbidos, 1 de Porto Velho a Manacapuru, 1 de Porto Velho a Óbidos, 1 Manacapuru a Porto Velho e 2 de San Regis/ Requena a Óbidos

Tabela 3.1. Localização e número de amostras coletadas durante as campanhas de amostragem figurando los nomes das principais estações.

Estação	Nome do Rio/Varzea	Coordenadas		Amostras		MES (mg/l)	
		Lat.	Long.	Fora da água	Dentro da água	Min	Max
Tamshiyacu (TAM)	Amazonas	-3,976	-73,236	1	1	238,00	289,00
Tabatinga (TAB)	Solimões	-4,082	-70,094	1	2	145,00	200,80
São Paulo de Olivença (SPO)	Solimões	-3,424	-69,005	5	2	145,00	293,00
Santo Antonio do Iça (SAI)	Solimões	-2,992	-67,867	0	1	244,00	244,00
Fonte Boa (FBA)	Solimões	-2,582	-66,300	1	2	121,00	154,80
Tefé (TEF)	Solimões	-3,636	-64,196	2	1	63,00	196,00
Coari	Solimões	-4,075	-63,098	2	2	77,00	170,80
Codajas	Solimões	-3,790	-62,224	1	0	88,00	88,00
Manacapuru (MAN)	Solimões	-3,339	-60,477	10	8	22,40	228,40
Itacoatiara (ITA)	Amazonas	-3,194	-58,537	10	4	26,80	185,20
Parintins (PAR)	Amazonas	-2,572	-57,065	2	2	58,00	77,00
Obidos (OBI)	Amazonas	-1,935	-55,519	14	9	24,30	173,00
San Regis (SRG)	Marañon	-4,475	-74,098	2	2	120,40	241,60
Requena (REQ)	Ucayali	-4,940	-73,803	3	2	357,00	432,40
Foz do Napo	Napo	-3,341	-72,760	2	1	155,60	174,00
Foz do Javari	Javari	-4,164	-70,491	2	1	58,00	105,40
Foz do Iça	Iça	-3,002	-68,282	2	2	65,60	21,20
Foz do Jutai	Jutai	-2,888	-66,956	1	2	12,20	37,60
Foz do Juruá	Juruá	-2,865	-65,845	1	2	166,20	222,00
Foz do Japurá	Japurá	-2,607	-64,987	2	2	26,40	77,20
Beruri	Purus	-4,123	-61,577	3	3	5,60	52,00
Paricatuba	Negro	-2,939	-60,611	4	5	2,00	8,00
Foz do Trombetas	Trombetas	-1,511	-56,034	0	1	8,50	8,50
Foz do Tapajos	Tapajos	-2,656	-55,052	2	1	9,60	2,70
Cabaliana	Varzea de Cabaliana	-2,663	-62,079	4	4	7,60	4,40
Janauaca	Varzea de Janauaca	-4,098	-60,588	7	7	33,00	2,00
Canaçari	Varzea de Canaçari	-2,413	-59,274	7	3	14,20	3,00
Miratuba	Varzea de Miratuba	-4,099	-57,878	7	2	35,90	6,93
Curuai	Varzea de Curuai	-3,070	-56,206	8	3	81,30	3,20
Abunã (ABU)	Madeira	-10,001	-65,334	1	1	104,80	97,60
Porto Velho (PVE)	Madeira	-9,143	-64,350	7	6	401,00	102,40
Humaitá (HUM)	Madeira	-7,422	-62,970	3	4	418,40	108,40
Manicoré (MNI)	Madeira	-5,854	-61,316	3	3	418,00	110,00
Borba (BBA)	Madeira	-4,309	-59,527	4	3	464,00	46,00
Fazenda Vista Alegre (FVA)	Madeira	-4,779	-59,917	4	2	81,20	48,80
Foz do Madeira	Madeira	-3,476	-58,804	11	9	621,60	25,20

As medições foram feitas também na foz dos principais afluentes, os rios Marañón, Ucayali, Napo, Javari, Iça, Jutai, Juruá, Japura, Purus, Negro, Trombetas e Tapajós; e algumas várzeas ao lado dos rios Solimões e Amazonas: lagos Cabaliana, Janauacá, Miratuba, Canaçari e Curuai. Para completar a análise, amostras anteriormente coletadas por Jean Michel Martinez nos anos 2007 e 2008 foram adicionadas.

### 3.1.2.1 Propriedades dos sedimentos

As amostragens da água foram realizadas na superfície, como em diferentes profundidades (Figura 3.3), a fim de realizar as estimativas de vazão sólida, em cada estação, e, para calibrar e validar os dados de satélite e de radiometria de campo.

As amostras da superfície são coletadas em uma profundidade de 0 a 20 cm, e processadas seguindo o mesmo protocolo das amostras ORE-HIBAM para a determinação da concentração de material em suspensão.

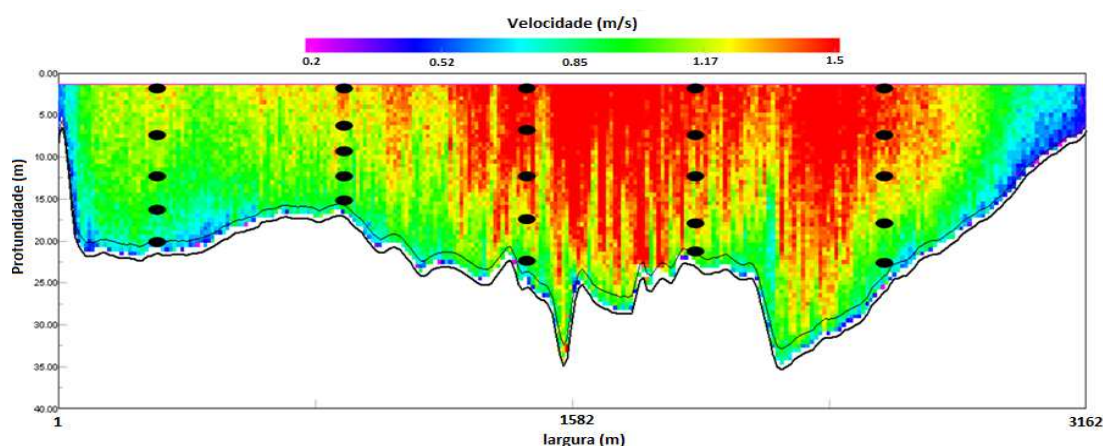


Figura 3.3. Corte transversal do rio Solimões (medição ADCP) na estação de MAN, os pontos pretos são os lugares de amostragem.

Para as estimativas de vazão sólida, a secção transversal é dividida em verticais regularmente espaçadas. Em cada vertical coletam-se amostras pontuais em diferentes profundidades, conforme apresentado na Figura 3.3. Este protocolo é realizado com um amostrador de profundidade instantâneo (Figura 3.4). Com estas amostras podem-se relacionar a concentração de MES superficial com a concentração média da secção do rio. Para o presente trabalho não se usou um amostrador integrador, devido à dificuldade de uso em grandes profundidades (40 a 60 m) e pelo fato de não dar uma estimativa separada da concentração de superfície.

Depois de coletar a amostra, as partículas grossas são separadas das finas usando uma peneira de 63  $\mu\text{m}$ . O que fica na peneira é colocado em um filtro de celulose, que logo é secado e pesado. A água que passa pelo tamis é filtrada e secada, usando o mesmo procedimento das amostras de superfície. Desta maneira, têm-se várias concentrações pontuais no corte transversal do rio. A vazão sólida é estimada usando o *software* HydroMESAD do IRD ([www.ore-HIBAM.org/](http://www.ore-HIBAM.org/)).



Figura 3.4. Amostrador de fundo Callède I com sonda multiparamétrica e granulômetro laser.

Nas campanhas, além das amostras de água são coletados dados com sondas multiparamétricas de pH, turbidez, temperatura, condutividade, entre outros. As sondas foram usadas, tanto na superfície dos rios, como em perfis verticais.

Amostras d'água foram também coletadas para análises posteriores no laboratório de granulometria, com um granulômetro a laser pela CPRM, e para análise de mineralogia.

### **Mineralogia**

As amostras para o estudo da mineralogia foram coletadas na superfície dos rios, aproximadamente, a 80 cm de profundidade, e no meio dos rios, nas estações de FVA e MAN, durante as campanhas de novembro de 2007 a maio de 2008. Estas amostras foram analisadas pelo professor Jérôme Viers (Laboratório GET – Toulouse, França), utilizando um difratômetro de raios X. Os resultados obtidos dessas análises são apresentados na Tabela 3.2.

Na tabela 3.2 pode-se observar que as duas bacias não são significativamente diferentes com relação ao quartzo e clorita. Mas, as concentrações de esmectita são bastante diferentes, sendo o rio Solimões mais carregado em esmectitas que o rio Madeira, com maiores concentrações durante a enchente do afluente. Ao contrário, o rio Madeira apresenta concentrações maiores em illita do que o rio Solimões. As

concentrações no rio Madeira ficam constantes, durante o tempo, sendo que no rio Solimões as concentrações em ilitas diminuem com a enchente. As concentrações de caulinita variam pouco nestes dois afluentes do Amazonas, porém suas concentrações são diferentes.

Tabela 3.2. Composição mineralógica semi-quantitativa do rio Solimões em MAN e do rio Madeira em FVA. S representa as amostras de Solimões e M do rio Madeira

Amostras	Data	% de Quartzo	% de Esmectita	% de Caulinita	% de Ilita	% de Clorita
S1	09/11/2007	+ -	++ -	++	+++	+
S2	09/11/2007	+++++	+ -	+ -	++	-
S3	09/11/2007	+ -	+++	++	++	+
S4	09/11/2007	+ -	+++	++	++ -	+
S5	15/03/2008	+ -	+++ -	+ -	++ -	-
S6	22/03/2008	+ -	+++ -	++ -	++ -	Traço
S7	17/05/2008	+ -	+++	++	++	+
S8	17/05/2008	+ -	++++ -	++ -	+	-
M1	14/11/2007	++	+ -	++ -	+++ -	+
M2	14/11/2007	++ -	+ -	++ -	+++	+
M3	14/11/2007	++	Traço	++ -	+++ -	++
M4	14/11/2007	++	+ -	++	+++ -	+
M5	20/03/2008	+ -	++	++ -	++++	-
M6	20/03/2008	+ -	++	++ -	+++ -	-
M7	19/05/2008	+ -	++	++ -	+++ -	-
M8	19/05/2008	+ -	++	++ -	+++	-

## Granulometria

Para os estudos de granulometria coletaram-se amostras nos rios Solimões e Madeira. Estas amostras foram analisadas por Elisa Armijos (INPA – Manaus) nos laboratórios da CPRM – Manaus usando um granulômetro a laser, modelo Mastersizer S.Standard Bench, produzido pela Malvern Instruments Ltda, com ultra-som.

Na Figura 3.5 pode-se ver que a maioria das partículas de sedimentos tem tamanho de 9 µm a 20 µm. Esta classe de tamanho de partículas é importante porque retroespalha, com muita eficiência, a luz visível e infravermelha. Tanto no rio Madeira como Solimões observamos que a variação da granulometria não foi muito importante com amostras coletadas, em até três épocas distintas, do ciclo hidrológico.

Maiores resultados e análises são apresentados no artigo A (Capítulo 4).



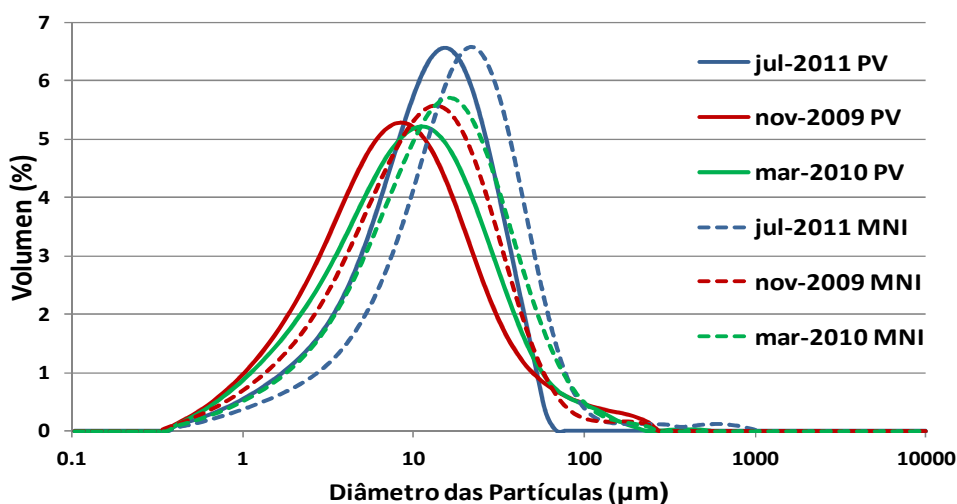


Figura 3.5. Granulometria das partículas em suspensão na superfície em duas estações no rio Madeira (Porto Velho e Manicoré), para três períodos diferentes

### 3.1.3 Espectrorradiometria de Campo

A espectrorradiometria foi realizada com os espectrorradiômetros TriOS – RAMSES (Figura 3.6) que operam nas faixas espectrais do ultra violeta, visível e o infravermelho próximo (320-950 nm), os quais têm as seguintes características:

Óptico

Região do comprimento de onda: 320 - 950 nm

Tipo de detector: 256 fotodiodos de silício

Amostragem espectral: 3,3 nm/pixel

Acurácia espectral: 0,3 nm

Canais usáveis: 190

Campo de visada: 7° (no ar)

As medições de espectrorradiometria foram feitas nas campanhas realizadas nos rios da Amazônia com a finalidade de comparar os dados radiométricos com os dados de satélite. Com esses instrumentos registra-se o espectro total. Os principais parâmetros medidos são: reflectância e coeficiente vertical de atenuação da luz descendente ( $K_d$ ).

Em seguida, são mostrados alguns resultados das medições de espectrorradiometria e as propriedades ópticas das águas. Mais resultados e análises são mostrados no artigo A (Capítulo 4).



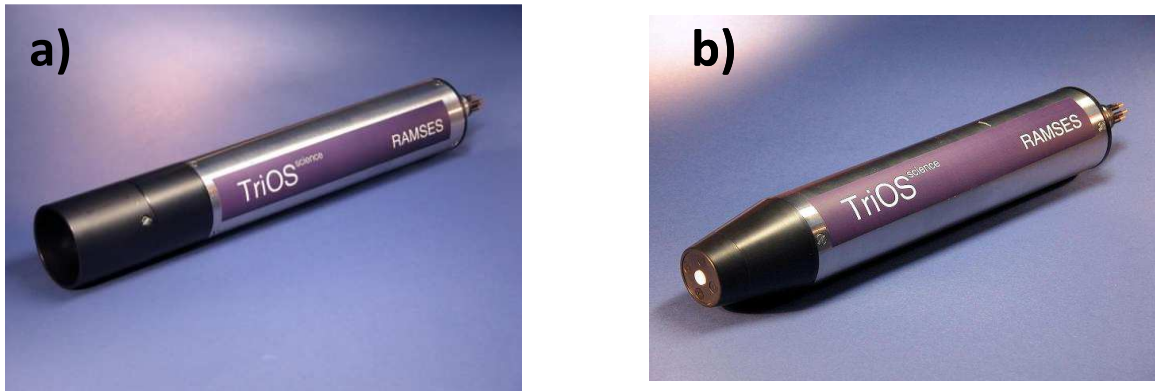


Figura 3.6 Espectrorradiômetros TriOS: **a)** RAMSES-ARC: medição da energia radiante refletida e **b)** RAMSES-ACC-VIS: medição da energia incidente

### 3.1.3.1 Medição de Reflectância

A medição de reflectância da água é complexa. A quantidade de energia eletromagnética que chega à superfície da água ( $E_d$ ) é medida pelo sensor de energia incidente (irradiância) (Figura 3.7). Parte dessa energia é refletida na superfície do corpo da água e outra parte atravessa a interface ar/água para interagir com a água e os outros componentes, fazendo com que parte desta energia seja absorvida ou espalhada.

A energia que é retroespalhada volta para a superfície da água e uma fração emerge dessa superfície. Essa energia emergente é a radiância da água ( $L_w$ ). Porém, um sensor localizado acima da água registra a energia  $L_u$  que constitui a somatória de  $L_w$  mais uma fração da energia, que provém do céu  $L_d$  (refletida na superfície da água na direção do sensor). Portanto para o cálculo da reflectância se usa a Equação 3.1.

$$Rrs = \frac{L_u - \rho * L_d}{E_d} \quad (3.1)$$

Onde  $\rho$  é um fator que depende da rugosidade da superfície. Geralmente é usado o valor de 0,028 como mostram as simulações de Mobley (1999).

Com a finalidade de diminuir o problema da luz refletida pela superfície da água ( $\rho * L_d$ ), as medições de reflectância são realizadas com três aparelhos (dois medidores de radiância e um sensor de irradiância ( $E_d$ )), colocados fora da água, em uma

distribuição geométrica especial, como se mostra na Figura 3.7. O primeiro sensor a  $30^\circ$  *off nadir* (que “vê” a água) amostra a radiância saindo da água ( $L_u$ ). O segundo sensor, a  $30^\circ$  com o zênite (que “vê” o céu) mede a radiância proveniente do céu, que é depois refletida pela água ( $L_d$ ). O sensor colocado verticalmente mede a irradiância descendente que chega sobre o local ( $E_d$ ).

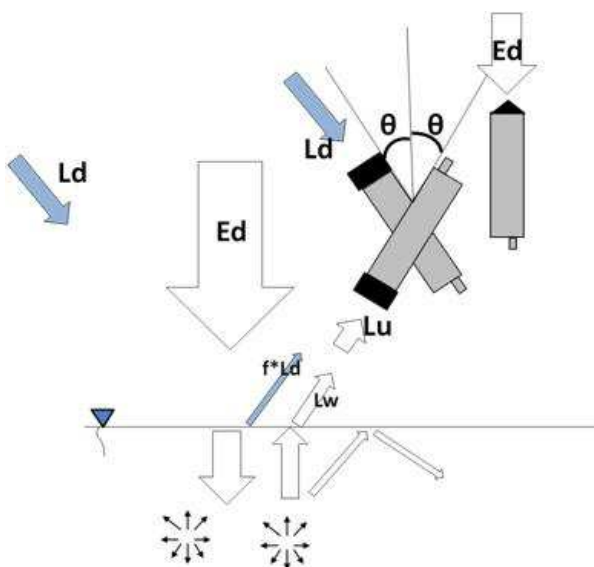


Figura 3.7. Esquema da medição da reflectância  $R_{rs}$  e da interação da luz com a superfície da coluna d'água. Irradiância ( $E_d$ ), Radiância do céu ( $L_d$ ) e radiância da água ( $L_u$ ).  $\theta=30^\circ$ .

Para calcular a influência da geometria na sensibilidade das medições, testamos os ângulos de visada ( $\theta$ ) (Figura 3.8a), calculando a reflectância em diferentes posições dos sensores. Na Figura 3.9, observamos que se o ângulo do sensor que mede a radiância da água for mudado para  $60^\circ$  ( $30^\circ$  de diferença com a posição requerida), pode variar até 1,7 vezes, o valor de reflectância para o comprimento de onda de 400 nm. Para os comprimentos entre 500 nm e 750 nm, a variação é menor de 20%, e para os valores maiores que 750 nm a variação não passa de 20%, sempre para o ângulo de  $60^\circ$ . Observa-se que para uma pequena variação da geometria ( $10^\circ$ ), a variação da reflectância será menor de 10%, em todo o espectro, confirmando a robustez da configuração.

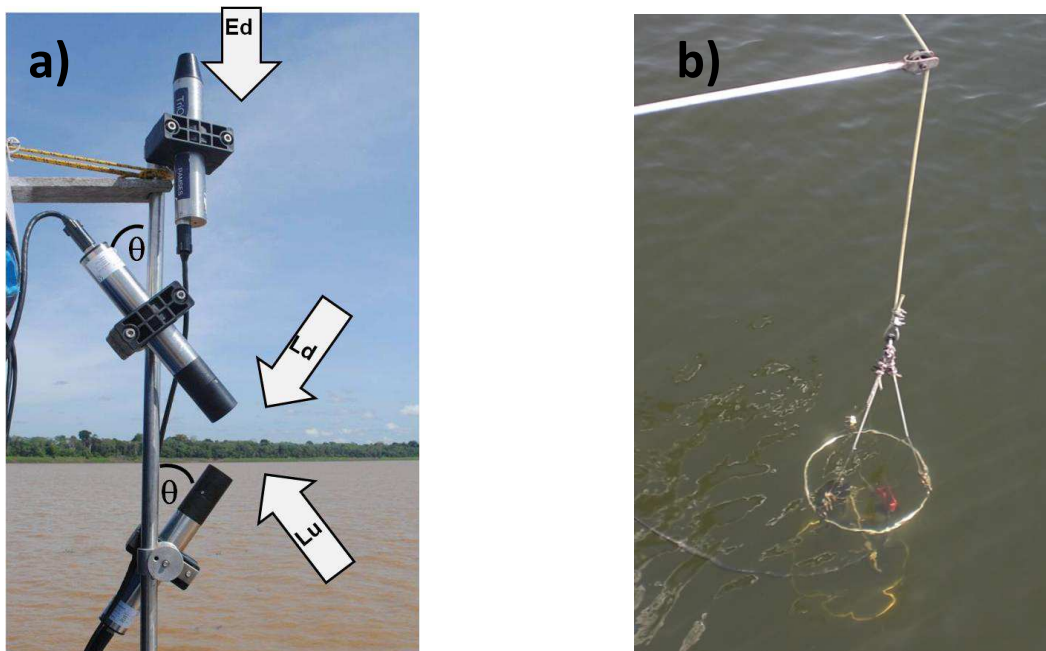


Figura 3.8. Medições radiométricas de: **a)** Reflectância e **b)** Coeficiente de atenuação vertical difuso da luz descendente ( $K_d$ )

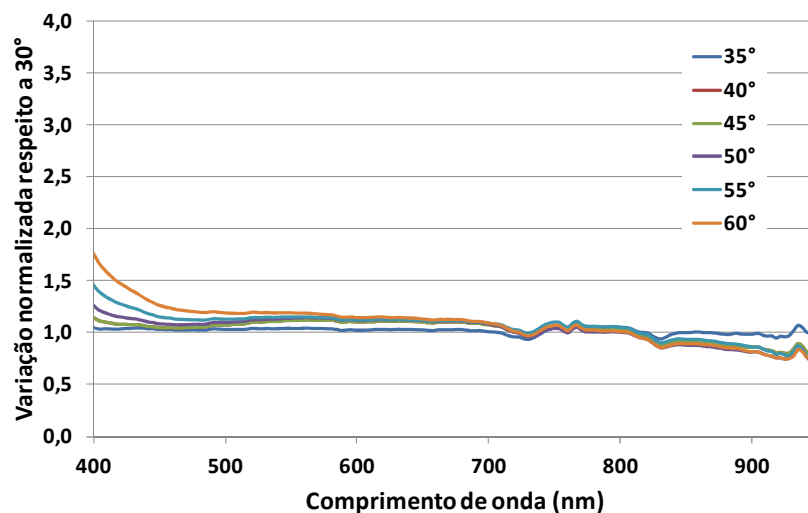


Figura 3.9. Variação da reflectância normalizada em relação ao ângulo de visada do sensor radiométrico ( $L_u$ )

### 3.1.3.2 Medições do Coeficiente de Atenuação Difuso ( $K_d$ ).

Para as medições de  $K_d$  o sensor de irradiação (RAMSES-ACC-VIS) é submergido na água. Este aparelho conta com um sensor de profundidade, cujos valores serão usados para os cálculos. Para essas medições o aparelho é colocado com o sensor de irradiação para cima (Figura 3.8b), tomando amostras de irradiação em diferentes

profundidades, até que os valores medidos fiquem perto de 1% do valor da superfície. Exemplos de valores coletados são apresentados na Figura 3.10. O valor de  $K_d$  é calculado com a Equação 3.2, como indica Jerlov, (1976).

$$K_d(\lambda) = \frac{1}{Z_1 - Z_2} * \text{Ln} \frac{Ed(\lambda)_{Z_1}}{Ed(\lambda)_{Z_2}} \quad (3.2)$$

Onde  $Z_1$  e  $Z_2$  são as profundidades e  $Ed(\lambda)_{Z_1}$  e  $Ed(\lambda)_{Z_2}$  são as medições de irradiância, nas profundidades  $Z_1$  e  $Z_2$  no comprimento de onda  $\lambda$ .

Na Figura 3.10a pode-se observar que os comprimentos de onda menores que 400 nm e maiores que 900 nm são absorvidos nos primeiros centímetros da coluna d'água. Para profundidades maiores, os comprimentos de onda do vermelho são os únicos que se propagam no meio aquático. Na Figura 3.10b pode se apreciar que a diminuição da energia, segundo a profundidade, é uma exponencial negativa. O valor de  $K_d$  é o expoente positivo da equação; no caso da Figura 3.10, o valor do  $K_d$  é de 4,62.

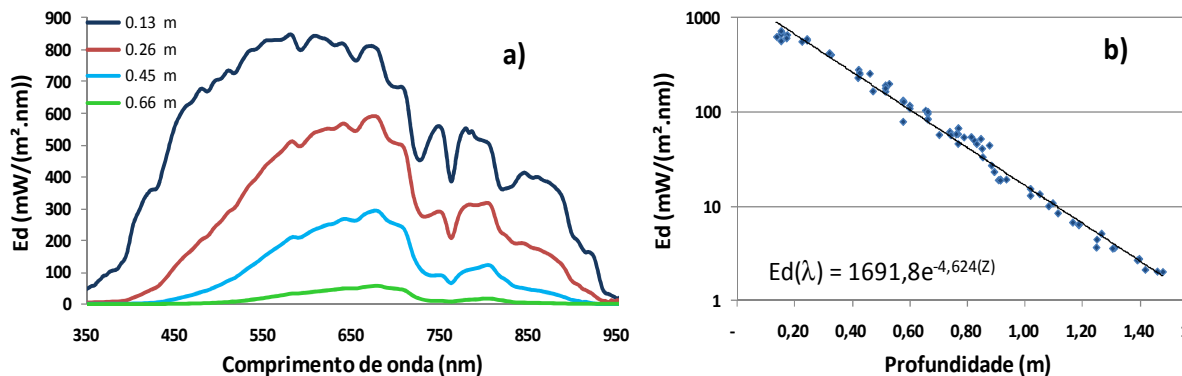


Figura 3.10. Medição de irradiância descendente em diferentes profundidades do corpo d'água, a) para todos os comprimentos de onda a 0,13 m; 0,26 m; 0,45 m; 0,66 m de profundidade b) para um comprimento de onda (670 nm) em todas as profundidades.

### 3.1.4 Imagens de Satélite MODIS

#### 3.1.4.1 Produtos MOD09 e MYD09

Para o presente trabalho foram utilizados os produtos MODIS MOD09 e MYD09 dos satélites TERRA e AQUA, respectivamente. O nível de processamento destas

imagens é 3. Elas podem ser de dois tipos: A1 e Q1 de resolução espacial de 500 m ou 250 m, respectivamente, somando quatro tipos de imagens:

- MODIS/Terra Surface Reflectance 8-Day L3 Global MOD09A1 (500 m),
- MODIS/Terra Surface Reflectance 8-Day L3 Global MOD09Q1 (250 m)
- MODIS/Aqua Surface Reflectance 8-Day L3 Global MYD09 A1 (500 m)
- MODIS/Aqua Surface Reflectance 8-Day L3 Global MYD09Q1 (250 m).

As imagens de 500 m de resolução são compostas por sete bandas. Essas imagens possuem, também, bandas de qualidade trazendo informações sobre o ângulo zenital de visada, o ângulo zenital do sol, o azimute relativo, a presença de nuvens ou de sombra das nuvens e a presença de aerossóis. As bandas eletromagnéticas são:

- |                                    |                |
|------------------------------------|----------------|
| – Banda 1 – Vermelho:              | 620 – 670 nm   |
| – Banda 2 – Infravermelho próximo: | 841 – 876 nm   |
| – Banda 3 – Azul:                  | 459 – 479 nm   |
| – Banda 4 – Verde:                 | 545 – 565 nm   |
| – Banda 5 – Infravermelho Médio 1: | 1230 – 1250 nm |
| – Banda 6 – Infravermelho Médio 2: | 1628 – 1652 nm |
| – Banda 7 – Infravermelho Médio 3: | 2105 – 2155 nm |

O produto MODIS de 250 m é composto das bandas 1 e 2 (vermelho e infravermelho), e de uma banda de qualidade geral, que contém dados básicos de qualidade.

Cada pixel MOD09 ou MYD09 contém a melhor observação diária, durante um período de 8 dias, selecionado com base no critério da qualidade de observação (ângulo de visada baixo, ausência de nuvens ou sombras de nuvens, e presença fraca de aerossóis).

Os produtos MODIS podem ser adquiridos, sem custo, através da internet (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>). Todos os produtos MODIS têm um processamento prévio, o qual está indicado no *Algorithmal Theoretical Basis Document* (ATBD), que proporciona toda a informação sobre os algoritmos usados para a geração dos produtos. O ATBD correspondente para estes produtos é MOD-08: *Atmospheric Correction Algorithm Spectral Reflectances*.

### 3.1.4.2 Resolução espacial e Espectrometria Misturada

Quando a resolução espacial é baixa, é muito provável que mais de um alvo seja representado no mesmo pixel (Figura 3.11), contribuindo na reflectância total e resultando numa radiometria misturada. Se o pixel fosse a resposta de um só alvo, seria um “pixel puro”. A Figura 3.12 representa um exemplo para um grupo de pixels com mistura espectral, o qual pode ser mostrado no espaço espectral como os *endmembers* (membros finais) definidos pelos vértices da área formada. Um *endmember* é um espectro de referência (de pixel puro ou não) que é localizado nos extremos da área formada na área espectral.

Todos os espectros mistos se localizam dentro do espaço formado pelos *endmembers*. Esta ideia pode ser levada para mais dimensões adicionando bandas espectrais. Esta metodologia também pode ser conduzida de forma inversa: se os pixels misturados são conhecidos, então os limites da nuvem de pontos são os *endmembers*.

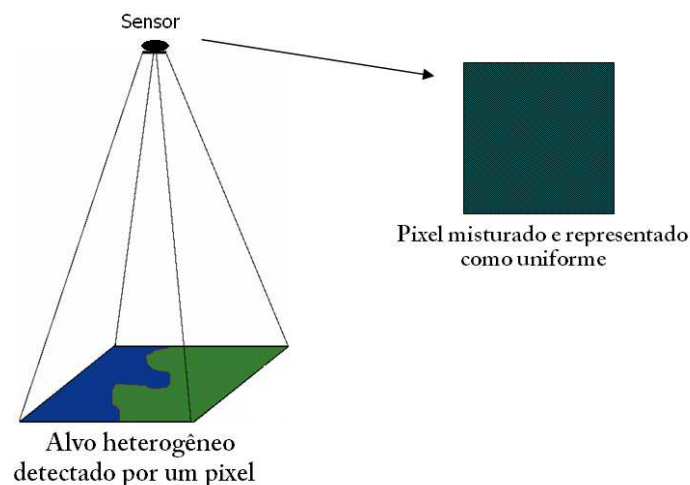


Figura 3.11. Representação da resposta do sensor ao amostrar um pixel misturado. (Adaptado de: [www.envi-sw.com/tut11.htm](http://www.envi-sw.com/tut11.htm))

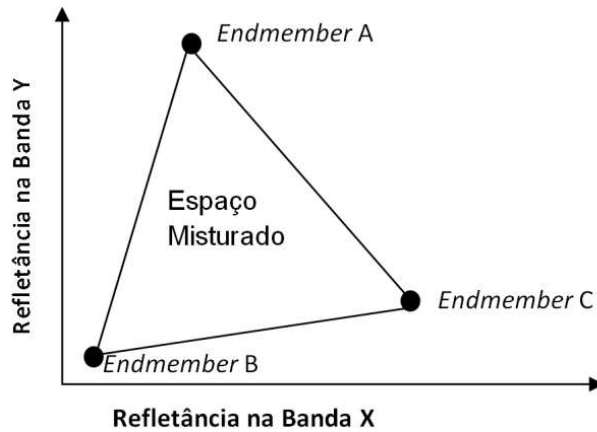


Figura 3.12. Representação bidimensional (duas bandas) do conjunto de pixels misturados entre três polos (A, B, e C). Os vértices do triângulo são os *endmembers* de cada alvo e a área interior do triângulo são os pixels misturados.

### 3.1.4.3 Análise Espectral Sub-Pixel

O modelo linear de mistura espectral assume que o espectro total de um pixel é uma combinação linear dos espectros “puros” dos materiais, ponderada em função da sua abundância na superfície do pixel. O objetivo da análise sub-pixel é determinar as dimensões da mistura espectral, ou seja, número de *endmembers*, e como se viu, o mais simples é o modelo linear.

Adams et al., (1995) e Roberts et al., (1998) indicaram que o espectro medido pelo sensor é uma combinação linear do espectro de todos os materiais no mesmo pixel. O modelo matemático pode ser expressado por:

$$R_b = \sum_{i=1}^n F_i R_{i,b} + \varepsilon_b \quad (3.3)$$

Onde  $R_b$  é o valor ou número digital da banda  $b$  do pixel que é examinado,  $F_i$  é a fração do *endmember*  $i$ ,  $R_{i,b}$  é a reflectância do *endmember*  $i$  na banda  $b$  e  $\varepsilon_b$  é o erro residual do modelo com a banda  $b$ .

Baseado nesta equação, cada pixel pode ser examinado para determinar a fração de cada *endmember* no pixel, e a qualidade do processo pode ser avaliado usando o erro médio quadrático (RMS)

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \epsilon_b^2}{N}} \quad (3.6)$$

Onde N é o número de bandas usadas.

De acordo com Roberts et al., (1998), o modelo linear é fácil de usar e de entender, não tem limitação, em relação ao número de bandas ou de alvos misturados no pixel. Porém, não é eficiente quando alvos apresentam reflectâncias parecidas.

#### 3.1.4.4 Seleção do Endmember

Os *endmembers* podem ser obtidos mediante dois métodos: o primeiro é selecioná-los a partir da imagem (usando *endmembers* conhecidos); e o segundo é derivar os *endmembers* usando os dados espectrométricos das imagens, por meio dos gráficos de dispersão das imagens, como já foi explicado (Johnson et al. 1998). A maneira mais prática consiste em acessar os *endmembers* diretamente da imagem. Porém, o inconveniente no uso de *endmembers* da imagem é que se limita o número de extremos ao número de bandas radiométricas que são usadas.

Selecionando os *endmembers* de uma imagem deve-se garantir que os pixels são de fato "puros" e não misturados, o que pode ser difícil, quando os pixels são grandes. Isso, normalmente, significa que se tem de ter os dados do terreno muito precisos e encontrar a posição exata na imagem do satélite, especialmente se esta imagem é extremamente heterogênea. Outro fator a considerar é que, se a imagem contém muitos *endmembers* e que alguns não são identificados, haverá erros nos valores das frações (Roberts et al. 1998).

#### 3.1.4.5 Extração da reflectância da água.

A análise dos dados do sensor MODIS mostra que a determinação da reflectância dos rios é dificultada pela baixa resolução espacial, podendo resultar em pixels d'água pura ou não, dependendo da largura do rio e da geometria de aquisição. A Figura 3.13 ilustra este fenômeno mostrando grande dispersão dos pixels selecionados, dentro de uma máscara aplicada a um rio. A análise dessa dispersão faz com que seja possível avaliar a mistura espectral de cada imagem. Espectralmente, os pixels puros estão



nos vértices do polígono ou linha de conexão. Em teoria, se todos os pixels fossem dentro do polígono ou da linha formada pelos *endmembers*, o modelo de mistura seria considerado um modelo linear perfeito.

A delimitação clara na representação dos canais vermelho e infravermelho próximo, sugere que os espectros de reflectância da imagem MODIS poderiam ser melhor representados por dois *endmember*: água e vegetação. Na Figura 3.14, o *endmember* da vegetação é claramente separado com uma reflectância alta no infravermelho e baixa no vermelho. O *endmember* d'água com sedimentos localiza-se do outro lado do quadro com valores moderados de reflectância no canal de vermelho e menor no infravermelho.

Observamos que a mistura espectral pode variar temporalmente por três fatores:

- A hidrologia dos rios: em função do nível d'água, a largura do rio que varia, e alguns bancos de areia eventualmente cobertos de vegetação podem surgir.
- A geometria de aquisição: a resolução espacial do sensor pode ser degradada, dependendo do ângulo de visada zenital.
- A atmosfera: presença de alguns resíduos atmosféricos mal corrigidos (borda de nuvens, aerossóis).

Em outras palavras, é impossível identificar pixels puros d'água *a priori*. Consequentemente, é necessário elaborar um procedimento específico para determinar os *endmembers* da água do rio. Neste contexto, para o cálculo da reflectância da água dos rios, com uma grande quantidade de imagens, é necessária a utilização ou automatização do processo. Para isso foi usado o algoritmo “*MODIS River Reflectance Retrieval*” (MOD3R) desenvolvido por Jean-Michel Martinez. A metodologia para a extração da reflectância do *endmember* d'água usando o MOD3R é apresentada a seguir:

- Os dados de entrada são: a série de imagens da zona de interesse é uma máscara da estação (Figura 3.13);
- O primeiro passo é a extração dos pixels da máscara, identificando os pixels de melhor qualidade (utilizando a banda de qualidade do produto de 500 metros);
- Os valores de reflectância dos pixels são classificados em grupos homogêneos, usando estes valores, mediante a metodologia estatística do *K-means*.
- O *endmember* de vegetação é automaticamente selecionado com critério, na diferença máxima entre o infravermelho e o vermelho;

- Por último, cada grupo é testado como *endmember* d'água, e o grupo que produz o menor erro residual é selecionado, solucionando o modelo linear de mistura espectral.



Figura 3.13. Máscara na estação Óbidos no rio Amazonas que pré-seleciona os pixels a serem analisados

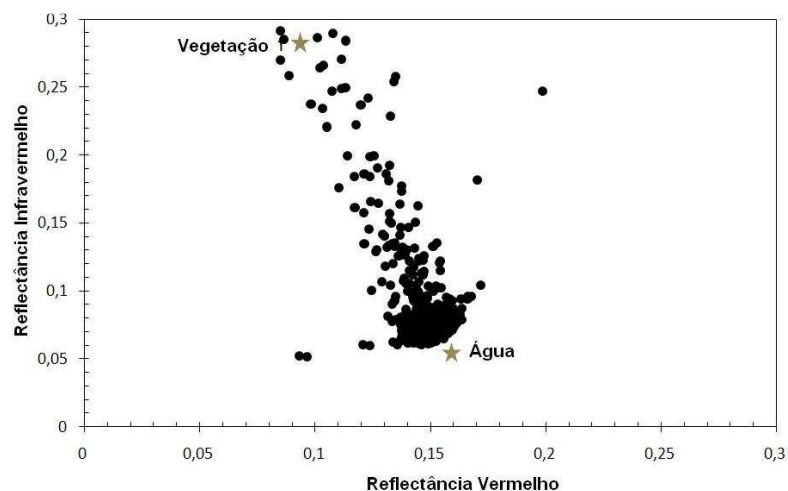


Figura 3.14. Gráfico de espalhamento dos pixels selecionados na máscara, indicando as regiões teóricas dos *endmembers* d'água e de vegetação.

A Figura 3.13 mostra a máscara da zona selecionada; unicamente os pixels dentro da máscara serão processados e a Figura 3.14 mostra os valores dos pixels nas duas bandas (vermelho e infravermelho) com as localizações dos *endmembers*.

Este procedimento é centrado na determinação automática do *endmember* d'água por testes sucessivos de um grupo de pixels, em cada modelo linear de mistura, para encontrar o grupo que melhor descreve outros grupos de pixels misturas do rio. A

classificação dos pixels em grupos é baseada no algoritmo estatístico K-means ou K-médias.

O algoritmo K-means é um método de classificação não supervisionado. Basicamente, este algoritmo busca formar grupos que são representados por K centróides, cada um identificado pelo valor médio dos pixels que pertencem a esse grupo. Um número de grupos inicial é selecionado (> 20) para a classificação, que consiste nos seguintes passos.

1. Primeiro são estimados os  $K_1$  valores dos primeiros grupos; estes  $K_1$  valores são as médias dos primeiros grupos formados pelos pixels.
2. Calculam-se as distâncias dos pixels para cada um dos centróides dos grupos. Os pixels são atribuídos aos grupos cuja distância é mínima em relação a todos os centróides.
3. Os centróides são atualizados conforme o valor médio de todos os novos pixels incorporados ou retirados.
4. Repetem-se os passo 2 e 3 até chegar a um determinado critério de convergência.

No final do processo temos  $i$  grupos com  $1 \leq i \leq K$ .

Uma vez definidos os grupos, o passo seguinte é selecionar o grupo que representa melhor o *endmember* d'água  $Ref_{\lambda, \text{água}}$ . Como não conhecemos esse *endmember*, *a priori*, temos que testar cada grupo  $G_i$  para entender qual é o que melhor descreve o processo de mistura espectral em todos os outros grupos  $G_j$ .

Para selecionar o grupo adequado se procede de acordo com a Equação 3.7 para cada banda radiométrica e para cada grupo resultado da segmentação  $j$  com  $1 \leq j \leq K$  (derivada da Equação 3.7).

$$Ref_{j,\lambda} = \alpha_j * Ref_{\lambda, \text{água}} + \beta_j * Ref_{\lambda, \text{vegetação}} + \varepsilon_j \quad (3.7)$$

Onde:

$\alpha_j$ : é a fração do *endmember* d'água no grupo  $j$ .

$\beta_j$ : é a fração do *endmember* de vegetação no grupo  $j$ .

$Ref_{\lambda, \text{vegetação}}$ : é a reflectância do *endmember* de vegetação na banda  $\lambda$ .

$Ref_{\lambda, \text{água}}$  é a reflectância do *endmember* d'água na banda  $\lambda$  a ser testada nos grupos segmentados :  $Ref_{\text{água}} \in \{ G1, G2 , \dots G_j, \dots GK\}$ .

$Ref_{j, \lambda}$ : é reflectância do grupo  $j$  na banda  $\lambda$ .

$E_{j, \lambda}$ : é o erro residual resultante da resolução da Equação (3.7) para a banda  $\lambda$  e o grupo  $j$ .

Cada grupo “ $j$ ” resultado da segmentação é testado como um candidato a *endmember* d'água  $E_{\text{água}}$ . Assim, a Equação 3.7 apresenta duas incógnitas, as frações  $\alpha_i$  e  $\beta_i$  para cada grupo “ $j$ ”. Com duas equações (para a banda vermelha e banda infravermelha) para cada grupo  $G_j$  resolvemos o sistema de equações produzindo estimativas de  $\alpha_i$ ,  $\beta_i$  e  $\epsilon_i$ . Acrescentamos uma condição de positividade das frações (algoritmo NNLS) para forçar o algoritmo a produzir estimativas realísticas de frações. Este processo é repetido para cada grupo  $G_j$  para guardar no final o resíduo total  $\epsilon_t = \sum_j \sum_b \epsilon_{j,b}$  que está associado ao candidato a *endmember* d'água. De maneira iterativa vai-se testando cada grupo como candidato a *endmember* d'água, e o grupo que produzir o menor valor de  $\epsilon_t$  será selecionado como o *endmember* d'água.

Maiores resultados e análises são apresentados no artigo B (Capítulo 5).

## **3.2 Influência das características físicas do MES sobre as propriedades ópticas**

### **3.2.1 Influência do MES sobre a Reflectância**

Como foi mencionada, anteriormente, a reflectância da água depende dos componentes que se encontram no meio aquático. Assim, na Bacia Amazônica podem-se encontrar diferentes tipos de águas, mostrando diferentes assinaturas espectrais, como se observa na Figura 3.15. As águas do rio Madeira, com grande quantidade de sedimentos, tem forte reflectância no vermelho e no infravermelho próximo. As águas de rio Amazonas, também carregadas de material particulado, apresentam alta reflectância no vermelho e um pico menor no infravermelho próximo. No rio Negro, onde as águas contém grande quantidade de material orgânico dissolvido, apresenta uma assinatura espectral muito baixa em todos os comprimentos de onda. As várzeas têm águas com material orgânico dissolvido e baixa quantidade de material particulado, mas podem apresentar fitoplâncton, em grande concentração. Isso faz com que tenham assinaturas espectrais, com maior variação no visível, e com picos no verde e infravermelho (705 nm).

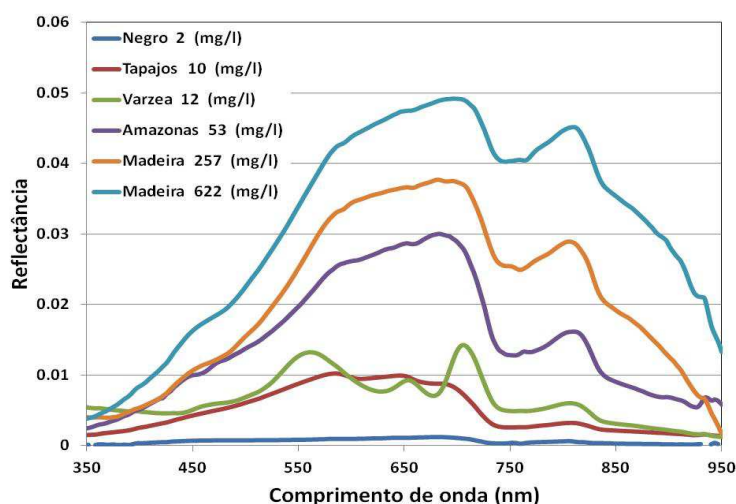


Figura 3.15. Assinaturas espectrais típicas dos diferentes tipos de água dos rios (Madeira, Amazonas, Tapajós e Negro) e da várzea de Janauacá.

A reflectância nos comprimentos de onda maiores que 950 nm é muito baixa, devido à absorção da água nestes comprimentos de onda (como visto na Figura 2.8). Nos comprimentos de onda menores que 400 nm,  $R_{rs}$  é baixo, devido à absorção de alguns elementos na água, como o material particulado e CDOM, principalmente.

A Figura 3.16 mostra a correlação entre a reflectância e o MES para todas as amostras de campo, com 279 amostras. O valor do coeficiente de correlação de Pearson ( $R^2$ ) é de 0,89 para uma função de potência. A amplitude de concentrações é de 2 a 622 mg/l, para diferentes tipos de águas (várzeas, águas pretas, águas brancas e águas claras), o que mostra que a reflectância, neste comprimento de onda, é um bom estimador da concentração em MÊS, para vários tipos de água.

Para entender o comportamento desta relação, em todos os comprimentos de onda, foi elaborada a Figura 3.17, onde se mostra uma curva de variação da correlação entre a reflectância e a concentração de MÊS, em função do comprimento de onda.

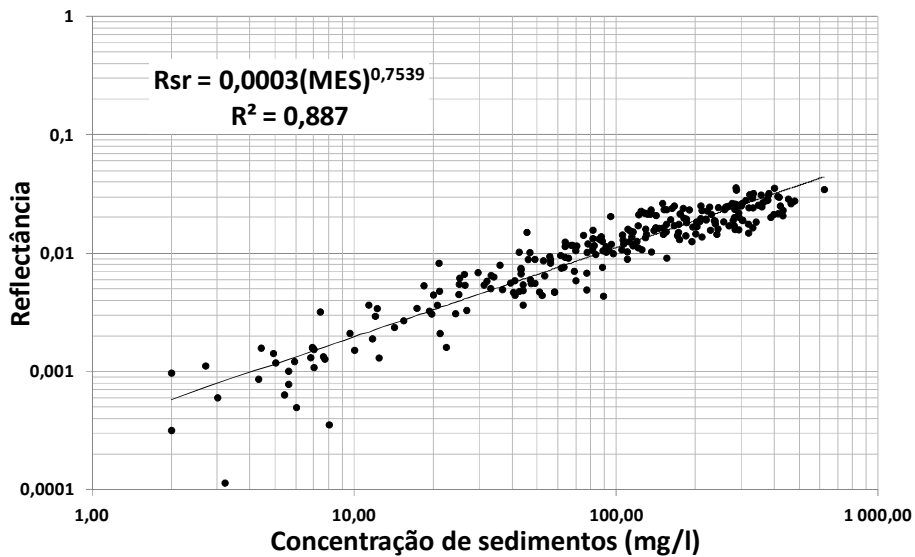


Figura 3.16. Correlação entre a concentração de sedimentos e a reflectância para um comprimento de onda de 850 nm.

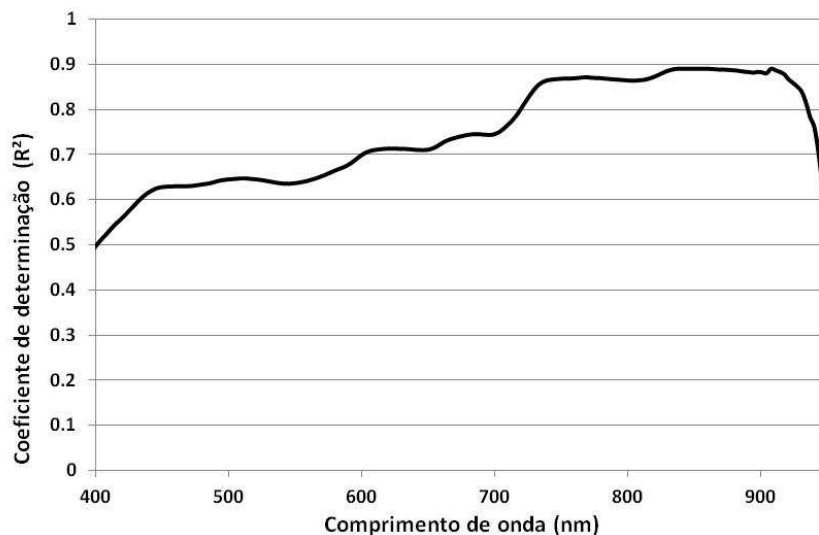


Figura 3.17. Variação da correlação de Pearson ( $R^2$ ) entre MES e reflectância, em função do comprimento de onda.

Como se pode ver na Figura 3.17 a correlação vai aumentando, à medida que o comprimento de onda aumenta, até alcançar o valor máximo em 860 nm. A variação da correlação, além dos 740 nm, apresenta poucas variações, e isso indica que a banda 2 do sensor MODIS (Infravermelho próximo) seria um bom estimador da concentração de MES. Para a banda vermelha do MODIS, a correlação é menor (0,7), devido à saturação da reflectância acima de 100 mg/l (ver artigo A).

Maiores discussões desses resultados são apresentados no artigo A (Capítulo 4).

### 3.2.2 Influência do MES sobre o coeficiente de atenuação difuso

As medições do coeficiente de atenuação vertical descendente da luz ( $K_d$ ) foram feitas de maneira pontual nos rios. Juntamente com estas medições foram coletadas amostras d'água para a medição de concentração de MES. Comparando as medições de  $K_d$  e MES podemos notar que o  $K_d$  é um estimador mais robusto da concentração de MES. A Figura 3.18 mostra a correlação entre MES e  $K_d$  para 133 amostras coletadas durante as campanhas na Amazônia, com diferentes tipos d'água e um intervalo de concentrações de 2 a 621,6 mg/l.

O coeficiente de Pearson é de 0,93 e nota-se que o valor de  $K_d$  não satura em função do MES. Nota-se também que o  $K_d$  não mostra muita dispersão mesmo com águas com baixo conteúdo de MES (< 10 mg/l).

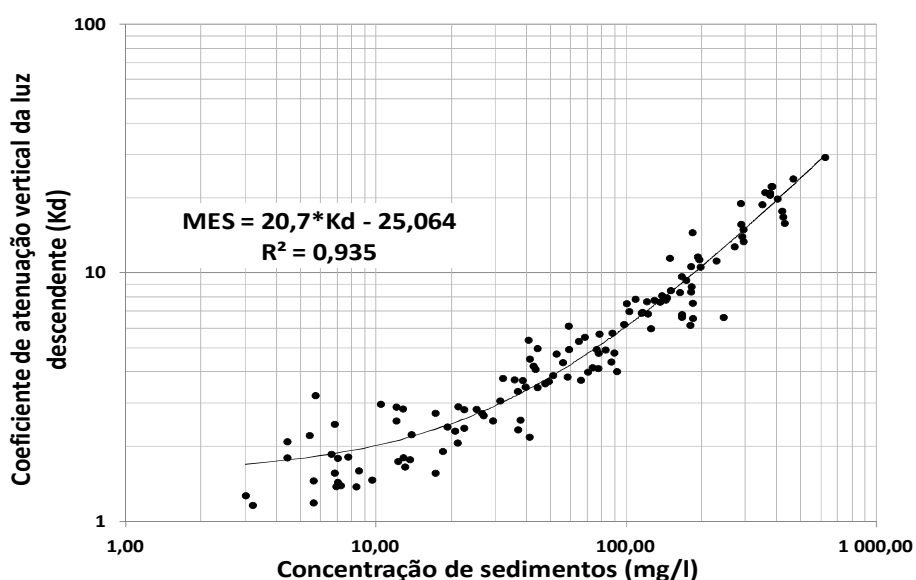


Figura 3.18. Correlação entre a concentração de sedimentos e o  $K_d$  para um comprimento de onda de 650 nm.

### 3.2.3 Influência do MES sobre o coeficiente de absorção

O coeficiente de absorção é calculado a partir dos dados de  $K_d$  e reflectância, medidos durante as campanhas, utilizando a Equação 2.17 (Aas, 1986).

Como foi visto no item 2.3.6, a absorção das águas naturais depende da absorção da água pura, CDOM, clorofila e material particulado (Equação 2.18). A Figura 3.19

apresenta a variação espectral do coeficiente de absorção para varias concentrações de MES.

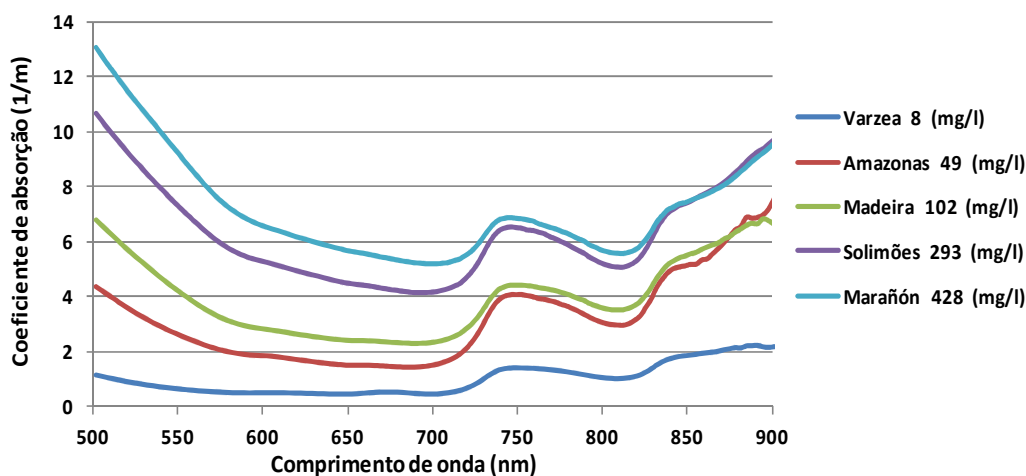


Figura 3.19. Coeficiente de absorção total para diferentes tipos de água na Amazônia.

Pode-se observar que a absorção é alta na, faixa do azul, dependendo da absorção do CDOM e do MES. No infravermelho a absorção é, principalmente, influenciada pela absorção da água pura.

### Coeficiente de absorção do CDOM

Coletamos amostras, durante três campanhas, para medição do coeficiente de absorção do CDOM, que foram realizadas nos laboratórios Departamento de Geoquímica da UFF do Rio de Janeiro, por Luciane Moreira. A Figura 3.20 apresenta os coeficientes de absorção do CDOM para vários afluentes do rio Amazonas e em várias estações, no curso principal do Amazonas/Solimões. A curva de absorção do CDOM é uma exponencial negativa. O rio Negro é altamente carregado de matéria orgânica dissolvida e apresenta valores maiores de absorção às outras águas, seguido pela várzea de Janauacá. O rio que apresenta a menor absorção é o rio Tapajós, de águas claras.



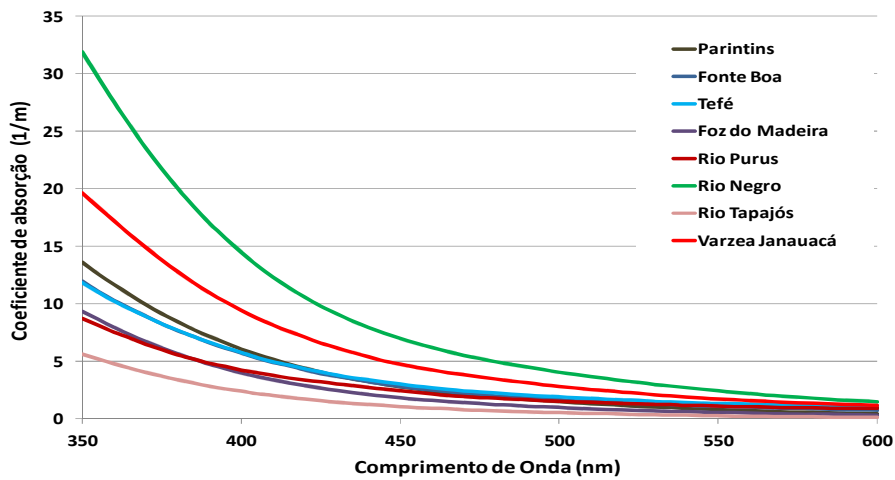


Figura 3.20. Coeficiente de absorção do CDOM para diferentes tipos de água na Amazônia.

### Coeficiente de absorção do material particulado

O cálculo do coeficiente de absorção do material particulado foi realizado de maneira indireta, subtraindo da absorção total, os valores de absorção dos outros elementos, como foi indicado na Equação 2.18. Os valores de absorção decrescem, exponencialmente, em função do comprimento de onda (Figura 3.21). Podemos observar também que a absorção aumenta, proporcionalmente, à concentração de MES.

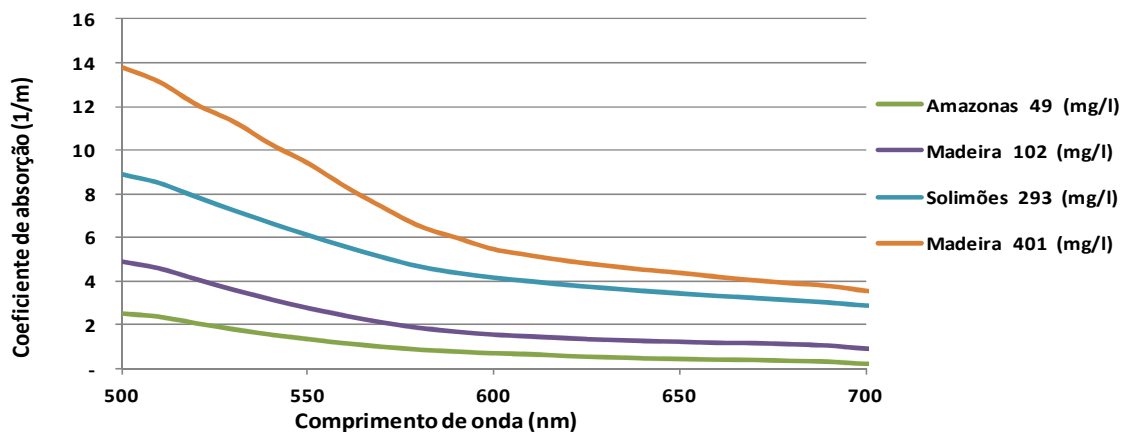


Figura 3.21. Coeficiente de absorção do material particulado para diferentes concentrações de MES d'água na Amazônia.

### 3.2.4 Influência do MES sobre o coeficiente de retroespalhamento

A partir dos resultados da absorção e contando com as medições de  $K_d$ , o espalhamento pode ser estimado com a Equação 2.16. Para essa equação os valores de  $R^{-0}$  se estimam a partir dos dados de  $R_{rs}$  (Equação 2.14). Para estimar o retroespalhamento utilizamos a equação apresentada por Jerlov (1976) (Equação 2.15).

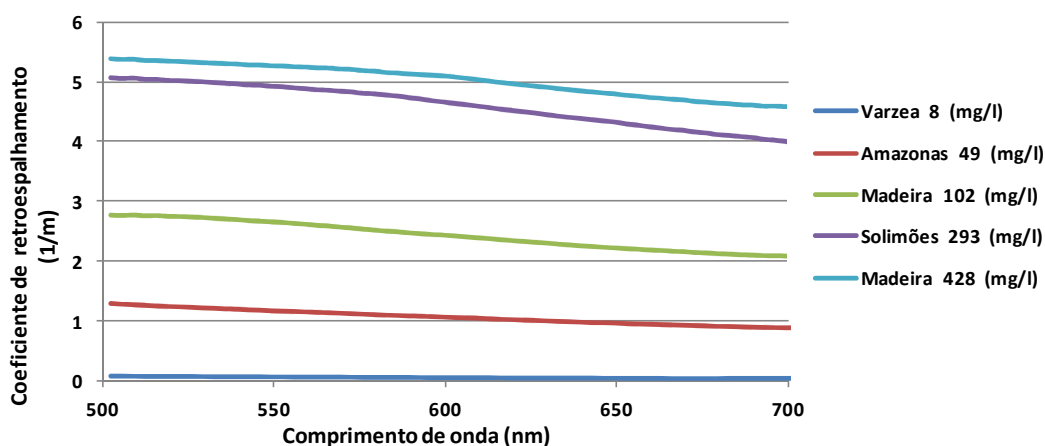


Figura 3.22. Coeficiente de retroespalhamento de diferentes águas amazônicas.

Na Figura 3.22 pode-se observar o coeficiente de retroespalhamento ( $b_b$ ) para diferentes concentrações de MES de 8 mg/l a 428 mg/l. O retroespalhamento varia, linearmente, em relação ao comprimento de onda. A Figura 3.23 apresenta uma forte relação entre a concentração de MES e o coeficiente de retroespalhamento, com um valor de  $r^2$  de 0.9.

Mais resultados e discussões são apresentados no artigo A (Capítulo 4).

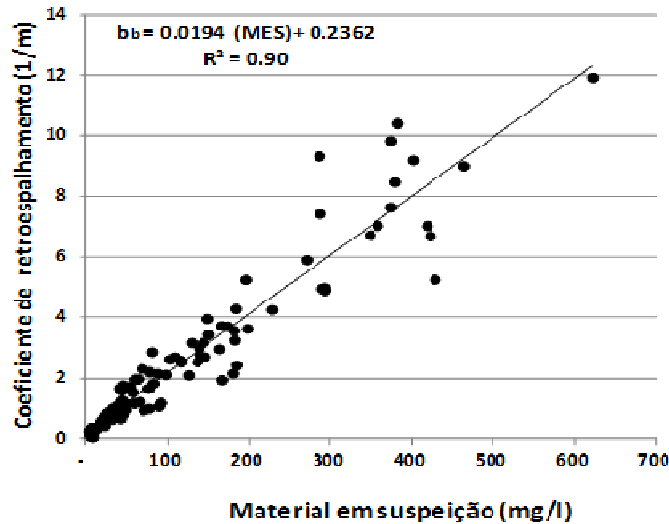


Figura 3.23. Relação entre o coeficiente de retroespalhamento ( $b_b$ ) e a concentração em material em suspensão.

### 3.3. Relação entre os dados de satélite e a espectrorradiometria de campo

Para conferir a precisão das reflectâncias MODIS extraídas pelo algoritmo proposto anteriormente, foram comparadas as medições de reflectância realizadas no campo com as reflectâncias determinadas, a partir dos sensores MODIS, em locais e datas coincidentes, e para imagens de ótima qualidade (baixa cobertura de nuvens). Para a comparação das reflectâncias MODIS com as de radiometria de campo, a radiometria de campo foi simulada para a resposta MODIS. Para isso foi calculada uma média ponderada, conforme a posição das bandas mostradas na Figura 3.24.

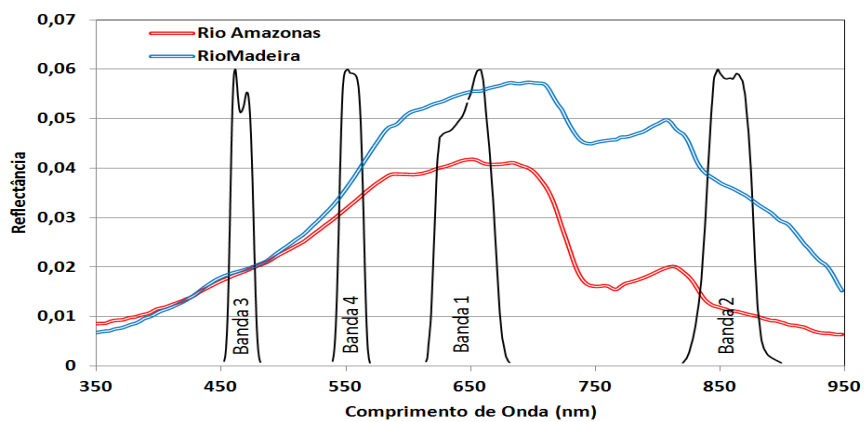


Figura 3.24. Reflectância típica das águas brancas e a posição e largura espectral das bandas MODIS.

Na Figura 3.24 pode-se observar a localização e distribuição das bandas MODIS e os espectros de reflectância das águas dos rios Madeira e Amazonas.

Nas Figuras 3.25a e 3.25b pode-se observar a relação entre as reflectâncias medidas pelos sensores MODIS e TriOS nas mesmas datas e área, para as bandas azul, verde, vermelho e infravermelho. As medidas de reflectância de MODIS são por unidade de área e as de TriOS, por unidade de ângulo sólido (estereorradiano). Essas têm que ser multiplicadas pelo valor  $\pi$  para que possam ser comparadas. Nas Figuras 3.25a e 3.25b pode-se notar isso vendo a pendente da linha, que para o satélite TERRA é de 2,95 e para o satélite AQUA é de 3,14, O  $R^2$  é igual a 0,66 com 96 dados para o sensor do satélite TERRA; e  $R^2$  igual a 0,63 com 68 dados para o sensor do satélite AQUA. Para conferir os resultados dos sensores MODIS foram comparadas as respostas dos dois sensores para o mesmo local e data. Esse teste pode ser observado na Figura 3.25c, dando um  $R^2$  de 0,98 com 48 imagens coincidentes em uma linha muito perto de 1:1. Comparações mas detalhadas são também apresentadas no artigo B.

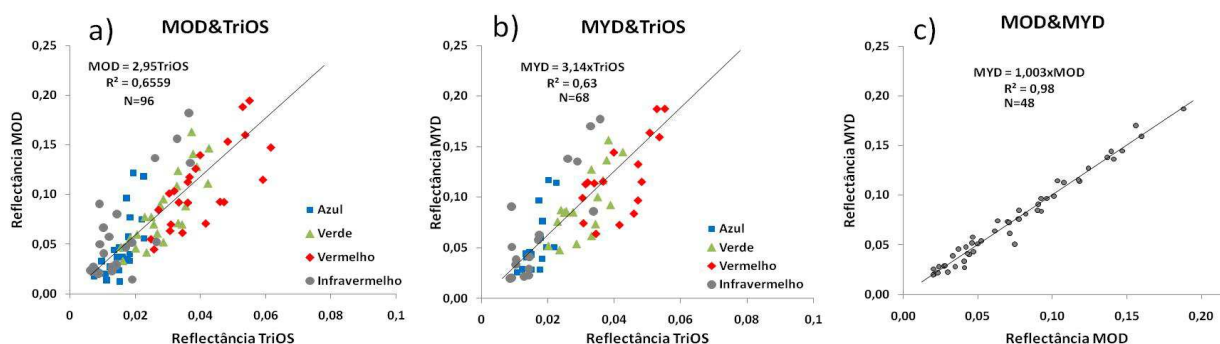


Figura 3.25. Relação da reflectância do sensor MODIS e as medidas de campo com os espectrorradiômetros para os diferentes comprimentos de onda do MODIS: a) MODIS a bordo do satélite TERRA (MOD) e TriOS, b) MODIS a bordo do satélite AQUA e TriOS (MYD) e c) MODIS a bordo do satélite TERRA e AQUA

A Figura 3.26 compara a relação entre a concentração de MES e: 1) a reflectância de campo em 851 nm; 2), a reflectância simulada do sensor MODIS a partir dos dados de espectrorradiometria. Entre as duas séries de pontos observamos uma mínima diferença. Isso confirma a observação da Figura 3.17, onde vimos que a correlação

reflectância / MES não apresentava variações significantes na faixa da banda infravermelha do MODIS (841 a 876 nm).

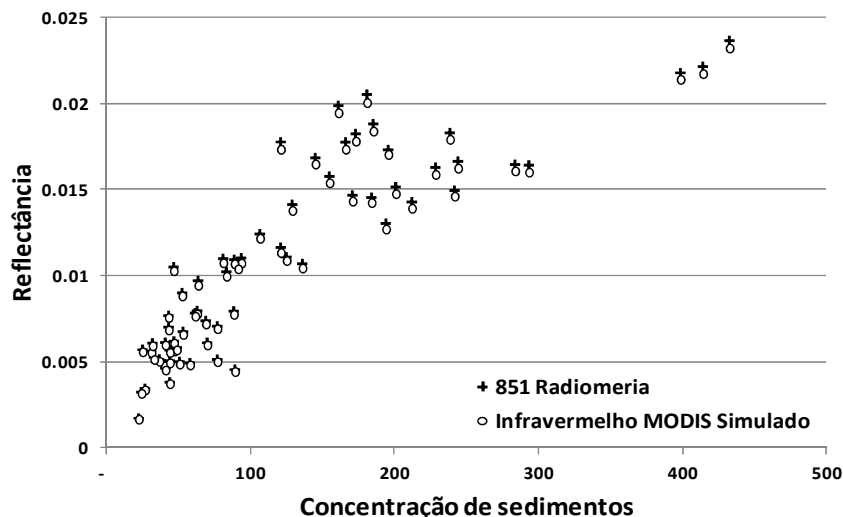


Figura 3.26 Relação entre os dados de MES das campanhas e a reflectância de espectrorradiometria em 851 nm (+) e simulado para a banda infravermelha MODIS (841 a 876 nm) (o), para as águas do rio Solimões/Amazonas.

### 3.4 Relação entre a reflectância medida por satélite com a concentração e tipo de MES

Grandes quantidades de imagens podem ser processadas com a ferramenta computacional MOD3R, analisando séries temporais, desde o ano 2000, o que significa mais de 500 imagens composta de 8 dias para o satélite TERRA e mais de 400 para o satélite AQUA. Os valores de reflectância de ambos os satélites são combinados, gerando uma serie única de reflectância, com base nos parâmetros de qualidade das respectivas imagens.

A Figura 3.27 apresenta na estação de Tamshiyacu as séries temporais de dados de concentração de MES e de reflectância da banda infravermelha MODIS. Nesta estação o rio Amazonas tem uma largura de 1200 m e apresenta um intervalo de dados de concentração entre 36 e 877 mg/l. Apesar da variabilidade temporal média de 37% entre duas amostras de MES ,consecutivas, a 10 dias (máxima de 300%), a reflectância do infravermelho é bem correlacionada com a concentração de MES. As

duas séries apresentam um coeficiente de correlação satisfatório,  $R^2=0.62$  (Figura 3.28).

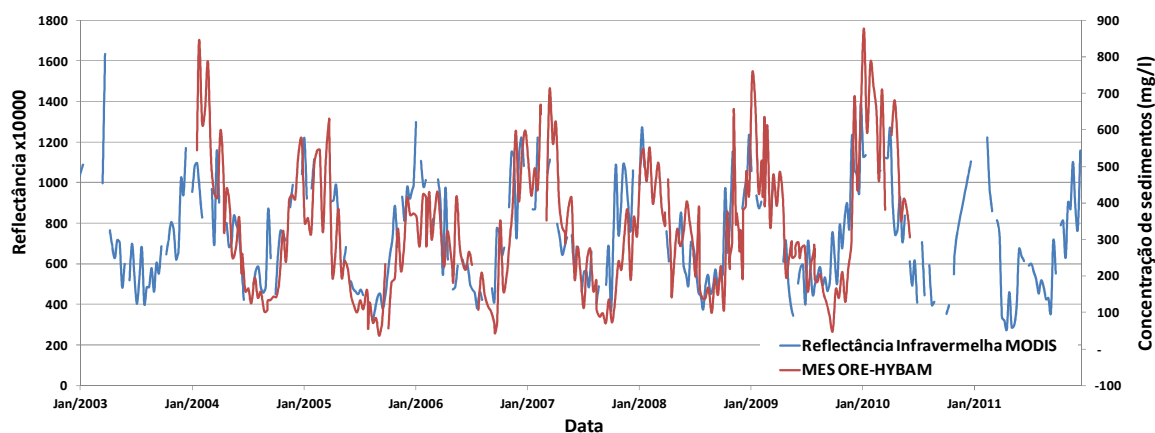


Figura 3.27. Série temporal de MES da rede ORE-HIBAM e da reflectância infravermelha MODIS na estação de Tamshiyacu.

Vale ressaltar que as comparações reflectância / MES são realizadas com os dados da rede ORE-HIBAM, que representam amostras pontuais de 500 ml e os dados MODIS, onde cada pixel cobre uma superfície de 250 x 250 m, equivalente a sete campos de futebol. Essa diferença de escala gera diferenças entre as duas estimativas.

Maiores detalhes são apresentados no artigo C (Capítulo 6).

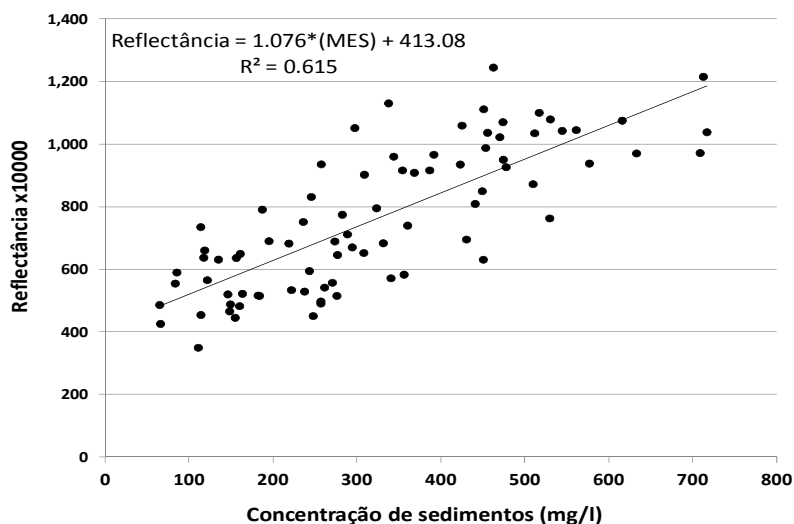


Figura 3.28. Correlação entre MES da rede ORE-HIBAM e a reflectância infravermelha MODIS na estação de Tamshiyacu.

No Caso do rio Madeira foi encontrada uma variação sazonal na reflectância. Na Figura 3.29 pode-se observar esse efeito: nos meses de novembro e abril têm-se valores de reflectância próximos, mas os valores de MES são muito diferentes. Assim pode-se observar um “loop” ou laço em sentido anti-horário, com os meses de maior reflectância e MES em janeiro e fevereiro.

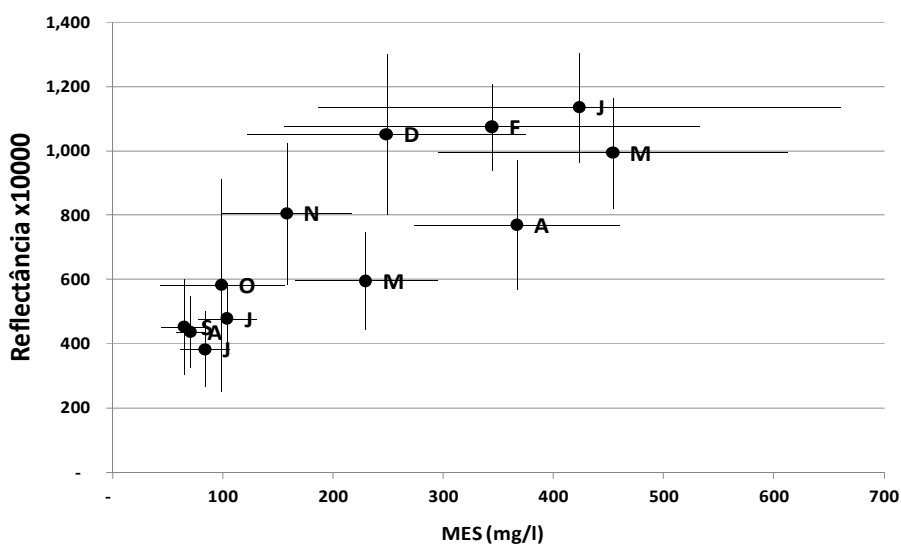


Figura 3.29. Relação da média dos valores da reflectância e MES para o período 2000-2011, na estação de Fazenda Vista Alegre (rio Madeira). As barras de erro mostram o desvio padrão. A letra indica o mês.

Como foi proposto por diferentes autores (Doxaran et al., 2002; Froidefond et al., 2002; Topliss et al., 1990) o uso de uma razão das bandas infravermelho (IV) e vermelho (V) deve permitir reduzir os efeitos de mineralogia e granulometria das partículas. Usando esta técnica a correlação foi melhorada significativamente e a influência temporal foi reduzida notavelmente. A Figura 3.30 mostra a relação entre a razão de bandas IV/V e a concentração de sedimentos na estação de Fazenda Vista Alegre, sendo que o mesmo efeito foi observado na estação de Porto Velho. O laço e a eficiência do uso de razão de bandas foram comprovados também com as medições espectrorradiométricas de campo.

Os resultados e as análises deste trabalho são detalhados e interpretados no artigo de D (Capítulo 7).

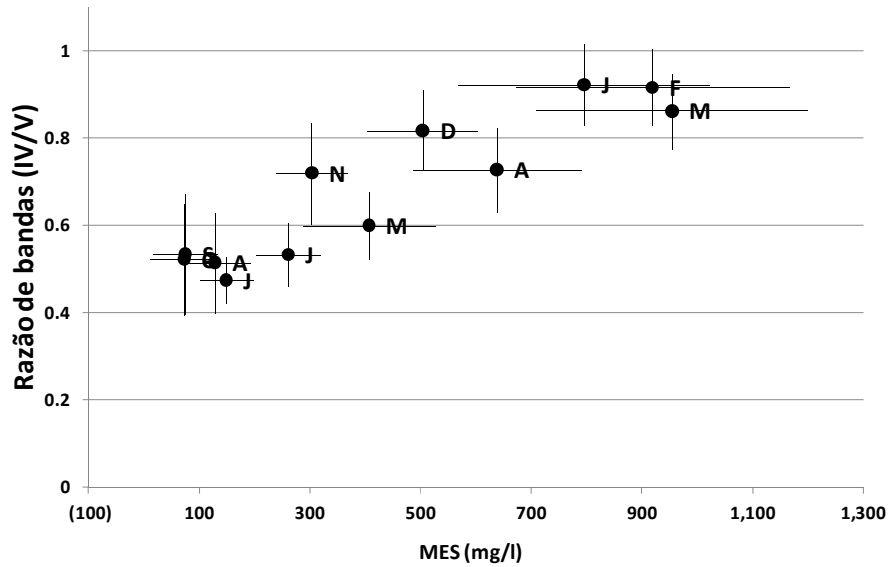


Figura 3.30. Relação da média mensal dos valores de cada MES da razão (IV/V) e MES para o período 2000-2011 na estação de Fazenda Vista Alegre (rio Madeira). A letra ao lado de cada ponto indica o mês.

### 3.5 Estimativa da vazão sólida nos rios por satélite

Com os dados de MES coletados durante as campanhas é possível determinar uma relação entre os valores de MES superficial e a MES na secção do rio. Assim com os dados de MES estimados com o satélite e a vazão do rio no mesmo local, podemos estimar o fluxo total de sedimentos em suspensão, ou seja, a vazão sólida. A Figura 3.31 mostra a variação temporal da descarga de sedimentos em suspensão estimada a partir dos dados MODIS e a descarga líquida nos rios Marañon e Ucayali. Podemos notar que a descarga anual de sedimentos não é correlacionada diretamente à vazão líquida anual. Observamos que o rio Ucayali é o grande fornecedor de sedimentos ao rio Amazonas. Para o período estudado no artigo C, a vazão sólida do rio Ucayali mostra um aumento principalmente nos anos de 2000 a 2003, enquanto a vazão sólida do rio Marañon estava diminuindo, ligeiramente. Para o período estudado a vazão sólida foi estimada em  $393 \times 10^6$ ,  $149 \times 10^6$  e  $270 \times 10^6$  ton/ano nas estações de Tamshiyacu, San Regis e Requena, respectivamente. Estes dados são coincidentes com os resultados publicados por Guyot et al. (2007).

Este estudo é apresentado com maiores detalhes no artigo C (capítulo 6).



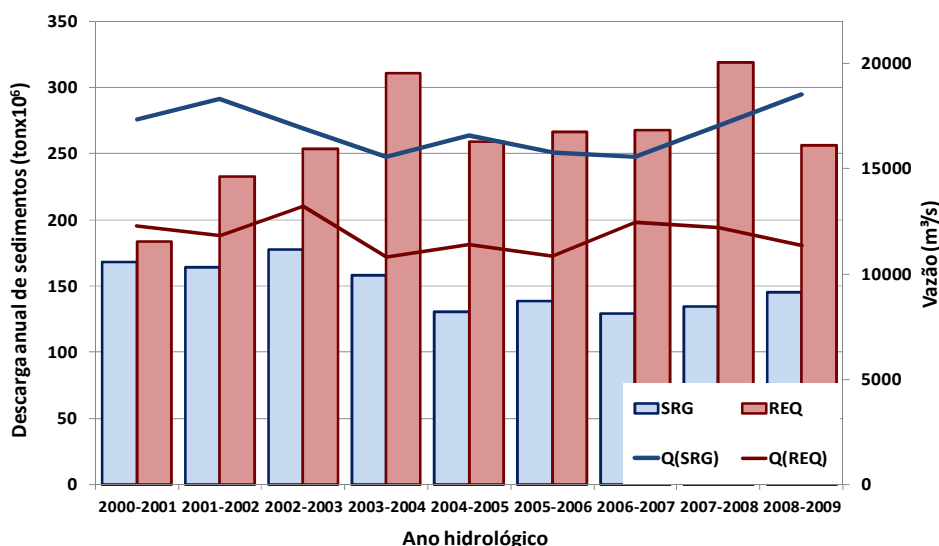


Figura 3.31. Descarga anual de sedimentos (em barras) estimados pelos dados MODIS, nas estações de San Regis (SRG) e Requena (REQ) e vazão média anual dos rios Marañon e Ucayali.

### 3.6 Monitoramento da dinâmica espacial e temporal dos fluxos de sedimentos.

As imagens de satélite permitem criar estações virtuais de concentração de sedimentos ao longo de um rio e, desta forma, mostrar as variações espaciais e temporais da concentração de MES. Essa metodologia foi testada pela primeira vez no rio Madeira. Neste estudo, as imagens MODIS foram calibradas usando os dados da rede HIBAM nas estações de Porto Velho (PV) e Fazenda Vista Alegre (FVA) – ver artigo D.

No rio Madeira as concentrações de sedimentos foram estimadas na superfície para seis estações virtuais ao longo do rio. Para reduzir a variabilidade, em curto prazo, realizamos uma média mês por mês de todos os anos. Na Figura 3.32 pode-se ver a concentração de sedimentos em superfície para cada uma das estações estimadas mediante imagens MODIS. Entre todas as estações existe pelo menos um afluente (exceto entre FVA y FOZ) que traz uma água com baixo conteúdo em sedimento. Pode-se observar que a variação temporal em ABU é de 1100 a 115 mg/l nos meses de janeiro e julho, respectivamente. Na estação de Foz a variação temporal é de 440 a 45 mg/l nos meses de fevereiro e julho, respectivamente. Para os meses de janeiro e fevereiro a variação é muito forte (de  $\approx 1000$  a  $\approx 400$  mg/l) entre ABU e FOZ e nestes meses a diminuição da concentração entre FVA y FOZ é mínima. Para os meses de

junho, julho e agosto a diminuição é mais notável entre MNI e FVA causada pela sedimentação das partículas no curso do rio.

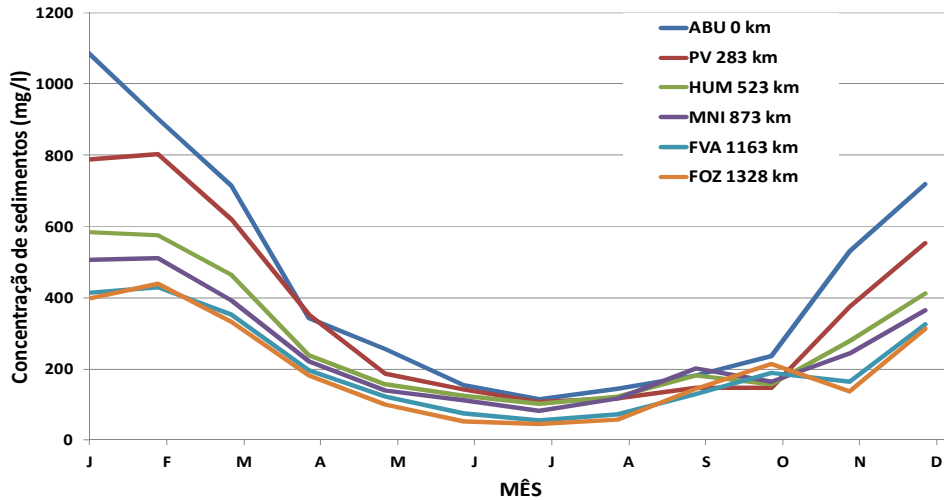


Figura 3.32. Variação temporal da concentração em MES determinada por satélite para um ano médio (2000-2011) ao longo do rio Madeira, nas estações virtuais de Abunã (ABU), Porto Velho (PV), Humaitá (HUM), Manicoré (MNI), Fazenda Vista Alegre (FVA) e Foz do Madeira (FOZ). A distância a partir da estação de ABU (km) está ao lado do código de cada estação.

A Figura 3.33 apresenta os dados correspondentes à campanha realizada em julho 2011, onde podemos corroborar, mediante três diferentes estimativas, esse fenômeno de sedimentação. As diferentes estimativas da concentração de MES provêm das coletas d'água na campanha, determinadas mediante a espectrorradiometria de campo (no mesmo local) e estimada com o sensor MODIS durante o mesmo período.

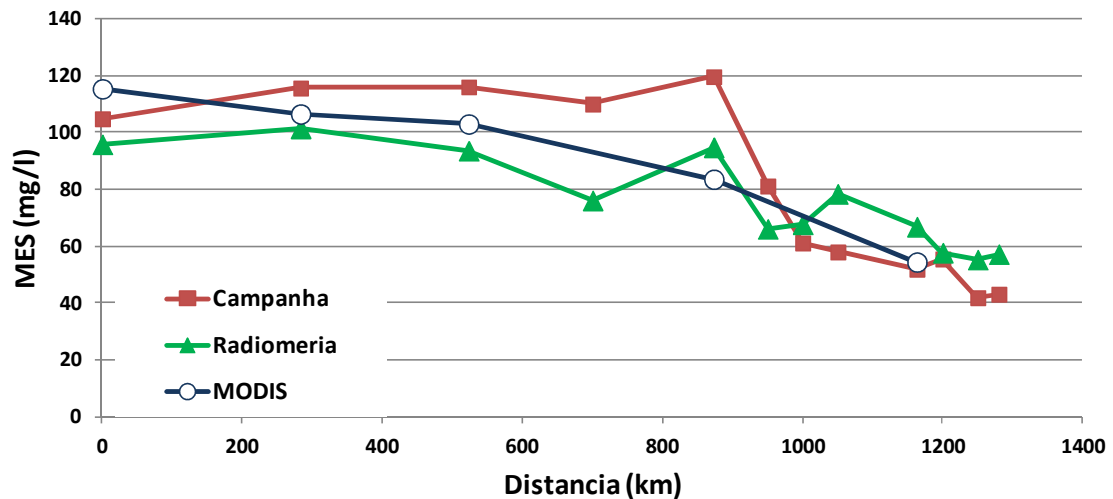


Figura 3.33. Concentração estimada de material em suspensão ao longo do rio Madeira usando as imagens MODIS, a espectrorradiometria de campo e as amostras da campanha no mês de Julho de 2011. A estação de Abuna representa o quilômetro zero e o último ponto a confluência do rio Madeira com o rio Amazonas.

Observamos que a concentração de MES na superfície diminui desde a estação de MNI (873 km a jusante de ABU), a montante da foz do rio Aripuanã de águas pretas, o que permite concluir que essa diminuição não é causada pela diluição. A diminuição de MES mais marcada (> 25%) ocorre entre os quilômetros 873 e 1000. Para interpretar esse padrão temos que tomar em conta o comportamento do rio Amazonas. Neste mes de julho o nível do rio Amazonas é muito maior que do rio Madeira, o que gera um fenômeno de barragem hidráulica, causando a perda da velocidade do fluxo d'água, e, conseqüentemente, diminui a capacidade de transporte dos sedimentos em suspensão pelo rio Madeira. Esse exemplo demonstra como o uso de sensores do tipo MODIS permite detectar robustamente processos de transporte de sedimentos, dentro do curso de um rio.

Mais análises deste caso são apresentadas no artigo D (Capítulo 7).

## **CAPITULO IV**

---

### Artigo A

## Résumé

Cet article étudie les propriétés optiques apparentes et inhérentes des différents types d'eaux du bassin amazonien en fonction de l'origine et de la concentration du matériel en suspension (SPM). Les nombreuses études réalisées précédemment sur les eaux océaniques (Cas 1) et côtières (Cas 2) ont permis de décrire précisément la variabilité des propriétés optiques des eaux marines. Pour les eaux continentales, la connaissance des propriétés optiques est loin d'avoir atteint celle acquise sur les eaux marines ce qui constitue un frein à l'utilisation des données de télédétection "couleur de l'eau" à l'intérieur des terres. Des études systématiques sont nécessaires pour documenter les variations de ces propriétés optiques à différentes périodes du cycle hydrologique et à l'échelle du bassin versant. Ces dernières années, 16 campagnes de mesure des propriétés optiques ont été réalisées dans le bassin amazonien et notamment sur les principaux fleuves drainant les SPM provenant de la Cordillère des Andes tels que le Solimões, le Madeira et l'Amazone. Durant ces campagnes, des mesures des propriétés optiques apparentes de l'eau ont été réalisées telles que la réflectance télédétectée ( $R_{rs}$ ) et le coefficient d'atténuation diffus vertical descendant ( $K_d$ ).

La  $R_{rs}$  a été mesurée avec des capteurs TriOS- RAMSES au dessus de l'eau selon le protocole de Mobley (1999). Pour la mesure de  $K_d$ , les capteurs ont été immergés afin de mesurer la variation de l'irradiance descendante en fonction de la profondeur dans la couche euphotique. Les propriétés optiques inhérentes du matériel non algal (NAP), coefficient d'absorption ( $a_{NAP}$ ) et de diffusion ( $b_{NAP}$ ), ont été calculées à partir des équations mettant en relation ces paramètres avec ceux de réflectance irradiance ( $R$ ) et  $K_d$ . Les principales caractéristiques des eaux ont été collectées simultanément aux propriétés optiques : concentration en SPM, granulométrie, minéralogie, phytoplancton et mesure de la matière organique dissoute colorée (CDOM).

279 mesures de  $R_{rs}$  et 133 de  $K_d$  ont été réalisées pour différents types d'eaux et à différentes périodes hydrologiques. Ces données ont permis de classer les eaux amazoniennes en 8 types, 3 classes correspondants aux eaux fluviales dominées par le NAP (eaux "blanches") avec un important contenu en NAP, 4 classes pour les eaux de plaines inondées et d'eaux claires avec des concentrations variables de chlorophylle et de NAP, et une classe pour les eaux noires caractérisées par leur forte teneur en CDOM. La  $R_{rs}$  est fortement corrélée avec le SPM, saturant autour de  $100 \text{ g.m}^{-3}$  du bleu au rouge et permettant de suivre la gamme totale de SPM dans l'infrarouge de 2 à  $620 \text{ g.m}^{-3}$ . La corrélation maximale ( $r^2 = 0.81$ ) est ainsi trouvée pour

la longueur d'onde de 860 nm. Le  $K_d$  est très fortement corrélé avec le SPM ( $r^2 > 0.9$  entre 500 et 850 nm) sans aucune saturation. Les équations de régression entre la  $R_{rs}$  et le SPM ne montrent pas de différences statistiques significatives entre le fleuve Madeira et le fleuve Solimoes démontrant que la  $R_{rs}$  peut être un estimateur robuste de la SPM à l'échelle du bassin versant.

Le jeu de données est séparé en un ensemble de calibration et un ensemble de validation afin d'évaluer la précision de l'inversion des AOP en fonction de la SPM. Sans surprise, un modèle en puissance avec  $R_{rs}$  réalise de meilleures performances du bleu vers l'infrarouge, avec une RMSE relative de l'ordre de 37 %. Pour  $K_d$ , un simple modèle linéaire d'inversion est nécessaire et la précision de l'inversion est de l'ordre de 18 % entre 500 et 700 nm.

Pour diminuer la sensibilité de  $R_{rs}$  à la taille des particules ou de l'indice de réfraction, l'utilisation du ratio de  $R_{rs}$  à deux longueurs d'onde est évalué. Le ratio permet d'obtenir une diminution de la dispersion dans la relation  $R_{rs}$  – SPM, légèrement pour le Solimões ( $r^2 = 0.83$  vs.  $0.73$ ) et très clairement pour le Madeira ( $r^2 = 0.62$  vs.  $0.93$ ).

Les coefficients  $a_{NAP}$  et  $b_{NAP}$  ont été calculés pour 81 points à partir des équations de Gershun et de Kirk. La moyenne de l'absorption du CDOM à 440 nm varie en fonction des types d'eaux. Pour les eaux noires,  $a_{CDOM}$  est de  $7.9 \text{ m}^{-1}$ , pour les plaines inondées  $a_{CDOM}$  de  $4.8 \text{ m}^{-1}$ , pour les eaux blanches  $a_{CDOM}$  est de  $3.3 \text{ m}^{-1}$  et pour les eaux claires  $a_{CDOM}$  est de  $1.8 \text{ m}^{-1}$ . La variation spectrale de  $a_{CDOM}$  est modélisée par une exponentiel négative dont l'exposant varie entre  $0.008$  et  $0.011 \text{ nm}^{-1}$ . La relation entre  $a_{NAP}$  à 550 nm et la SPM est très robuste ( $R^2 = 0.91$ ) mais présente une dispersion significative pour les faibles concentrations de SPM. L'absorption spécifique des particules non algales ( $a^*_{NAP}$ ), qui est définie comme l'absorption par unité de SPM est évaluée à  $0.028 \text{ m}^2/\text{g}$  pour une longueur d'onde de 555 nm. La variation de  $a_{NAP}$  est également modélisée par une exponentielle négative dont l'exposant varie entre  $0.006$  et  $0.015$  avec une corrélation négative avec la SPM. Le coefficient spécifique  $b^*_{NAP}$  est en moyenne à 555 nm de  $0.672 \pm 0.18 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$  et montre une variation spectrale du type  $\lambda^{-0.77}$  avec la longueur d'onde. Dans le fleuve Madeira, une variation saisonnière de  $b^*_{NAP}$  a été trouvée, avec des valeurs plus fortes pendant les périodes sèches, et des valeurs plus basses pendant la saison de croissance (Janvier-Avril). Cette variation explique la dépendance saisonnière trouvée pour le fleuve Madeira qui sera mentionné dans l'article C.

Les courbes spectrales obtenues pour ces eaux coïncident avec celles trouvées dans des travaux précédents confirmant que les propriétés optiques des eaux continentales sont proches des eaux turbides côtières. Cependant, la teneur en CDOM, phytoplancton et SPM des eaux continentales oblige à développer de nouveaux algorithmes d'inversion.

## Resumo

No presente trabalho são estudadas as propriedades ópticas aparentes e inerentes para diferentes tipos de águas amazônicas, em função do material particular suspenso (SPM). São muitos os estudos descrevendo, com sucesso, os parâmetros ópticos. Para águas continentais ainda não se obteve um conhecimento das propriedades ópticas como para as águas marinhas, ou seja, faltam estudos sistemáticos para analisar a variação dessas propriedades durante o ciclo hidrológico. Este trabalho apresenta, pela primeira vez, um estudo com o objetivo de documentar, sistematicamente, as variações espectrais e temporais das propriedades ópticas em uma grande bacia hidrográfica. Nos últimos anos se realizaram 16 campanhas de amostragem das propriedades ópticas, assim como, as características físicas e mineralógicas de diversas águas na bacia amazônica. Durante as campanhas foram medidas as propriedades ópticas aparentes da água, reflectância de sensoriamento remoto ( $R_{rs}$ ) e o coeficiente de atenuação vertical difuso ( $K_d$ ).

A  $R_{rs}$  foi medida com os sensores TriOS-RAMSES posicionados fora da água e em ângulos precisos para reduzir os efeitos da interface ar- água. Para a medição de  $K_d$  os sensores foram mergulhados na coluna de água realizando medidas sucessivas a diferentes profundidades. As propriedades ópticas inerentes das partículas não algais (NAP), coeficiente de absorção ( $a_{NAP}$ ) e de espalhamento ( $b_{NAP}$ ), foram calculados utilizando as medições de  $R_{rs}$  e  $K_d$ , mediante equações que relacionam os parâmetros de reflectância irradiância ( $R$ ) e  $K_d$ . De forma simultânea com as medições de radiometria foram realizadas coletas de água para diferentes análises (Concentração de sedimentos, granulometria, mineralogia, e medição de matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM)).

Realizaram-se 279 medições de  $R_{rs}$  em diferentes tipos de águas, e, em vários períodos hidrológicos. Com estes dados pode-se classificar as águas superficiais amazônicas em 8 tipos: 3 correspondem às águas brancas com alto conteúdo de sedimentos em suspensão, 4 para águas das várzeas e águas claras, com grande conteúdo de clorofila e 1 para águas pretas caracterizadas por sua alta concentração de CDOM.

A relação entre  $R_{rs}$  e a concentração de SPM varia segundo comprimento de onda, achando-se um valor máximo do coeficiente de correlação Pearson ( $R^2$ ) de 0,81 em 860 nm, para águas brancas. Estes valores demonstram que a  $R_{rs}$  é um robusto



estimador de SPM. Pode-se achar que a relação entre os valores de  $K_d$  e SPM é bastante robusta entre 495 e 860 nm ( $R^2= 0,90$ ), com uma regressão linear. As equações de regressão entre  $R_{rs}$  e SPM não apresentam diferenças significativas entre os diferentes rios estudados.

Para diminuir o efeito do tipo de sedimento foi feito uma análise de razão de bandas (vermelha / infravermelha) em diferentes rios, para pesquisar se o efeito é global ou varia de um rio para outro. Com o uso da razão de bandas no rio Solimões, a relação melhorou, levemente, porém, no rio Madeira a relação melhorou, notavelmente, incrementando o  $R^2$  de 0,62 para 0,93. Entre os dados estimados, a partir das propriedades ópticas e das amostras de SPM, se encontrou um RMSE relativo de 37%, utilizando, unicamente, uma banda. Com a utilização da razão de bandas, o RMSE diminuiu cerca de 23%, e, usando o  $K_d$  o RMSE relativo foi de 18%.

Foram estimados os valores de  $a_{NAP}$  e  $b_{NAP}$  para 81 amostras e os coeficientes de absorção do CDOM e NAP. A média de absorção do CDOM a 440 nm varia dependendo dos tipos d'água. Para as águas pretas a absorção é de  $7,9 \text{ m}^{-1}$  e para as várzeas é de  $4,8 \text{ m}^{-1}$ , para as águas brancas diminui a  $3,3 \text{ m}^{-1}$  e para as águas claras é de  $1,8 \text{ m}^{-1}$ . A relação entre  $a_{NAP}$  a 550 nm e SPM é bastante robusta ( $R^2=0,91$ ). A absorção específica ( $a^*_{NAP}$ ), que é definida como a absorção por unidade de SPM (em  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ), foi estimada em  $0,028 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ , para um comprimento de onda de 555 nm.

O valor de  $R^2$  entre o coeficiente de espalhamento a 555 nm e SPM é de 0,87 para 81 dados. O coeficiente de espalhamento específico do NAP ( $b^*_{NAP}$  em  $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ ) se calculo em 0,61 e situa-se dentro dos valores publicados para águas turbidas, entre 0,4 e  $1 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ . No rio Madeira foi encontrada uma variação sazonal de  $b^*_{NAP}$ , sendo maior na época de seca e menor no período de cheia (janeiro – abril). Esta variação explica a dependência estacional de  $R_{rs}$  achada neste rio, como será visto no capítulo 7.

As pendentes espectrais ( $S_{CDOM}$  e  $S_{NAP}$ ) obtidas para estas águas amazônicas coincidem com as achadas em trabalhos anteriores sobre águas dominadas por sedimentos, nos ambientes costeiros ou continentais como Babin et al. (2003), Ma et al. (2006 e 2007), Giardino et al. (2007), Doxaran et al. (2009), Loisel et al. (2009).

## **Analysis of the apparent and inherent optical properties of the sediment-dominated waters in the Amazon River basin**

Jean-Michel Martinez<sup>1,2</sup>, Raul Espinoza-Villar<sup>1,2</sup>, Luciane Moreira<sup>3</sup>, Elisa Armijos<sup>4</sup>

<sup>1</sup> GET, UMR5563, IRD/CNRS/Université Toulouse 3, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. E-mail : jean-michel.martinez@ird.fr

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, ICC Centro, 70910-900, Brasília, Brazil.

<sup>3</sup> Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói, Brazil.

<sup>4</sup> LBA, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA)- Universidade do Estado do Amazonas (UEA). Av. André Araújo, 2936, Aleixo, CEP 69060-001, Manaus- Brazil

### **Submitted to Journal of Geophysical Research**

#### **ABSTRACT**

The inherent optical properties of Amazon basin waters were derived from in situ measurements of the remote sensing reflectance ( $R_{rs}$  - 279 stations) and downwelling diffuse attenuation coefficients ( $K_d$  - 133 stations). Measurements of the apparent optical properties, suspended particulate matter (SPM) contents, chlorophyll-a concentrations and colored dissolved organic matter (CDOM) absorption spectra were performed during 16 cruises along the main Amazonian rivers draining the Andes. For comparison, we also collected data in the floodplains and main tributaries.

Overall, both  $R_{rs}$  and  $K_d$  were strongly correlated with the SPM, even though strong CDOM absorption limited the use of the blue spectrum. Reflectance saturation was observed from blue to red at approximately  $100 \text{ g.m}^{-3}$ , whereas the near-infrared (NIR) wavelength enabled the monitoring of the full SPM range [5-620  $\text{g.m}^{-3}$ ]. In contrast,  $K_d$  showed no saturation for SPM from green to NIR, and a linear model was calculated. The use of the reflectance ratio was investigated and shown to improve the retrieval performance.

The CDOM absorption coefficient at 440 nm varied from 1.8 to  $7.9 \text{ m}^{-1}$ . Over sediment-dominated waters, the range of variation was much more limited, and the spectral slope of CDOM absorption ranged from 0.008 to  $0.011 \text{ nm}^{-1}$ . The spectral slope of non-algal particle (NAP) absorption varied as a function of the SPM with values ranging from 0.006 to 0.015. The  $a_{\text{NAP}}(440)/\text{SPM}$  ratio averaged  $0.072 \pm 0.045 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  but with a net difference for low SPM and high SPM contents. The NAP-specific scattering coefficient at 550 nm averaged  $0.672 \pm 0.18 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  and fit a  $\lambda^{-0.77}$  relationship with the wavelength.

## 1. INTRODUCTION

Monitoring of inland water quality using remote sensing data represents a major challenge for water color researchers due to the complexity of their optical properties relative to oceanic and coastal waters (i.e., Case 1 and 2 waters). In inland waters, absorption and scattering by CDOM and mineral particles can mask the phytoplankton optical properties and show a very weak covariance, thereby invalidating most common retrieval models based on ocean color data that are used over marine waters. The optical properties of mineral particles suspended in water depend on the material concentration, size distribution and refraction index, which, in theory, could demonstrate a site- and/or time-dependent relationship between apparent optical properties (AOP) and inherent optical properties (IOP) with the inorganic particulate material.

Suspended sediment fluxes in rivers are the result of erosion, transport and deposition processes that occur within catchments. The quantification of these fluxes is necessary to monitor and understand the impacts of human activities (e.g., land use and hydraulic infrastructure) and climate change (e.g., extreme events and changes in rainfall patterns) at the catchment scale. However, an accurate calculation of sediment budgets is often difficult due to the poor availability and reliability of sediment flux data in most developed and developing countries [Walling and Fang, 2003]. Water quality monitoring networks are usually based on water sampling in different locations in a watershed (i.e., hydrological stations) to monitor the production, accumulation and transfer of certain elements of interest within the river network. The efficiency of such monitoring is therefore a direct function of the number of sampling locations and sampling frequency. In this manner, the capacity of remote sensing imagery to frequently monitor different locations over a short time span may be efficiently used to complete existing field hydrological station networks. Unfortunately, there is a lack of systematic measurements of the main AOP/IOP in continental waters that may support the operational use of remote sensing imagery for water quality monitoring.

A large number of studies have been conducted to measure the relationship between AOPs, IOPs and parameters of interest (often the pigment concentration), and various syntheses have been published for oceanic waters [Bricaud et al., 1998; Stramski et al., 2001; Morel et al., 2007] and coastal regions [Babin et al., 2003a; Snyder et al., 2008; Doxaran et al., 2009; Neukermans et al., 2012]. These syntheses have paved the way for detailed optical modeling and robust remote sensing monitoring at both the regional and global scales. A significant number of studies have also been published on inland water optical properties [Kirk 1976, Whitlock et al., 1981; Hoogenboom et al., 1998; Ma et al., 2006; Giardino et al., 2007; Gitelson et al., 2008]. However, unlike the progress that has been achieved for marine waters, there is a lack of systematic studies of rivers and lakes documenting the variability of the AOPs/IOPs in these areas to establish the foundation for the remote sensing-based operational monitoring of inland waters. In particular, it is necessary to consider the whole watershed, instead of a specific river/lake, and to determine the variation of AOPs/IOPs as a function of the hydrological cycle.

In recent years, several studies have shown that medium-resolution remote sensing imagery may be efficiently used for the operational monitoring of the suspended

sediment discharge in the Amazon River catchment. Martinez et al. [2009] have shown that it is possible to derive robust empirical relationships between the SPM and surface reflectance using corresponding MODIS 250-meter images and field samples collected over 7 years with a significant accuracy (30 %) and an absence of seasonal bias. Using 10 years of MODIS data for the Amazon River in Peru, Espinoza et al. [2012] compared upstream and downstream remote sensing-derived river sediment discharge estimates and demonstrated that satellite assessments are robust (root mean square of error of 18 %). Mangiarotti et al. [2013] analyzed how conventional network data and satellite-derived SPM estimates can be combined to improve sediment budget assessments in the Amazonian plain. Finally, Espinoza et al. [in press] analyzed the variation of the MODIS remote sensing reflectance in a tributary of the Amazon River (the Madeira River) and found good agreement between satellite-derived estimates and those from field samples. However, all of these studies have been based on empirical relationships between  $R_{rs}$  and SPM, which may prevent a generalized use of the reported remote sensing methods. Therefore, it is necessary to investigate the robustness of the link between the optical properties of water and suspended sediment to ensure the robustness of the retrieval.

The objective of this study is to understand how the optical properties of water vary across a large river basin and to determine the significance of this variability based on a large dataset of water sampling and optical measurements. In particular, we assessed the variability of the AOP/IOP for different periods of the hydrological cycle, over floodplain lakes and river mainstems as well as between different sub-catchments, focusing on the mineral fraction of the suspended particle matter. This study also contributes to the field of bio-optic modeling by extensively documenting the optical properties of the world's largest watershed.

## **2. MATERIALS AND METHODS**

### **2.1 The Amazon basin**

The Amazon catchment covers 6.2 million sq.km encompassing various soils and lithologies. The Amazon basin is composed of 3 major morpho-structural units : i) the Brazilian and Guyana cratonic shields, ii) the Altiplano, Oriental Cordillera and Subandean zone of the Andes to the west and iii) the lowlands where the main rivers progressively join to form the Amazon River. The cratonic shields cover approximately 44 % of the Amazonian basin area and are composed of strongly weathered and metamorphosed igneous rocks. The Andes account for 11 % of the Amazonian basin area and consist of Paleozoic to Meso-Cenozoic metamorphic, igneous and sedimentary rocks. The Amazonian lowlands cover approximately 45 % of the Amazonian basin and are composed of a very thick layer of Cenozoic sediments.

Interestingly, the first and most common classification used to describe the main Amazonian water types is based on their coarse optical properties, catalogued as white, clear and black [Sioli 1956]. White waters refer to waters loaded with sediment showing strong dissolved organic material, mainly originating from the Andes. Clear waters originate from the cratonic shields and show very low SPM loads but also low levels of organic matter. Black waters are of low biological productivity with near-zero SPM concentrations, have almost no nutrients and are strongly acidic due to the

organic material present in the colloidal fraction, which also gives them their dark color. The main black-water rivers drain the northern tributaries, such as the Negro River and the Trombetas River, although black waters can also be found in a large number of smaller sub-catchments in the Amazon lowlands that finally converge in the Amazon River main stem from the piedmont to the Atlantic Ocean. The white waters flow through the Madeira River and Solimões catchments that drain the southern Andes and the central and northern Andes, respectively. Herein, we mainly focus on these sediment-dominated waters along the Madeira River, the Solimões River and the reach of the Amazon River that is formed by the Madeira, Solimões and Negro Rivers.

The Amazon basin extends over 2 hemispheres and experiences contrasting rainfall regimes. Consequently, the hydrological regime shows a distinct high-water period from March to April in the Madeira catchment in the south and from June to July in the Negro catchment in the north. The Amazon/Solimões River shows an intermediate hydrological cycle as it receives waters from both the north and the south of the catchment. Overall, the hydrological regime becomes more consistent from upstream to downstream. From the Andes piedmont to the lowlands, the flood regime is monomodal with a steadily increasing water level during the rainy season. Consequently, during the majority of the hydrological cycle, the suspended sediment and geochemical characteristics of the surface water change slowly. The HYBAM network data ([www.ore-hybam.org](http://www.ore-hybam.org)) allow for assessments of the suspended sediment cycle throughout the catchment. Variations in SPM concentration are correlated with the river discharge in the Andes, whereas the SPM becomes progressively disconnected with the river discharge through the confluence with other rivers draining the forested catchments that provide almost no SPM to the system. Consequently, there is an overall decrease of the SPM concentration from upstream to downstream due to sedimentation and dilution processes. Several studies have noted that the dissolved organic carbon (DOC) concentrations show a low seasonal difference in the main stem of the river [Ertel et al., 1986; Hedges et al., 1994; Moreira-Turcq et al., 2003] of between 3 and 5 g.m<sup>-3</sup>, whereas in black waters, the DOC concentrations are typically greater than 10 g.m<sup>-3</sup>. The proportion of humic acids versus fulvic acids, known to affect the extent of light absorption, has been shown to remain relatively constant seasonally, with a ratio of fulvic to humic acids in the Amazon River at Óbidos of 3.2 ± 0.3 [Ertel et al., 1986]. The Amazon basin is marked by a large floodplain that significantly contributes to the water fluxes and mass transfer. The open floodplain lakes are affected by different processes, such as the mixing of different water masses derived from the local catchments and the rivers, resuspension processes during the low-water period and intense blooms of phytoplankton during the dry season. Such phytoplankton blooms extend over large areas during the period of decreasing water levels from July to September. The phytoplankton composition is dominated by Cyanophyceae with a significant proportion of Bacillariophyceae and Chlorophyceae [Nogueira et al. 2010].

## 2.2 Calculation of apparent optical properties: $R_{rs}$ and $K_d$

Below- and above-water radiometric measurements were performed using TriOs RAMSES radiometers operating in the 350-900 nm spectral range. One radiometer was mounted with a cosine collector for irradiance measurements, and 2 other

radiometers were equipped for radiance measurements with a field of view of 7° in air. All of the radiometers were synchronized to simultaneously measure the various optical properties.

For the majority of the locations, radiometric measurements were collected both from the boat deck to calculate the remote sensing reflectance  $R_{rs}(\lambda)$  and in the water to retrieve downward irradiance  $E_d(z, \lambda)$  profiles. Above-water measurements of the upwelling radiance  $L_u(\lambda)$  preferred to below-water measurements  $L_w(\lambda)$  due to the strong light absorption in the blue and NIR domains by water, which may result in unreliable reflectance assessments at those wavelengths. The remote sensing reflectance was calculated as  $R_{rs}(\lambda)$ :

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_u(\lambda) - \rho \cdot L_s(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (1)$$

where  $E_d(\lambda)$  is the downwelling irradiance above the water surface,  $L_u(\lambda)$  is the upwelling radiance above the surface water and  $L_s(\lambda)$  is the sky radiance that is used to correct for the skylight reflection effect at the air-water interface. The above-water upwelling radiance  $L_u$  is the sum of the upwelling radiance  $L_w(0^+)$  and the sky radiance directly reflected by the air-water interface  $L_r$ . Because only  $L_u$  is directly measurable, and  $L_w(0^+)$  and  $L_r$  are not measured,  $L_r$  is assessed as  $L_r = \rho \cdot L_s$ , where  $\rho$  is a proportionality factor. The factor  $\rho$  is not an inherent optical property of the surface and is dependent on the sky conditions, wind speed, solar zenith angle and viewing geometry. Mobley [1999] used a radiative transfer code to estimate the variability of  $\rho$  as a function of the different forcing factors. These results showed that when  $L_u$  is acquired with a viewing direction of 40° from the nadir and 135° from the sun, the variability of  $\rho$  is considerably reduced under clear-sky conditions, and a value of 0.028 is acceptable at wind speeds less than 5 m.s<sup>-1</sup>. Finally,  $L_w(0^+)$  was assessed by the subtraction of  $L_u$  and  $\rho \cdot L_s$ . To limit the effects of external factors, all radiometric measurements were acquired within the viewing geometry defined by Mobley and under low-wind conditions (0-4 m.s<sup>-1</sup>) and clear-sky conditions and for sun zenith angle values ranging from 0 to 30°.

In-water downward irradiance  $E_d(z, \lambda)$  and upward radiance  $L_u(z, \lambda)$  profiles were measured at discrete depths in rapid succession within the euphotic layer that was usually not more than 3 meters in depth. The diffuse attenuation coefficients for downward irradiance  $K_d(\lambda)$  were computed from measurements at 2 depths,  $z_1$  and  $z_2$ , as follows:

$$K_d(\lambda) = \frac{1}{z_2 - z_1} \ln \frac{E_d(z_1, \lambda)}{E_d(z_2, \lambda)} \quad (2)$$

To retrieve robust estimates of  $K_d$  at each station, at least 2 vertical profiles were collected sequentially, and the more stable profile was selected. Irradiance reflectance is an AOP that can be directly related to the main IOPs (absorption and scattering coefficient) and can be calculated from the remote sensing reflectance as follows (Morel and Gentily 1996):

$$R_{RS} = \frac{(1-\rho) \cdot (1-\bar{\rho})R}{n^2(1-rR)Q} \quad (3)$$

where  $n$  ( $= 1.34$ ) is the refractive index of water,  $R$  is the irradiance reflectance,  $p$  is the internal Fresnel reflectance at normal incidence (0.021),  $\bar{p}$  is the air–water Fresnel reflection at the interface for the entire downwelling irradiance (set at 5 %),  $r$  is the water–air Fresnel reflection for the entire diffuse upwelling irradiance (approximately 0.48) and  $Q$  is the ratio of the in-water upwelling irradiance  $E_u(0^-)$  to the upwelling radiance  $L_u(0^-)$ . If the upwelling radiance was isotropic, the  $Q$  value would be  $\pi$ . However, modeling calculations and field measurements suggest that  $Q$  may vary up to 5. We performed several direct and simultaneous measurements of  $E_u$  and  $L_u$  to derive a  $Q$  value of 3.7 that does not vary significantly with the SPM concentration.

### 2.3 Calculation of inherent optical properties: $a$ and $b$

To calculate the water absorption coefficient, we used an equation derived from the Gershun equation that allows for a direct correlation between  $R$ ,  $K_d$  and  $a$  [Aas 1987; Kirk 1994; Morel and Maritorena 2001]:

$$a = K_d \overline{\mu_d} \frac{1-R}{1+R\overline{\mu_d}/\overline{\mu_u}} \quad (4)$$

where  $\mu_d$  and  $\mu_u$  are the downward and upward cosines, respectively. Kirk [1984] showed that  $\mu_d$ ,  $\mu_u$  and  $R$  vary as a function of  $b/a$ , thereby allowing for the accurate calculation of the cosines from irradiance reflectance data. Equation (4) demonstrates the advantage of not involving the scattering or backscattering coefficient and allows for the assessment of an IOP from 2 independent measurements,  $R$  and  $K_d$ .

The water scattering coefficient  $b$  is retrieved from  $K_d$  and  $a$  using an equation based on Monte Carlo modeling [Kirk 1994, Loisel and Morel 2001]:

$$K_d = \frac{1}{\mu_0} [a^2 + G(\mu_0)ab]^{1/2} \quad (5)$$

where  $\mu_0$  is the mean underwater cosine (i.e., the mean value of the cosine of the photon angle relative to vertical) just below the sea surface. We consider vertically incident light ( $\mu_0 = 1.0$ ) corresponding to a solar elevation of  $0^\circ$ , which is similar to the mid-day solar elevation at the latitudes of the Amazon basin. Kirk [1994] calculated that for a large range of  $b/a$  (i.e., 2-200),  $G(1.0)$  varies only from 0.233 to 0.264, suggesting the use of an average value of 0.245.

### 2.4 Water sampling

In situ water quality data were collected during 16 cruises along the main Amazonian Rivers in Peru and Brazil from 2007 to 2011 in different seasons (see Table 1). This sampling scheme made it possible to register the radiometric variability of the waters in the Amazonian catchment, the river main stems and floodplains and the estuary, representing locations separated by more than 3,000 kilometers. Although the sampling program was focused on the 2 rivers draining the Andes (Amazon and Madeira rivers), samples were acquired from the tributaries and floodplain connected to these 2 streams to document the radiometric variability among the black and white

waters. A total of 279 surface reflectance samples and 133 below-surface measurements were used in this study. When possible, the above and in-water measurements were realized sequentially within approximately 15 minutes while the surface water samples were collected during each measurement for water quality assessment.

At each of the stations that were visited, a water sample for SPM concentration determination was collected at the surface either from a small boat or research vessel. It is important to note that for most of the locations, the water depth exceeded 20 meters and reached up to 60 meters at some stations. Water samples were processed onboard the ship immediately after collection. When using small ships, water samples were stored in 2-l polyethylene containers and processed on land no later than 12 hours after sampling. The samples were filtered using 0.45- $\mu\text{m}$  cellulose acetate filters (Millipore) that were previously dried for 24 h at 60 °C and weighted. After filtration, the filters were dried for 24 h at 60 °C and weighed again to determine the concentration of suspended matter. Phytoplankton pigment concentrations were measured during 4 cruises by filtering 250 ml of water through GF/F filters, which were then frozen onboard the research vessel. At the laboratory, the pigments were extracted in acetone and analyzed for chlorophyll and phaeopigment concentrations using a calibrated fluorometer. Herein, Chl is defined as the sum of Chl-a and phaeopigments.

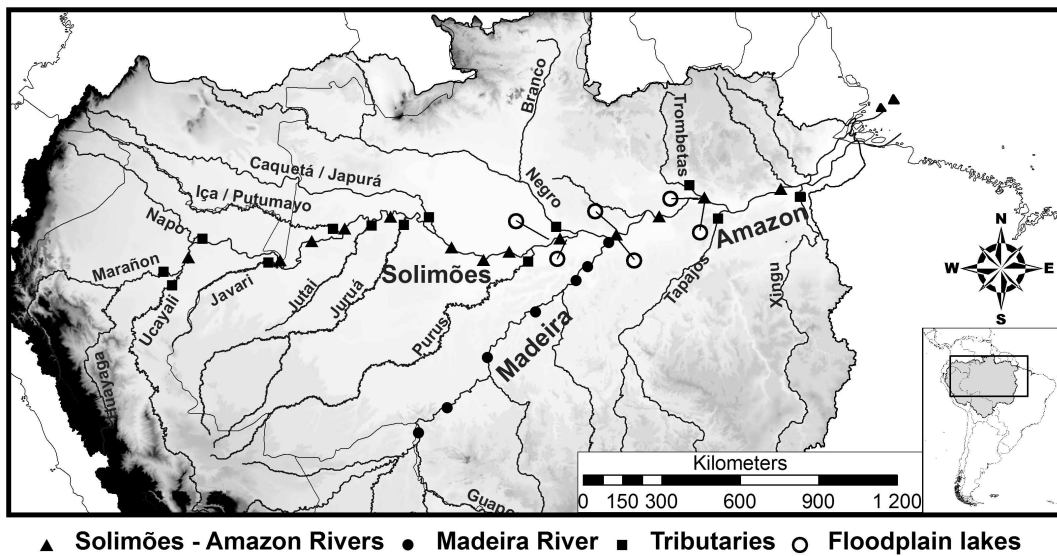


Figure 1. Location of the 42 stations for above-water (279 measurements) and below-water (133 measurements) sampling in the Amazon River basin from 2007 to 2011 along the 2 main rivers draining the Andes: the Solimões and Madeira Rivers. Stations are partitioned into 4 subgroups: 1) the Amazon River and its main tributary, the Solimões River; 2) the Madeira River; 3) other tributaries; and 4) floodplain lakes.



Campaign	Time period		Water stage	Sampling Location	Number of stations visited	
					Above Water	In Water
1	30/01/07	20/02/07	Rising	Obidos to Macapa	2	1
2	21/05/07	25/05/07	High	Manacapuru	19	0
3	10/11/07	15/11/07	Low/Rising	Manacapuru to Borba	34	2
4	15/03/08	20/03/08	Rising/High	Manacapuru to Borba	58	2
5	10/04/08	10/04/08	Rising	Amazon estuary	2	0
6	15/05/08	23/05/08	High	Manacapuru to Santarem	9	8
7	05/10/08	13/10/08	Low	Manacapuru to Santarem	14	5
8	20/06/09	06/07/09	High	Manacapuru to Santarem	18	13
9	19/11/09	28/11/09	Rising	Porto Velho to Manacapuru	7	11
10	26/03/10	30/04/10	High	Manacapuru to Porto Velho	5	7
11	08/06/10	02/07/10	Recession/High	Requena to Santarem	18	18
12	25/08/10	12/09/10	Recession	Manacapuru to Santarem	31	14
13	26/01/11	02/02/11	Rising	Manacapuru to Santarem	4	5
14	15/02/11	25/02/11	Rising	Manacapuru to Santarem	11	8
15	07/07/11	30/07/11	Recession	Abunã to Coari and Santarem	25	20
16	23/11/11	18/12/11	Low/Rising	Requena to Santarem	22	19
Total					279	133

Table 1. Location and dates of the 16 sampling campaigns conducted for this study.

Particle-size distribution analyses were performed on 39 5-l water samples collected during 6 cruises. Granulometric data were obtained using a laser grain-size measurement device (Mastersizer 2000 with a sample dispersion unit) at the CPRM Laboratory for Sediment and Water Quality. The results were modeled according to the classical Junge hyperbolic law to assess the variability of the slope coefficient and the range of sizes over which the fit could be performed.

Samples were collected during 3 cruises to assess the variability of the CDOM absorption coefficient for different types of waters and along an upstream to downstream profile of the Solimões and Amazon Rivers. Water was filtered under low vacuum on a 0.45- $\mu$ m Millipore membrane using an all-glass filtering device. The filtered samples were stored and frozen in dark 10-cl bottles. At the UFF laboratory, a 1-cm quartz cuvette was used to measure the absorbance of the filtered water between 350 and 750 nm at 1-nm increments using a dual-beam spectrophotometer. Milli-Q

water was used as a reference. After conversion to absorption coefficients, the CDOM absorption at 440 nm  $a_{\text{CDOM}}(440)$  was calculated, and an exponential function was fitted by nonlinear regression to the data to assess the exponential slope  $S_{\text{CDOM}}$ .

We analyzed 33 samples collected during 8 cruises to determine the temporal and spatial variations of the surface suspended sediment mineral assemblage along the Madeira and Amazon rivers. Samples were collected at the river surface in 25-l canisters and evaporated to a final volume of 500 ml. At the laboratory, water samples were prepared by evaporating the aqueous suspensions to dryness on a glass slide. The suspensions were prepared by the ultrasonic dispersion of 10 mg of sample in 2 ml of de-ionized water. The identification of minerals was based on their reactions to commonly used treatments: air-drying, ethyl-glycol solvation and heating to 550 °C. Based on the glycolated sample diffractograms, semi-quantitative estimates of the different clay minerals were performed manually by measuring the characteristic reflection areas.

### 3 RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.1 Variability of the SPM characteristics: concentration, granulometry and mineralogy

The SPM values of the water samples spanned more than 2 orders of magnitude [2-621.6 g.m<sup>-3</sup>], with a mean value of 140.8 g.m<sup>-3</sup>. There was a general decrease of the SPM from upstream to downstream areas along the rivers draining the Andes (the Marañon, Ucayali, Napo, Solimões and Madeira rivers). For each location, the highest TSM values were observed during the rising water period, and a decrease occurred during the remainder of the hydrological cycle. Black river waters showed very low SPM levels (i.e., < 10 g.m<sup>-3</sup>) whereas, in floodplains waters, SPM concentrations show low to intermediate SPM values [0-76 g.m<sup>-3</sup>] and were generally associated with higher organic contents.

The NAP scattering properties (i.e., the absolute values and spectral dependence) vary with the particle size distribution and may influence the AOP/IOP relationship with the SPM. Suspended sediment granulometry was obtained to assess the variability of the particle size across the different white water rivers, at different locations along the main stems and during different seasons. To characterize the particle size distribution, hydrologists often use the D50 parameter, called the median grain size, which is the grain diameter at which half of the sample is smaller and half is larger. Studies of hydrologic optics use the number size distribution  $N(D)$ , which represents the number of particles for a given size interval around the mean diameter  $D$ . It is often assumed that  $N(D)$  follows the Junge distribution as a function of increasing particle size with

$$N(D) = K \cdot D^{-j} \quad (6)$$

where  $K$  determines the scale and  $j$  is the slope of the distribution. Typical values of the factor “ $j$ ” reported for marine waters (including organic and mineral fractions) vary between 2 and 5 [Mobley, 1994]; although most studies assume a unique value for  $j$  of 4, experimental data are very limited. The value of this coefficient has been shown to be determinant because when  $j < -4$ , the relative contribution of the small particles to the total particle volume concentration decreases, and therefore, the contribution of small particles to the total light scattering decreases [Babin et al. 2003b]. The

composition of the Amazon white waters is, however, very different than that of the open ocean and coastal waters; thus, we tested the variability of the slope factor among the different rivers studied herein. Mobley [1994] and Morel and Ahn [1991] suggest that the particle size distribution in water is best described by a segmented distribution with a smaller value of  $j$  for smallest particles and a larger value of  $j$  for the largest particles. Our data demonstrate the same pattern with a slope of  $2.22 \pm 0.19$  in the  $1.1 - 15 \mu\text{m}$  range and  $4.56 \pm 0.61$  at greater than  $15 \mu\text{m}$  (see Figure 2). The limited variation in the size distribution for all of the studied samples is supported by the D50 parameter of  $12.0 \pm 2.84 \mu\text{m}$ . Interestingly, no seasonal or spatial dependences have been detected among the collected water samples.

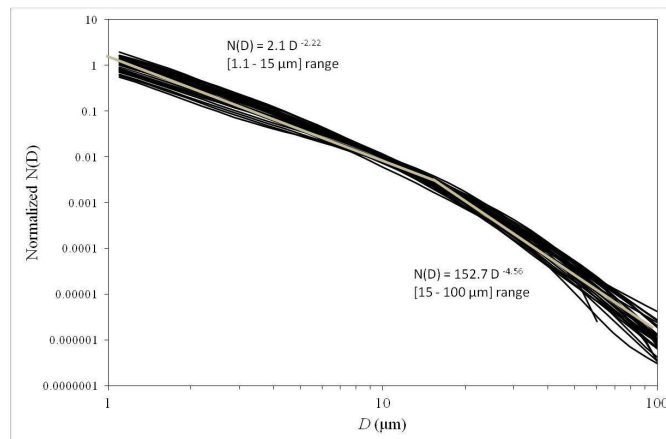


Figure 2. Particle size distribution measurements for 39 surface water samples collected along the Madeira, Solimões and Amazon Rivers. Segmented power-law functions were fitted for the small ( $< 15 \mu\text{m}$ ) and large particle ( $> 15 \mu\text{m}$ ) ranges.

As suggested by the granulometric analyses, the surface SPM is dominated by clay and silt. Guyot et al. [2007] analyzed 229 sediment samples from throughout the entire Amazon basin to document the spatial variability of the mineral assemblages. These authors report that the sediment clay phase from the rivers draining the Andes contains a dominant illite+chlorite assemblage that is enriched in smectite during transport through the lowlands. In an analysis of HYBAM samples acquired during one hydrological cycle, Viers et al. [2008] found that the Solimões and Madeira Rivers exhibit distinct suspended sediment chemical compositions, although the same researchers did not detect seasonal variations in the mineralogical compositions of the rivers.

We analyzed 33 samples collected during the field campaigns to determine the temporal and spatial variations of the surface suspended sediment mineral assemblages. Our results confirm previous reports, showing a balanced composition of quartz (10-20 %), kaolinite (20 %), illite (20-40 %) and smectite (20-40 %). We detected a limited but significant increase in the smectite composition from low water to high water, which is consistent with a stronger contribution of lowland tributaries and floodplains to the main stem flow during the high flood phase. Comparisons between the Madeira and Solimoes systems showed higher smectite content in the Solimoes system and a higher illite content in the Madeira River, whereas the quartz and

kaolinite remained stable. These observations highlight a limited but significant variability in the type of suspended sediment that may be related to the seasonal and/or spatial dependency of the reflectance over time.

### 3.2 Classification of the $R_{rs}$ spectra

A cluster analysis was applied to classify the entire set of  $R_{rs}$  spectra into homogeneous groups. For this analysis, we used the k-means unsupervised classification technique, which categorizes the data set into classes based on the natural distribution of the data in multivariate space. In contrast to supervised classification techniques, this approach does not require predefined classes. To define the optimal number of classes, we used a hierarchical cluster method of applying Ward's algorithm to squared Euclidian distances between the spectra [Lubac and Loisel, 2007]. To enhance the spectral shape of the  $R_{rs}$  spectra in the classification, each  $R_{rs}$  spectrum was previously normalized by its integral calculated over the entire spectrum. The initial dataset of 279 spectra was reduced to 171 spectra to avoid the over-representation of the Solimões River and Madeira River samples. The analysis of the hierarchical clustering showed that the partition into 8 classes minimized the within-cluster variances. Figure 3 shows the mean spectrum of each class, and each group is described below.

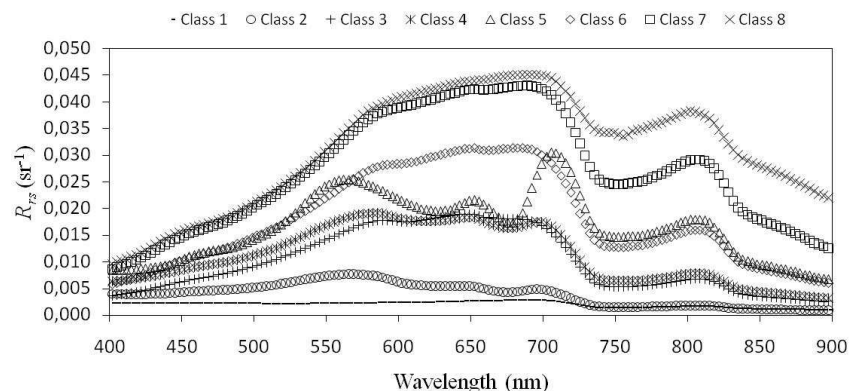


Figure 3. The mean  $R_{rs}$  spectra obtained for each class as calculated by the Kmeans clustering technique.

Class 1 consists of the Rio Negro black waters ( $N = 3$ ). This class presents the lowest reflectance values of  $< 0.003 \text{ sr}^{-1}$ , with a slightly increasing reflectance from blue to red wavelengths. This pattern is directly related to the high CDOM concentration associated with low Chl and SPM values. Class 2 includes black- and clear-water stations that mainly occur in the floodplain ( $N = 4$ ). The class spectrum slowly increases from 400 to 570 nm and then declines gradually toward the higher wavelengths. Chlorophyll-a absorption at approximately 665 nm is clearly apparent, although the other characteristic Chlorophyll-a absorption peak at 440 nm is not detected. This class presents the lowest SPM loads and a high Chl concentration (mean =  $34.4 \text{ mg.m}^{-3}$ ). Class 3 mainly consists of the productive floodplain waters ( $N = 21$ ) and samples from river confluences. For this class, the reflectance increases sharply from 400 to 575 nm and presents a wide maximum up to 700 nm. The local minimum observed at approximately 675 nm most likely corresponds to the presence

of Chlorophyll-a. A second reflectance maximum is detected at 800 nm. This class presents intermediate SPM values (mean =  $21.9 \text{ g.m}^{-3}$ ) and a high Chl concentration (mean =  $21.5 \text{ mg.m}^{-3}$ ). Class 4 is also mostly composed of floodplain waters and river confluence stations (N = 28). This class shows a very similar spectral pattern and reflectance values to those of class 3, although the first reflectance maximum is shifted toward larger wavelengths at 585 nm, and the reflectance does not exhibit marked absorption troughs up to 700 nm. Class 4 is associated with intermediate SPM values (mean =  $23.4 \text{ g.m}^{-3}$ ) but lower Chl concentrations (mean =  $9.5 \text{ mg.m}^{-3}$ ) than Class 3.

Class 5 consists of some floodplain waters (N = 6). This class presents 2 distinct maxima of comparable amplitude: one near 550 nm and one near 705 nm. The first peak matches the Chlorophyll-a absorption minimum in the green spectrum, whereas the second peak corresponds to the Chlorophyll-a absorption minimum in the red spectrum. Two local minima detected at 625 and 675 nm correspond to the absorption maximum of phaeopigments and chlorophyll-a pigments, respectively. We note the absence of any pigment-induced absorption pattern in the blue part of the spectrum, which is likely due to the strong absorption by CDOM. Not surprisingly, Class 5 shows the highest Chl concentration ( $66.9 \text{ mg.m}^{-3}$ ) among all classes and an intermediate SPM value (mean =  $39 \text{ g.m}^{-3}$ ).

Classes 6, 7 and 8 include river sediment-dominated waters showing strong SPM concentrations. All of these classes show similar spectral patterns with sharply increasing  $R_{rs}$  values from 400 to 580 nm and a much less pronounced increase up to 700 nm. Class 6 (N = 57) presents intermediate SPM values ( $72 \text{ mg.m}^{-3}$ ) and a low Chl value of  $1.8 \text{ mg.m}^{-3}$ . Class 7 (N = 33) shows strong SPM values ( $187 \text{ mg.m}^{-3}$ ), and Class 8 (N = 19) shows the highest SPM values ( $368 \text{ mg.m}^{-3}$ ) associated with low Chl-a concentrations ( $< 1 \text{ mg.m}^{-3}$ ). It is important to note that Classes 7 and 8 can only be discriminated based on the shapes of their NIR spectra, although they show very different SPM values. Interestingly, although the spectra were normalized to enhance the spectral shape in the classification, the  $R_{rs}$  classes represent rather homogeneous classes as a function of SPM or Chl.

### 3.3. The relationship of $R_{rs}$ and $K_d$ to SPM: average relationship

Figure 4 shows the variation of the remote sensing reflectance at 670 nm and 850 nm as a function of the SPM for 279 samples collected during the 16 cruises in of all the studied rivers and floodplain lakes. Although the reflectance in the red and NIR channels shows a clear increasing trend as a function of the SPM, we note a strong difference between the channels. Although the red channel shows saturation at approximately  $100 \text{ g.m}^{-3}$ , we cannot define a saturation point for the NIR channel up to  $600 \text{ g.m}^{-3}$ , demonstrating a remarkable sensitivity to the SPM concentration over 2 orders of magnitude. The dispersion around the main trend appears to be stronger for lower SPM values, specifically for the floodplain stations. Linear regressions between the natural logarithm of the wavelength and of  $R_{rs}$  for the Madeira River and Solimões River show similar intercepts ( $p = 0.763$ ) and slopes ( $p = 0.461$ ). In contrast, the slopes and intercepts for Madeira River and Solimões Rivers are different when compared with the tributary and floodplain samples ( $p < 0.001$ ). However, the fact that the SPM range for the floodplains (mean SPM =  $22.9 \text{ g.m}^{-3}$ ) is much lower than for the Madeira (mean SPM =  $239.3 \text{ g.m}^{-3}$ ) and Solimões (mean SPM =  $128.9 \text{ g.m}^{-3}$ ) Rivers limits the

relevance of this statistical result. The clear correlation between SPM and reflectance for all of the water types and seasons demonstrates that SPM is clearly driving the water optical properties in the majority of the waters of the Amazon Basin. However, whereas the SPM is mainly composed of mineral particles at high concentrations and along the white-water rivers, the composition of the suspended matter may be much more diverse at low SPM values with a much larger organic fraction (living and non-living). Studies have reported that white-water rivers show low particulate organic carbon (POC) contents (1-4 % weight percent relative to the SPM concentration) [Moreira-Turcq et al., 2003]. These relationships have been confirmed for a wide range of riverine environments throughout the world, demonstrating that the POC/SPM ratio decreases with increasing SPM, reaching approximately 1 % for SPM levels of greater than 100  $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  [Coynet et al., 2009; Meybeck 1993]. In the Amazon River, it has been shown that the POC concentrations directly vary with the discharge volume, and higher concentrations occur during high water periods (corresponding to low SPM concentrations). In black and floodplain waters, the POC concentrations are much higher, with weight percentages of up to 25 %. This variability and importance of the organic fraction relative to the inorganic fraction clearly affects the reflectance level at low SPM concentrations (i.e.,  $< 20 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ).

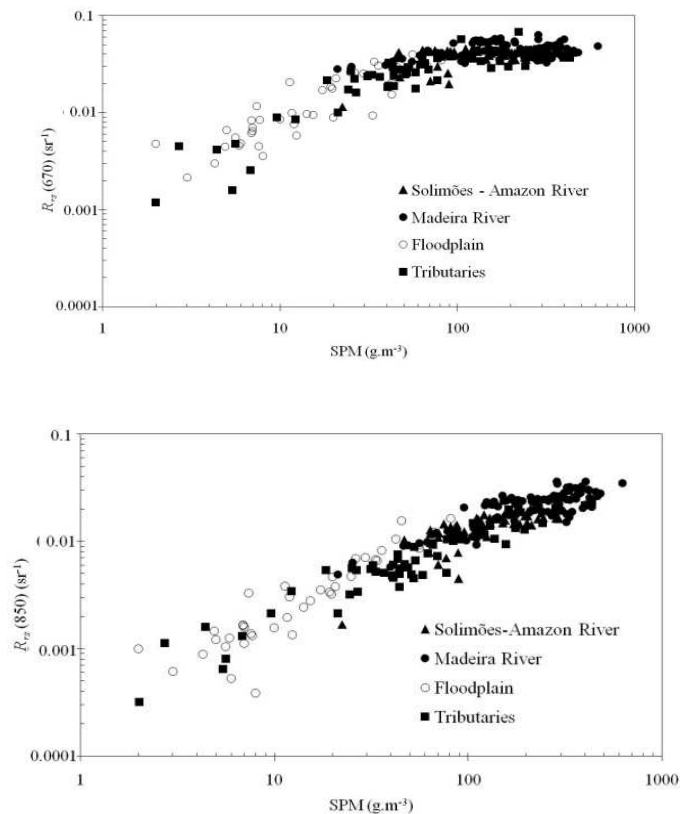


Figure 4. Variation of  $R_{rs}(670)$  (left) and  $R_{rs}(850)$  (right) as a function of the SPM concentration. The collected samples are identified based on their sampling location: the Solimões and Amazon Rivers (triangles), the Madeira River (Black circles), the floodplain lakes (White circles) and all of the tributaries (squares).

Figure 5 shows the variation of  $K_d(650)$  as a function of the SPM for 133 samples collected during the 16 cruises in all of the studied rivers and floodplain lakes. Unlike

the  $R_{rs}$  at the red wavelength, saturation is not observed for up to  $620 \text{ g.m}^{-3}$ . The dispersion is relatively constant across the entire SPM range, and a simple linear function could be fit to model the  $K_d - \text{SPM}$  relationship. At low SPM levels,  $K_d(650)$  appears to be greater than 1, which is indicative of residual CDOM absorption at those wavelengths (see section 3.5.1). This result shows that  $K_d$  is a good predictor of SPM for all types of waters in the Amazon basin.

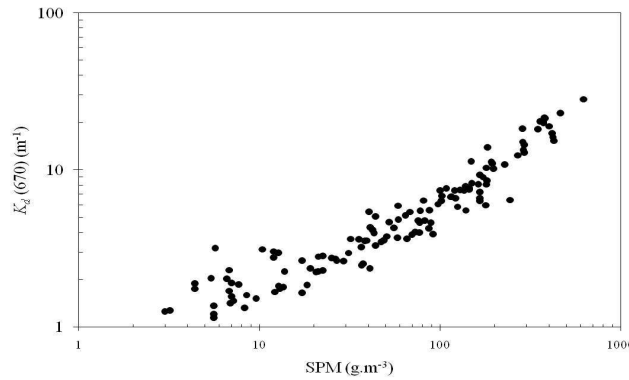


Figure 5. Variation of  $K_d(670)$  as a function of the SPM concentration.

We also investigated the spectral dependence of the relationship of  $R_{rs}$  and  $K_d$  with SPM, excluding all floodplain and non-white waters. The revised dataset represents 229 stations for  $R_{rs}$  and 109 stations for  $K_d$ . To assess the accuracy of the AOPs in predicting SPM concentrations, 2 subsets were formed for each AOP. For  $R_{rs}$ , the calibration dataset included 115 samples (mean SPM =  $168.2 \text{ g.m}^{-3}$ ) and the validation dataset included 114 samples (mean SPM =  $166.2 \text{ g.m}^{-3}$ ). For  $K_d$ , the calibration dataset included 56 samples (mean SPM =  $128.1 \text{ g.m}^{-3}$ ) and the validation dataset included 53 samples (mean SPM =  $138.9 \text{ g.m}^{-3}$ ).

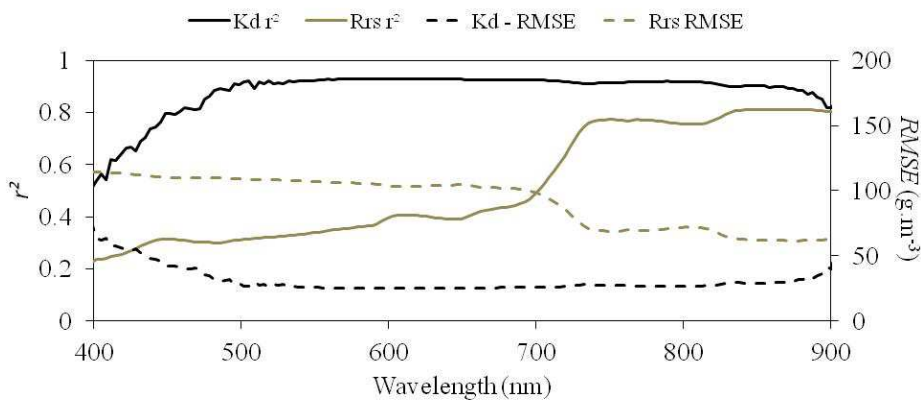


Figure 6. Variation of the square of the Pearson correlation coefficient (left axis) and the RMSE of the SPM concentration (right axis) as a function of the wavelength for  $K_d$  and  $R_{rs}$ .

Figure 6 presents the model-fitting and SPM-retrieval performances for  $R_{rs}$  and  $K_d$  as a function of the wavelength. For  $R_{rs}$ , there is a clear increasing relationship with SPM from the blue to NIR wavelengths, with a square Pearson correlation factor of greater than 0.75 beyond 730 nm and an optimal range of 840-900 nm ( $r^2$  of approximately 0.81). A lower correlation in the visible spectrum (400 to 700 nm) is induced by the

rapid saturation of the  $R_{rs}$  as a function of the SPM at low concentrations. The least-squares regression shows that a power law model  $a.R_{rs}(\lambda)^b$  provides the best-fit values. The model factors and performance are calculated based on the linear regression between the natural logarithm of the wavelength and of  $R_{rs}$ . The RMSE of the retrieval model decreases as a function of increasing wavelength starting at  $114.1 \text{ g.m}^{-3}$  (400 nm) down to  $61 \text{ g.m}^{-3}$  (820-900 nm). The optimal wavelength occurs at 860 nm, and the corresponding model is as follows:

$$SPM = 20.411[R_{rs}(860)]^{1.1731} \quad (7)$$

For  $K_d$ , there is a strong and robust correlation with SPM (see Figure 6) over a wide range of wavelengths in both the visible and NIR spectra from 495 to 860 nm ( $r^2 > 0.90$ ). The lower Pearson correlation at short wavelengths and beyond 890 nm may be induced by the strong absorption of light that makes it difficult to accurately assess the downwelling irradiance distant from the water surface. Accordingly, a linear best-fit model between SPM and  $K_d$  performs better than for  $R_{rs}$  with an RMSE of better than  $30 \text{ g.m}^{-3}$  from 500 to 870 nm.

$$SPM = 20.51 K_d(650) - 22.94 \quad (8)$$

These observations may be related to the link between the AOPs and IOPs (the absorption and scattering coefficients); i.e., whereas  $R_{rs}$  is related to the absorption to scattering ratio,  $K_d$  is assumed to vary as the sum of absorption and scattering. With increasing SPM, coefficients  $a$  and  $b$  will increase, meaning that  $K_d$  will increase indefinitely as a function of the suspended sediment concentration, whereas  $R_{rs}$  may reach a saturation point. Not surprisingly,  $K_d$  and  $R_{rs}$  are well correlated at 730 nm up to 900 nm ( $r^2 > 0.80$ ). At 850 nm, we observe the following relationship ( $r^2 > 0.85$ ):

$$K_d(850) = 559.17 R_{rs}(850) + 3.98$$

### 3.4 Improvement of SPM retrieval using the $R_{rs}$ ratio at 2 wavelengths

It has been shown that the ratio between  $R_{rs}$  at 2 wavelengths may lessen the dependence on the SPM type and thus is more robustly linked to the SPM concentration [Moore et al., 1999; Doxaran et al., 2002]. Irradiance reflectance is generally modeled as  $R = f \cdot b_b / (a + b_b)$ , where  $b_b$  is the backscattering coefficient and  $f$  is a factor determined by the incident light field and often assumed to be invariant as a function of the wavelength. Doxaran et al. [2002] analyzed the variation of the  $b_b/(a + b_b)$  ratio for highly turbid waters in the Gironde estuary. These authors showed that when the contributions of pure water, algal pigments and CDOM to light absorption can be neglected, the  $b_b/(a + b_b)$  ratio becomes independent of the SPM concentrations, leading to the saturation phenomenon observed in the  $R_{rs}$ . The total absorption by pure water is high at NIR, and thus, this simple model predicts that saturation will occur for higher SPM concentrations at the visible to infrared wavelengths. Interestingly, the same authors reported that the  $b_b/(a + b_b)$  ratio at 2 wavelengths will be less sensitive to the refraction index and grain size variation than to the SPM concentration at high SPM loads. Indeed, by assuming that the spectral variations of  $b_b$  are weak [Whitlock et al., 1981; Moore et al., 1999], it can be shown that the ratio is much more dependent



on the absorption than on the backscattering, which, in turn, may limit the influence of the refraction indices and granulometry. This simple ratio model will perform better using wavelengths at which SPM absorption shows a strong variation and, together with the pure water absorption, dominates the total absorption. It can be deduced that the  $R_{rs}$  ratio should make use of the red and NIR wavelengths.

We investigated whether the use of the reflectance ratio  $R_{rs}(\lambda_1) / R_{rs}(\lambda_2)$  improves the SPM –  $R_{rs}$  relationship in the river sediment-dominated waters. To determine the optimal position of  $\lambda_1$ , we chose an initial value of  $\lambda_2 = 670$  nm within the range of minimum total absorption in the red spectrum. We performed a regression of the model  $[R_{rs}(\lambda_1) / R_{rs}(670)]$  vs. SPM for the range of 730 to 900 nm; the RMSE of the SPM estimation showed minimal values over a wide range of  $\lambda_1$  between 760 and 820 nm (see Figure 7A). In the second iteration, we determined  $\lambda_2$  after fixing  $\lambda_1$  at 805 nm and regressing the model  $[R_{rs}(805) / R_{rs}(\lambda_2)]$  vs. SPM. Again, the RMSE was minimal over a wide range of  $\lambda_2$  between 650 and 700 nm, with the best result obtained at  $\lambda_2 = 680$  nm (see Figure 7B). Of interest, the ratio model performed significantly better than with the use of a unique wavelength with an RMSE of approximately  $38 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ . Interestingly, the spectral bands showing a minimal RMSE at both the red and NIR regions of the spectrum include the spectral bands of commonly used water-color sensors, such as MERIS and MODIS, and future platforms, such as Sentinel-3, NPP/VIIRS and JPSS.

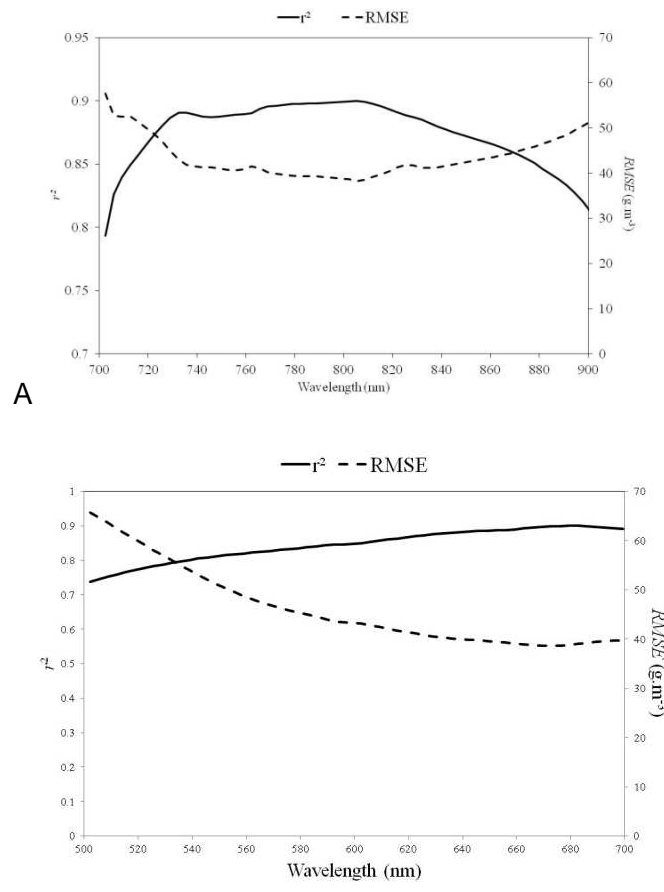


Figure 7. RMSE of the SPM estimations from  $R_{rs}$  in the validation dataset plotted as a function of the wavelength for  $\lambda_1$  (A) and  $\lambda_2$  (B). Minimal values of RMSE were observed for  $\lambda_1$  in the range of 760 to 820 nm. For  $\lambda_2$ , the range was 660 to 700 nm.

We further investigated whether the efficiency of the  $R_{rs}$  ratio is global or may vary from one river to another. For the Solimões River, the use of the ratio when compared to a single wavelength model at NIR increased the model accuracy ( $r^2 = 0.83$  vs.  $0.73$ ,  $N = 76$ ). For the Madeira River, the use of the ratio showed a strong improvement of the retrieval accuracy ( $r^2 = 0.93$  vs.  $0.62$ ,  $N = 102$ ) (see Figure 8). However, when the regression lines assessed for both rivers are compared, the data support the hypothesis that the slope ( $p = 0.108$ ) and intercept ( $p = 0.225$ ) are equal. From our dataset, we conclude that the use of the  $R_{rs}$  ratio may not show an increased SPM retrieval efficiency globally, but it may be used as a general tool to homogenize a dataset across a watershed.

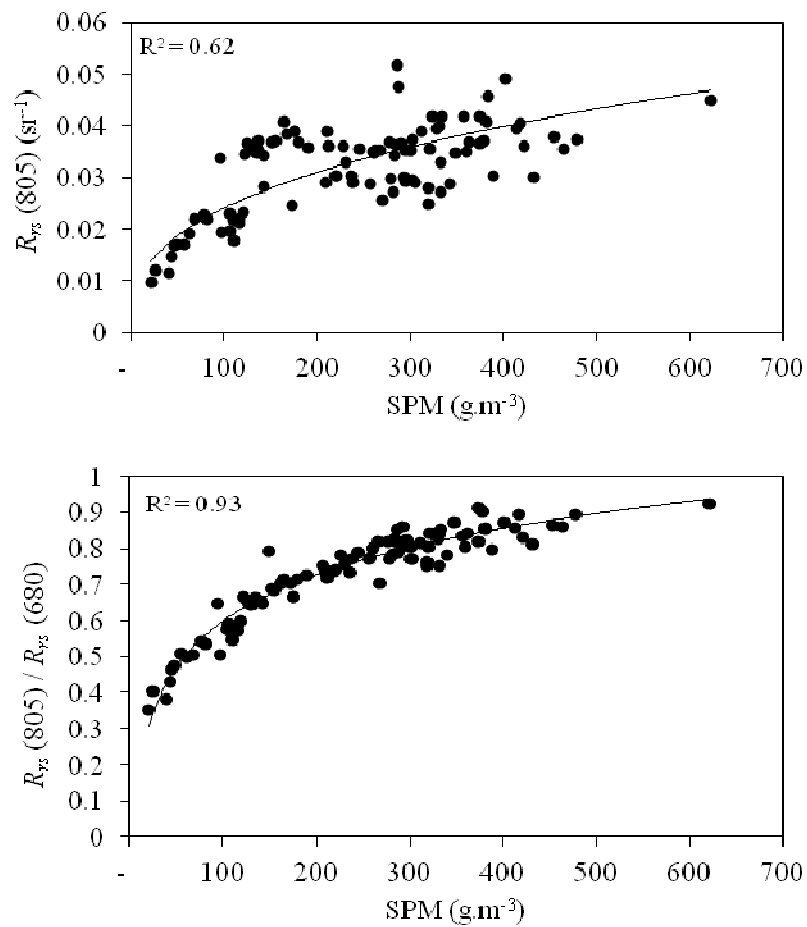


Figure 8. Variation of  $R_{rs}(850)$  and the reflectance ratio  $R_{rs}(805)/R_{rs}(680)$  as a function of the SPM concentration for the Madeira River samples

### 3.5 Inherent optical properties

#### 3.5.1 Absorption coefficient: $a_{CDOM}$ and $a_{NAP}$

The water absorption is conventionally modeled as the sum of the absorption by pure water, SPM, phytoplankton and CDOM:

$$a_t(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + a_{NAP}(\lambda) + a_m(\lambda) \quad (9)$$

where  $a_t$  is the total absorption ( $\text{m}^{-1}$ ),  $a_w$  is the absorption coefficient for pure water,  $a_p$  is the absorption coefficient for phytoplankton and  $a_{\text{NAP}}$  is the absorption coefficient for non-algal particles. For sediment-loaded river waters, absorption by phytoplankton is assumed to be negligible. Values of  $a_w$  were obtained from Pope and Fry (1997) and corrected for a temperature dependence over the range 745–755 nm with a 0.36 % change per  $^{\circ}\text{C}$  at 750 nm (Pegau and Zaneveld 1993).

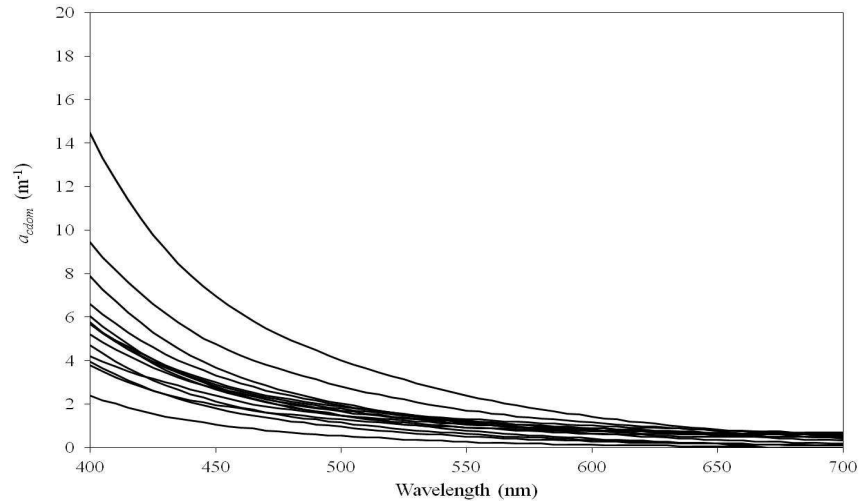


Figure 9. Spectral variation of  $a_{\text{CDOM}}$  for different river water types and floodplain lakes.

Figure 9 shows the  $a_{\text{CDOM}}$  variation for 19 samples collected from black, clear and white waters as well as floodplain lakes. The  $a_{\text{CDOM}}$  was higher in the black river waters ( $a_{\text{cdom}}(440) = 7.9 \text{ m}^{-1}$ ,  $N=1$ ) and floodplain lakes ( $a_{\text{cdom}}(440) = 4.8 \pm 0.8 \text{ m}^{-1}$ ,  $N = 2$ ) and lower in white ( $a_{\text{cdom}}(440) = 3.3 \pm 1.0 \text{ m}^{-1}$ ,  $N = 14$ ) and clear waters ( $a_{\text{cdom}}(440) = 1.8 \pm 0.8 \text{ m}^{-1}$ ,  $N = 2$ ). Interestingly, at longer wavelengths, the CDOM absorption in white river waters remained significant ( $a_{\text{CDOM}}(670) = 0.72 \pm 0.5 \text{ m}^{-1}$ ). The spectral slope  $S_{\text{CDOM}}$  shows small variations ( $0.013 \text{ nm}^{-1} \pm 0.0016$ ) from one location to another. The CDOM absorption classes follow the usual water type classification used to describe the main water types in the Amazon (clear/white/black), for which both DOC and POC have been shown to exhibit increasing carbon concentrations. The  $a_{\text{CDOM}}$  values reported here are much stronger than in any other measurements for the open ocean and can only be compared with coastal waters marked by large freshwater inputs from land. Bowers et al. [2000] monitored a CDOM absorption gradient from the Clyde Sea to an estuary and measured an  $a_{\text{CDOM}}$  value of 1.6 at zero salinity. The fact that  $S_{\text{CDOM}}$  does not show a strong variation is in accordance with other studies in which this parameter was assessed in other coastal waters. Babin et al. [2003a] reported a mean  $S_{\text{CDOM}}$  value of  $0.018 \pm 0.002$  over 345 samples collected from 6 different coastal regions, and Bowers et al. [2000] reported a mean value of  $0.018 \pm 0.005$  for 25 samples. In a previous work, Bricaud et al. [1981] found an  $S_{\text{CDOM}}$  value of  $0.014 \pm 0.003$ , and Kirk [1976], who studied lake waters, observed  $S_{\text{CDOM}}$  values between 0.013 and 0.016. In an analysis of CDOM in a tidal marsh area, Tzortziou et al. [2008] showed that  $S_{\text{CDOM}}$  was systematically lower at low tide (0.0149), as dissolved terrestrial material is drained out of the marshes, than during high tide ( $S_{\text{CDOM}} = 0.0168$ ). Our study does not aim to document systematic variations of  $a_{\text{CDOM}}$  across the watershed, although our observations allow for the quantification of the very strong

CDOM attenuation in the Amazonian waters and show the relative stability of those values for white water rivers.

Equation (4) allows for the calculation of the total absorption coefficient  $a_t$  from below-water and above-water AOP measurements of  $R$  and  $K_d$ . To analyze the attenuation behavior in sediment-loaded waters, 81 stations are available, where both  $K_d$  and  $R$  (computed from  $R_s$  following equation (3)) measurements were sequentially acquired. However, the quality of the  $a_t$  estimates assessed using equation (4) is directly impacted by the quality of the AOP measurements, in particular of the below-water measurements (i.e.,  $K_d$ ). As presented in section 3.3 and Figure 6, the accuracy of  $K_d$  estimates at short wavelengths (400-500 nm) may not be sufficiently high, as the correlation with SPM is unexpectedly low. This poor correlation may be induced by strong light attenuation at short wavelengths, with  $K_d$  varying from 7 to 52 at 440 nm in sediment-dominated waters, meaning that the euphotic depth may be as short as 9 cm for the highest SPM concentrations. As a consequence, we do not consider short wavelengths in equation (4) for the assessment of  $a_t$  starting at 500 nm.

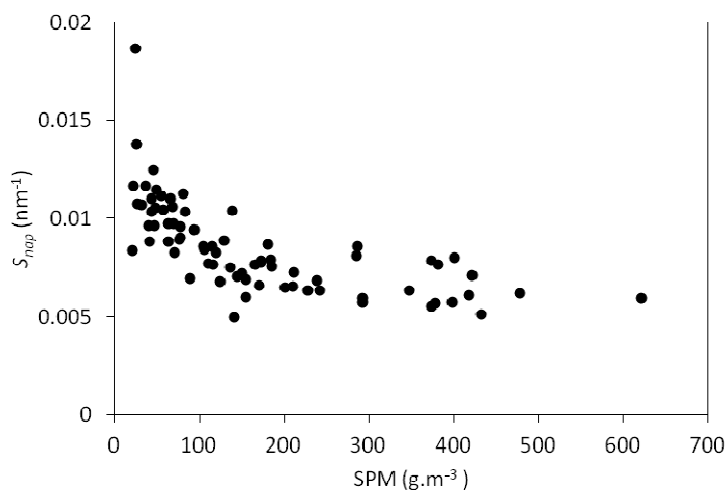


Figure 10. Variation of  $S_{NAP}$  as a function of the SPM content (N = 81).

Considering the relative stability of  $a_{CDOM}$  spectra for white waters, we computed a mean spectrum that can be subtracted from  $a_t$  and  $a_w$  in equation (9) to retrieve  $a_{NAP}$ . Similarly to  $a_{CDOM}$ , the  $a_{NAP}$  spectrum is modeled using a negative exponential with the wavelength and a spectral slope  $S_{NAP}$  fitted over 500-650 nm. The influence of the spectral range over which  $a_{NAP}$  is fit has been analyzed by Ma et al. [2006] over inland turbid water by comparing  $S_{NAP}$  estimates assessed over the 400-650, 400-440, 440-500 and 540-650 nm ranges. The results showed that exponential fitting over the 540-650 range produces similar  $S_{NAP}$  estimates when compared with fits realized over the 400-650 nm range. Over the 400-440 and 440-550 nm ranges, Ma et al. (2006) reported that  $S_{NAP}$  estimates were systematically higher than those assessed over the entire 400-650 nm range. For our dataset, the exponential function showed a good fit with the vast majority of  $a_{NAP}$  ( $\square$ ) spectra, with  $S_{NAP}$  showing a large range of values varying from 0.00496 up to 0.0187 nm<sup>-1</sup>. Figure 10 shows the variation of  $S_{NAP}$  as a function of the SPM. There is a clear decreasing trend of  $S_{NAP}$  with increasing SPM within the 0-100 mg/l range and a relatively constant value of 0.00714  $\pm$  0.0012 for higher SPM values. The slope coefficient for low SPM concentrations ( $S_{NAP} = 0.0104 \pm$

0.0021) is similar to that of studies realized over coastal waters [Babin et al. 2003a] that show a  $S_{NAP}$  of  $0.0123 \pm 0.0013$ . For more turbid coastal waters, Loisel et al. [2009] observed a mean slope of 0.0084, and Ma et al. [2006] reported  $S_{NAP}$  values between 0.0088 and 0.0129 for lake waters in China. Our observations are also consistent with the report of Babin et al. [2003a]), showing that  $S_{NAP}$  may be related to the relative abundance of mineral organic matter, with low values generally occurring in mineral-dominated waters.

The  $a_{NAP}(550)$  shows a good relationship with SPM ( $r^2 = 0.91$ ), even though a significant dispersion is observed for the lowest concentrations at less than  $50 \text{ g.m}^{-3}$  (see Figure 11). The  $a_{NAP}(\square)$ :SPM relationship shows a linear fit over the entire spectral range, with  $r^2$  values of greater than 0.89 from 500 to 720 nm. The mass-specific particulate absorption coefficient ( $a_{NAP}^*(\lambda)$  in  $\text{m}^2.\text{g}^{-1}$ ) is defined as the particulate absorption coefficient per unit of SPM. At 555 nm,  $a_{NAP}^* = 0.028 \pm 0.017$  shows values that match those of studies for turbid coastal waters, such as Doxaran et al. [2009] who reported a mean value of 0.026 but with strong variations between different European estuaries. At 715 nm, the relationship  $a_{NAP}^*(715) = 0.077 \pm 0.077$  was observed, which is also in the range reported by Doxaran ( $0.011 \pm 0.007$ ). For comparison with the literature,  $a_{NAP}$  was extrapolated at 440 nm by assuming negative exponential trend with the  $S_{NAP}$  slope assessed over the 540-650 nm range. We observed an  $a_{NAP}(440)/\text{SPM}$  ratio of  $0.072 \pm 0.045 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  but with a net difference between low SPM conditions ( $< 100 \text{ g.m}^{-3}$ ) with  $a_{NAP}(440)/\text{SPM} = 0.105 \pm 0.055 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  and high SPM conditions ( $> 100 \text{ g.m}^{-3}$ ) with  $a_{NAP}(440)/\text{SPM} = 0.050 \pm 0.013 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$ . This behavior has been previously reported for highly turbid inland waters of a tropical lake in China [Ma et al. 2006], with  $a_{NAP}(440)/\text{SPM}$  varying between 0.043 and  $0.169 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  and a mean of  $0.080 \pm 0.030 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  showing a decreasing ratio with increasing SPM within a the  $0\text{-}150 \text{ g.m}^{-3}$  range. For an alpine lake, Giardino et al. [2007] reported an  $a_{NAP}(440)/\text{SPM}$  ratio of  $0.08 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$  and Doxaran et al. [2009] reported a ratio of  $0.071 \pm 0.038 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$ .

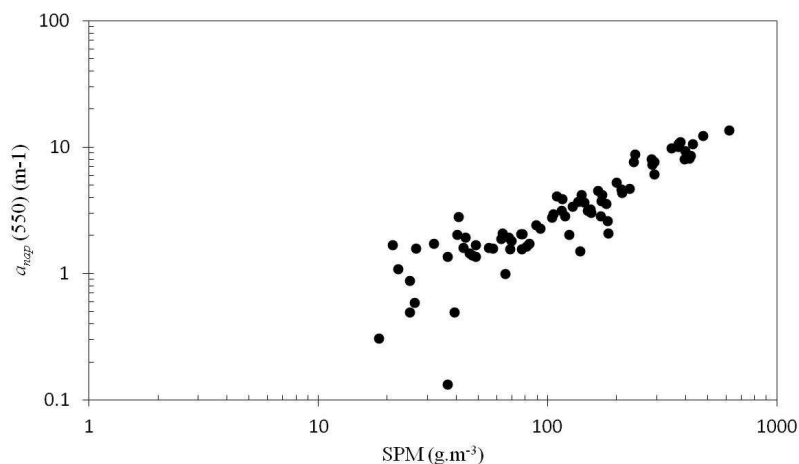


Figure 11. Scatterplot of  $a_{NAP}(550)$  as a function of the SPM content (N = 81).

### 3.5.2 Scattering of non-algal particles

We obtained the water scattering coefficient  $b_t$  from the  $K_d$  and  $a_t$  values using equation (5). We assumed that  $b_{NAP} = b_t$  considering that the pure water scattering coefficient  $b_w$

does not contribute significantly to the total scattering at all wavelengths. For the 81 stations,  $b_{NAP}(555)$  showed a broad variation from 10.7 up to 362.5  $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ . Figure 12 presents the variation of  $b_{NAP}$  as a function of SPM at 555 nm, showing good agreement over the entire SPM range ( $r^2 = 0.87$ ). The mass-specific particulate scattering coefficient ( $b_{NAP}^*(\lambda)$  in  $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ ) is defined as the particulate scattering coefficient per unit of SPM. At 555 nm, the relationship  $b_{NAP}^*(555) = 0.672 \pm 0.018$  is observed, showing significant variation across the dataset. This trend is consistent with the values reported by Loisel et al. [2009], Doxaran et al. [2009] and Babin et al. [2003b] for coastal waters, with  $b_{NAP}^*$  varying between 0.4 and 1  $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$  and, more specifically, is closer to the lower limit for Case 2 waters. We analyzed the variation of  $b_{NAP}^*$  for the different sediment-dominated rivers. The Solimões River exhibited a low and stable scattering  $b_{NAP}^*(555) = 0.529 \pm 0.051$  throughout the hydrological cycle, and the Amazon River showed an intermediate value, with  $b_{NAP}^*(555) = 0.638 \pm 0.178$ . A much stronger variability was observed for the Madeira River, with  $b_{NAP}^*(555) = 0.804 \pm 0.100$  during rising water and  $b_{NAP}^*(555) = 0.814 \pm 0.065$  during low water. However, during the high-water period, we noted a significant decrease for the Madeira River, with  $b_{NAP}^*(555) = 0.562 \pm 0.156$ .

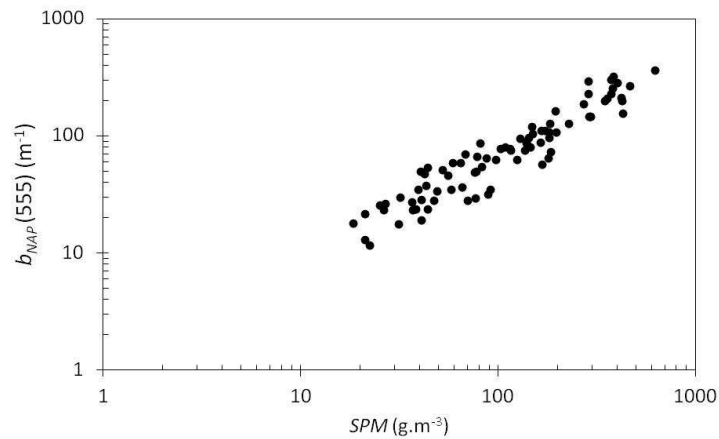


Figure 12. Scatterplot of  $b_{NAP}(555)$  as a function of the SPM content (N = 81).

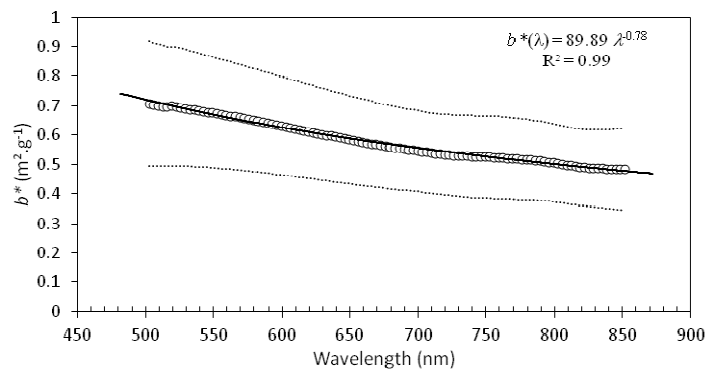


Figure 13. Spectral variation of the mass-specific scattering coefficient  $b_{NAP}^*$ .

The spectral variation of  $b_{NAP}$  has often been modeled using a  $\lambda^{-n}$  relationship, where  $n$  depends on the particle size distribution and is typically 1.0 or less within the range of

1.0 to 0.8 [Moore et al. 1999]. Babin et al. [2003] and Gould et al. [1999] stated that a  $\lambda^{-1}$  fit is too steep, and a linear or near-linear trend would better fit the spectral variation of the scattering function. For our dataset, the spectral variation is low, and a  $\lambda^{-n}$  relationship shows a better fit with  $n = 0.78$  (see figure 13). The overall  $b_{\text{NAP}}(555) / b_{\text{NAP}}(670)$  ratio is 0.859 (compared to 0.853 reported by Gould et al. [1999]). The  $b_{\text{NAP}}(850)/b_{\text{NAP}}(555)$  is 0.774, whereas the  $b_{\text{NAP}}(850)/b_{\text{NAP}}(670)$  is 0.892.

#### 4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The Amazon basin presents Case 2 waters with an absorption budget dominated by CDOM and SPM in rivers but with a significant contribution from Chl in floodplains. A simple unsupervised classification of  $R_{rs}$  spectra made it possible to discriminate several classes: 1) one class presenting very low  $R_{rs}$  values corresponding to the so-called black waters with strong CDOM absorption and very low SPM concentrations; 2) 4 groups of floodplain lakes and river confluences, where a reduced water velocity phytoplankton at high concentrations; and 3) 3 classes of sediment-dominated waters with relatively high SPM concentrations.  $R_{rs}$  shows a strong saturation, with SPM at approximately  $100 \text{ g.m}^{-3}$  in the green and red spectra. However, the use of  $R_{rs}$  makes it possible to monitor the SPM range without saturation. Interestingly, the three main Amazonian rivers having sediment-dominated water (the Madeira, Solimões and Amazon Rivers) showed a similar behavior as a function of SPM, even though the samples were collected at stations that in some cases were separated by more than 3,000 km.  $K_d$  proved to be a very robust predictor ( $r^2 > 0.9$ ) of SPM through a simple linear relationship for a very wide range of SPM values (up to  $622 \text{ g.m}^{-3}$ ) and wavelengths. We analyzed the behavior of main IOPs for the sediment-loaded waters. Whereas  $a_{\text{CDOM}}$  and  $a_{\text{NAP}}$  showed very high absolute values when compared to most studies of water color, the shape factors  $S_{\text{CDOM}}$  and  $S_{\text{NAP}}$  exhibited values within the range of coastal or inland waters presenting mineral-dominated waters. However, a dependence of  $S_{\text{NAP}}$  on the SPM concentrations was detected and should be considered for optical modeling. The spectral variation of  $b_{\text{NAP}}$  fit a typical  $\lambda^{-n}$  relationship with  $n = 0.78$ . It is interesting to note that despite the extreme values recorded for  $a_{\text{CDOM}}$ ,  $a_{\text{NAP}}$  and  $b_{\text{NAP}}$ , the spectral shape and specific coefficient of absorption and scattering were within the range of the values reported in most marine studies and sediment-dominated Case-2 waters in particular. The absorption budget derived from our data shows that  $a_{\text{NAP}}$  represents 22, 74 and 97 % of the total absorption for 10, 100 and  $1000 \text{ g.m}^{-3}$ , respectively, at 500 nm. At longer wavelengths, our data show that  $a_{\text{NAP}}$  remains significant for SPM values greater than  $100 \text{ g.m}^{-3}$ . At 670 nm,  $a_{\text{NAP}}$  represents 9, 51 and 91 % of the total absorption for 10, 100 and  $1000 \text{ g.m}^{-3}$ , respectively. At 780 nm,  $a_{\text{NAP}}$  is 1, 12 and 57 % of the total absorption for 10, 100 and  $1000 \text{ g.m}^{-3}$ , respectively.

For such sediment-dominated waters, it is expected that the AOP/IOP variations may be strongly impacted by spatial and seasonal changes in sediment type and particle size distribution. However, our results show that at the Amazon catchment scale,  $R_{rs}$  exhibits a relationship with SPM that is sufficiently robust to be used for the accurate monitoring of surface suspended sediment discharge in the largest river of the world. Regarding the particle size distribution, our granulometric results show a relatively consistent grain size distribution among different rivers and hydrological periods. These observations agree with the classical results of sediment transport dynamics in a

turbulent flow system that predict a relatively constant distribution of the fine-grain size fraction in the water column in which the coarse-grain size fraction increases from the surface to the river bottom [Rouse 1950], resulting in an almost pure fine sediment composition at the river surface. The segmented grain size distribution shows a more even distribution (2.22) for the 1- to 15- $\mu\text{m}$  diameter range than is usually predicted in optical modeling (approximately 4), which implies that very fine particles ( $< 1 \mu\text{m}$ ) may not contribute strongly to NAP scattering. Our study does not allow for a detailed assessment of the variability of the mineral particle types but does confirm that results of previous studies in the Amazon Plain showing a relatively consistent pattern of mineral compositions. These results have important implications for AOP/IOP variations as a function of SPM, as we demonstrated that at the scale of a large river basin, the sediment size distribution and type may not sufficiently vary to significantly affect the AOP-SPM relationship.

The use of reflectance ratios has been previously presented as a means to reduce the sensitivity of  $R_{rs}$  to the sediment type or size distribution in sediment-dominated waters [Moore et al., 1999; Doxaran et al., 2002]. In our dataset, we observed that the use of a ratio model does not improve the results uniformly for all of the studied water bodies. For example, although the retrieval model accuracy is slightly improved for the Solimões River when using a reflectance ratio instead of one wavelength, for the Madeira River, the improvement is much stronger. An analysis of the IOPs showed that for the Madeira River,  $b_{nap}$  presents a significant seasonal variation that may explain the  $R_{rs}$  sensitivity. NAP scattering is higher at the low water and rising water periods than during the flood peak. This pattern supports the interpretation of the  $R_{rs}$  seasonal variation observed in this study using field measurements and that of a previous study based on satellite data. In an analysis of 11 years of MODIS red and infrared surface reflectance data and of SPM data acquired at 2 hydrological stations along the Madeira River in Brazil, Espinoza et al. [in press] showed that the NIR reflectance does not exhibit a simple relationship with SPM. The authors detected a hysteresis effect in which for the same SPM concentration, the reflectance during rising water is higher than at the flood peak. It is important to note that using the same method, Espinoza et al. (2012) did not detect such a seasonal variation for the Solimões River or its main tributaries (Marañon and Ucayali) in Peru.

The cause of the variations in the AOP-IOP/SPM relationship remain unclear for the Madeira River case because the deviation may originate from variations of the physical properties of the SPM or variation in the organic fraction. Viers et al. [2008] analyzed the variations in the geochemical and physical properties of SPM from the Solimões River and Madeira River during one hydrological cycle. These authors showed that both rivers exhibit distinct suspended sediment chemical compositions but that these characteristics do not vary significantly over time except for in the Madeira River, where the strontium isotopic composition shows clear variations between the high-water period and the remainder of the year. This difference is attributed to increasing physical weathering during the rainy season due to landslides in the upstream catchments and riverbank erosion in the lowlands and connected floodplains. Although this seasonal control of the Sr isotopic composition remains ambiguous, these observations highlight the fact that there is a limited but significant variability in the suspended sediment type in the Madeira River. Unfortunately, data on DOC and POC concentrations were not



available for the majority of the measurements acquired on the Madeira River. The variations of  $b_{NAP}^*$  are consistent with a higher mineral fraction during periods of higher water. This behavior may contradict the global POC/SPM relationship that predicts a decrease in the POC percentage with increasing SPM. However, Moreira-Turcq et al. (2003) reported that the percentage weight of POC in SPM was higher during periods of lower discharge in the Madeira River basin. This variability may be used to explain the seasonal dependency of the reflectance in this sub-catchment and the lower  $b_{NAP}^*$  and  $R_{rs}$  values observed during high water periods in particular.

This work is one of the first studies to assess the variation of the AOP/IOP of river waters across a large river basin and for all hydrological periods. The SPM retrieval performance assessed based on the AOPs varied from 37 % ( $R_{rs}$  at a single wavelength in the NIR) to 23 % ( $R_{rs}$  ratio at 2 wavelengths) to 18 % ( $K_d$  in the visible spectrum) relative RMSE. These performances are consistent with the operational monitoring of suspended sediment in rivers. Uncertainties regarding both the sampling and calculation methods are known to affect the accuracy of in situ SPM concentration assessments in rivers by approximately 10 to 20 % [Cheviron et al. 2011]. In recent years, we have published several studies that used MODIS satellite imagery to retrieve surface SPM values for the Amazon basin using correlations between  $R_{rs}$  and SPM data obtained from field samples. Martinez et al. [2009] found a 36 % relative difference when comparing 7 years of MODIS-derived surface SPM estimates and 10-day surface field samples acquired at one station in Brazil. At 2 stations in Peru (Solimões and Marañon Rivers), Espinoza et al. (2012) reported a 27 % and 45 % relative RMSE when comparing 4 years of MODIS-derived surface SPM estimates and 10-day surface field samples. The retrieval accuracy assessed based on the satellite data is consistent with the  $R_{rs}$ -based model performance we analyzed and demonstrates that significant improvement may be achieved using an appropriate reflectance model. The optical properties presented in the present study cannot be extrapolated for global use in continental waters. However, considering the size of the catchment, our results support the notion that remote sensing monitoring may be used efficiently for sediment discharge monitoring in large river basins.

## 5. ACKNOWLEDGMENTS

This work has been supported by the Brazilian Water Agency (ANA), CNPq, MCT (Ministry of Science and Technologies) and PEC-PG (Program for Graduate Students-Agreement) program in Brazil; IRD, Joint International Laboratory “Environmental Changes Observatory in Amazon Region”, INSU “Reliefs”, INSU “Syster”, ANR “CARBAMA” and CNES/TOSCA programs in France. Our thanks also go to all the HYBAM program partners in Brazil and Peru: the University of Brasilia (UnB), the Amazonas State Federal University (UFAM), the Fluminense State University (UFF), the Brazilian Mineral Resources Research Company (CPRM) and the Peruvian Hydrologic and Meteorology Service (SENAMHI). The authors are grateful to the ship crews who accompanied them during the surveys.

## 6. BIBLIOGRAPHY

Aas, E. (1987), Two-stream irradiance model for deep waters, *Applied Optics*, Vol. 26, Issue 11, pp. 2095-2101.

Babin, M., D. Stramski, G. M. Ferrari, H. Claustre, A. Bricaud, G. Obolensky, and N. Hoepffner (2003a), Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe, *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 3211, doi:10.1029/2001JC000882.

Babin, M., A. Morel, V. Fournier-Sicre, F. Fell and D. Stramski (2003b), Light Scattering Properties of Marine Particles in Coastal and Open Ocean Waters as Related to the Particle Mass Concentration, *Limnology and Oceanography*, Vol. 48, No. 2, pp. 843-859.

Bowers, D.G., G.E.L. Harker, P.S.D. Smith and P. Tett (2000), Optical Properties of a Region of Freshwater Influence (The Clyde Sea), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50, 717–726, doi:10.1006/ecss.1999.0600.

Bricaud, A., Morel, A. and L. Prieur (1981), Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains, *Limnology and Oceanography*, 26, 43-53.

Bricaud, A., A. Morel, M. Babin, K. Allali, and H. Claustre (1998), Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll-a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models, *J. Geophys. Res.*, 103, 31,033–31,044.

Cheviron, B., M. Delmas, O. Cerdan and J.-M. Mouchel (2011), Parameter uncertainty and sensitivity analysis in sediment flux calculation, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 8, 1469–1506, doi:10.5194/hessd-8-1469-2011.

Coynel, A., P. Seyler, H. Etcheber, M. Meybeck, and D. Orange (2005), Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4019, doi:10.1029/2004GB002335.

Doxaran, D., K. Ruddick, D. McKee, B. Gentili, D. Tailliez, M. Chami and M. Babin (2009) Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from the visible to the near infrared. *Limnology and Oceanography*, 54 (4). pp. 1257-1271. ISSN 0024-3590.

Doxaran, D., J.-M. Froidefond and P. Castaing (2002), A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 23, Iss. 23.

Ertel J.R., Hedges J.I., Devol A.H., J.E. Richey and M. Goes Ribeiro (1986), Dissolved Humic Substances of the Amazon River System, *Limnology and Oceanography*, Vol. 31, No. 4, pp. 739-754.

Espinoza Villar, R., J.M. Martinez, J.L. Guyot, P. Fraizy, E. Armijos, A. Crave, H. Bazán, P. Vauchel and W. Lavado (2012), The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins, *Journal of Hydrology*, Volumes 444–445, Pages 221-228, ISSN 0022-1694, 10.1016/j.jhydrol.2012.04.024.

Espinoza Villar, R., J.M. Martinez, M. Le Texier, J.L. Guyot, P. Fraizy, P. R. Meneses, E. de Oliveira (in press), A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil,

using MODIS remote-sensing images, *Journal of South American Earth Sciences*, ISSN 0895-9811, 10.1016/j.jsames.2012.11.006.

Giardino, C., V. E. Brando, A.G. Dekker, N. Strömbeck, G. Candiani (2007), Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion, *Remote Sensing of Environment*, Volume 109, Issue 2, Pages 183-195, ISSN 0034-4257, 10.1016/j.rse.2006.12.017.

Gitelson, A.A., G. Dall'Olmo, W. Moses, D.C. Rundquist, T. Barrow, T.R. Fisher, D. Gurlin, J. Holz (2008), A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation, *Remote Sensing of Environment*, Volume 112, Issue 9, Pages 3582-3593, ISSN 0034-4257, 10.1016/j.rse.2008.04.015.

Gould, R., R. Arnone and P. Martinolich (1999), Spectral Dependence of the Scattering Coefficient in Case 1 and Case 2 Waters, *Appl. Opt.* 38, 2377-2383.

Guyot, J.L., J.M. Jouanneau, L. Soares, G.R. Boaventura, N. Maillet, and C. Lagane (2007), Clay mineral composition of river sediments in the Amazon basin. *Catena*, 71, 340-356.

Hedges, J.I., G.L. Cowie, J.E. Richey, P.D. Quay, R. Benner, M. Strom and R. Bruce (1994), ForsbergOrigins and Processing of Organic Matter in the Amazon River as Indicated by Carbohydrates and Amino Acids, *Limnology and Oceanography*, Vol. 39, No. 4, pp. 743-761.

Hoogenboom, H.J., A.G. Dekker, I.A. Althuis (1998), Simulation of AVIRIS Sensitivity for Detecting Chlorophyll over Coastal and Inland Waters, *Remote Sensing of Environment*, Volume 65, Issue 3, Pages 333-340, ISSN 0034-4257, 10.1016/S0034-4257(98)00042-X.

Kirk, J. T. O. (1976), Yellow substance (Gelbstoff) and its contribution to the attenuation of photosynthetically active radiation in some inland and coastal south-eastern Australian waters. *Aust. J.Mar. Freshwater Res.* 27: 61-71.

Kirk, J. T. O. (1984), Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude. *Limnol. Oceanogr.* 29: 350-356.

Kirk, J. T. O. (1994), Characteristics of the Light Field in Highly Turbid Waters: A Monte Carlo Study, *Limnology and Oceanography*, Vol. 39, No. 3, pp. 702-706.

Loisel, H. and A. Morel (2001), Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, issue 2-3, pp. 275-295.

Loisel, H., X. Mériaux, A. Poteau, L. F. Artigas, B. Lubac, A. Gardel, J. Caillaud, and S. Lesourd (2009), Analyze of the inherent optical properties of French Guiana coastal waters for remote sensing applications. *Journal of Coastal Research SI* 56, 1532 – 1536.

Lubac, B., and H. Loisel (2007), Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the Eastern English Channel and southern North Sea. *Remote Sensing of Environment* 110, 45-58.

Ma, R., J. Tang, J. Dai, Y. Zhang, Q. Song (2006), *International Journal of Remote Sensing*, Volume 27, Number 19, pp. 4277-4304(28).

Mangiarotti, S., J.M. Martinez, M.P. Bonnet, D.C. Buarque, N. Filizola and P. Mazzega (2013), 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*, Volume 21, Pages 341-355, ISSN 0303-2434, 10.1016/j.jag.2012.07.015.

Martinez, J.M.; J.L. Guyot, N. Filizola and F. Sondag (2009), Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data, *CATENA*, Volume 79, Issue 3, Pages 257-264, ISSN 0341-8162, 10.1016/j.catena.2009.05.011.

Meybeck, M. (1993), Riverine transport of atmospheric carbon: Sources, global typology and budget, *Water, Air, and Soil Pollution*, Volume 70, Issue 1-4, pp 443-463

Mobley, C.D. (1994), *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*, Academic Press.

Mobley, C., (1999), Estimation of the Remote-Sensing Reflectance from Above-Surface Measurements, *Appl. Opt.* 38, 7442-7455.

Moore, G.F., J. Aiken and S. J. Lavender (1999), The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: Application to MERIS, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 20, Iss. 9.

Moreira-Turcq, P., P. Seyler, J.L. Guyot and H. Etcheber (2003), Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries, *Hydrological Processes*, vol. 17, Issue 7, pp.1329-1344

Morel, A., S. Maritorena (2001), Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue C4, p. 7163-7180

Morel, A., and Y.-H. Ahn (1991), Optics of heterotrophic nanoflagellates and ciliates: A tentative assessment of their scattering role in oceanic waters compared to those of bacterial and algal cells, *Journal of Marine Research*, 49, 177-202.

Morel A., B. Gentili, H. Claustre, M. Babin, A. Bricaud, J. Ras and F. Tièche (2007), Optical Properties of the "Clearest" Natural Waters, *Limnology and Oceanography*, Vol. 52, No. 1, pp. 217-229.

Neukermans, G., H. Loisel, X. Mériaux, R. Astoreca and D. McKee (2012). In situ variability of mass-specific beam attenuation and backscattering of marine particles with respect to particle size, density, and composition *Limnol. Oceanogr.* , 57(1): 124-144. dx.doi.org/10.4319/lo.2011.57.1.0124

Nogueira, I., J.C. Nabout, M. Ibanez and L. Maurice (2010), Determinantes da diversidade beta: a importância relativa de processos ambientais e espaciais na estrutura de comunidades fitoplanctônicas de uma planície de inundação amazônica. *Acta Limnol. Bras.*, vol.22, n.3 [cited 2013-01-07], pp. 247-256

Rouse, H. (1950), *Engineering Hydraulics*, Wiley: New York.

Sioli, H. (1956), Über Natur und Mensch im brasilianischen Amazonasgebiet, *Erdkunde* 10(2):89-109.

Stramski, D., A. Bricaud, and A. Morel (2001), Modeling the inherent optical properties of the ocean based on the detailed composition of the planktonic community, *Appl. Opt.*, 40(18), 2929-2945.

Snyder W., R. Arnone, C. Davis, W. Goode, R. Gould, S. Ladner, G. Lamela, W. Rhea, R. Stavn, M. Sydor, and A. Weidemann (2008), "Optical scattering and backscattering by organic and inorganic particulates in U.S. coastal waters," *Appl. Opt.* 47, 666-677.

Tzortziou, M., P.J. Neale, C.L. Osburn, J.P. Megonigal, N. Maie and R. Jaffé (2008), Tidal Marshes as a Source of Optically and Chemically Distinctive Colored Dissolved Organic Matter in the Chesapeake Bay, *Limnology and Oceanography*, Vol. 53, No. 1, pp. 148-159.

Viers, J., M. Roddaz, N. Filizola, J.L. Guyot, F. Sondag, P. Brunet, C. Zouiten, C. Boucayrand, F. Martin and G. R. Boaventura (2008), Seasonal and provenance controls on Nd/Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 274, 511–523.

Walling W. and D. Fang (2003), Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers, *Global and Planetary Change*, 39(1–2), Pages 111-126, ISSN 0921-8181, 10.1016/S0921-8181(03)00020-1.

Whitlock, C., L. Poole, J. Usry, W. Houghton, W. Witte, W. Morris, and E. Gurganus (1981), Comparison of reflectance with backscatter and absorption parameters for turbid waters, *Appl. Opt.* 20, 517-522.

## LIST OF TABLE AND FIGURE CAPTIONS

Table 1. Location and dates of the 16 sampling campaigns conducted for this study.

Figure 1. Location of the 42 stations for above-water (279 measurements) and below-water (133 measurements) sampling in the Amazon River basin from 2007 to 2011 along the 2 main rivers draining the Andes: the Solimões and Madeira Rivers. Stations are partitioned into 4 subgroups: 1) the Amazon River and its main tributary, the Solimões River; 2) the Madeira River; 3) other tributaries; and 4) floodplain lakes.

Figure 2. Particle size distribution measurements for 39 surface water samples collected along the Madeira, Solimões and Amazon Rivers. Segmented power-law functions were fitted for the small (< 15  $\mu\text{m}$ ) and large particle (> 15  $\mu\text{m}$ ) ranges.

Figure 3. The mean  $R_{rs}$  spectra obtained for each class as calculated by the Kmeans clustering technique.

Figure 4. Variation of  $R_{rs}(670)$  (left) and  $R_{rs}(850)$  (right) as a function of the SPM concentration. The collected samples are identified based on their sampling location: the Solimões and Amazon Rivers (triangles), the Madeira River (Black circles), the floodplain lakes (White circles) and all of the tributaries (squares).

Figure 5. Variation of  $K_d(670)$  as a function of the SPM concentration.

Figure 6. Variation of the square of the Pearson correlation coefficient (left axis) and the RMSE of the SPM concentration (right axis) as a function of the wavelength for  $K_d$  and  $R_{rs}$ .

Figure 7. RMSE of the SPM estimations from  $R_{rs}$  in the validation dataset plotted as a function of the wavelength for  $\lambda_1$  (A) and  $\lambda_2$  (B). Minimal values of RMSE were observed for  $\lambda_1$  in the range of 760 to 820 nm. For  $\lambda_2$ , the range was 660 to 700 nm.

Figure 8. Variation of  $R_{rs}(850)$  and the reflectance ratio  $R_{rs}(805)/R_{rs}(680)$  as a function of the SPM concentration for the Madeira River samples.

Figure 9. Spectral variation of  $a_{CDOM}$  for different river water types and floodplain lakes.

Figure 10. Variation of  $S_{NAP}$  as a function of the SPM content (N = 81).

Figure 11. Scatterplot of  $a_{NAP}(550)$  as a function of the SPM content (N = 81).

Figure 12. Scatterplot of  $b_{NAP}(555)$  as a function of the SPM content (N = 81).

Figure 13. Spectral variation of the mass-specific scattering coefficient  $b_{NAP}^*$ .

## **CAPITULO V**

---

### Artigo B

## Résumé

L'étude de la qualité des eaux continentales à partir d'images satellites s'est développée depuis de nombreuses années, notamment sur les lacs, mais le manque de données à des résolutions spatiales et temporelles adéquates a toujours été un facteur limitant pour le suivi opérationnel des rivières et fleuves. Nous démontrons dans ce travail que le capteur orbital MODIS est un outil approprié pour le suivi de la concentration de matières en suspension (MES) dans les grands fleuves. L'article décrit une nouvelle méthodologie d'extraction de la réflectance MODIS au dessus de plusieurs stations du fleuve Amazone et quantifie la précision de la réflectance estimée grâce à des données radiométriques acquises *in situ*.

Les données de MES acquises à 4 stations (N = 1472) par le réseau HYBAM au Pérou et au Brésil sont utilisées pour vérifier le lien entre matières en suspension et réflectance satellite. Les stations ont été choisies de manière à offrir des tailles de section croissante de 300 m (Borja) jusqu'à 4 kilomètres (Obidos). Les produits MOD09Q1 et MYD09Q1 (composites à 8 jours) des capteurs MODIS correspondants aux satellites TERRA et AQUA respectivement, sont considérées dans cette étude.

L'utilisation des données satellitaires de résolution moyenne (hectométrique) est rendue difficile par l'étroitesse des cours d'eau vis-à-vis de la taille des pixels. Le phénomène de mélange spectral peut altérer la réflectance des pixels d'eau en fonction de la proximité d'éléments possédant des signatures spectrales contrastées (végétation de berge). Un algorithme a été développé afin d'identifier de manière automatique les pixels purs d'eaux au sein des scènes MODIS. La procédure peut se résumer en 4 étapes : 1) extraction de la réflectance des pixels du fleuve à partir d'un masque préalablement élaboré et qui constitue l'unique information a priori fourni à l'algorithme par l'utilisateur, 2) ces pixels sont classés en groupe homogènes à l'aide de l'algorithme de classification non-supervisée K-means, 3) Les groupes de pixels ainsi définis sont décrits par un modèle linéaire de mélange spectral à deux pôles (végétation et eau) avec une condition de positivité des fractions d'appartenance; 4) le groupe de pixels représentant la végétation est sélectionné automatiquement comme celui présentant la plus grande différence positive Infrarouge – Rouge, alors que l'identification du cluster « eau » est réalisé par test successifs en résolvant l'équation de mélange pour tout les groupes de pixels (résolution par moindres carrés). Au final, le cluster permettant de mieux décrire le mélange spectral au sein des autres groupes de pixels, c'est à dire celui permettant d'obtenir le plus petit résidu dans l'équation de mélange est retenu comme le pôle « eau ».



La comparaison des mesures radiométriques in situ et satellite est satisfaisante ( $r^2 = 0.81$  et  $0.87$  pour Terra et Aqua respectivement) avec un biais ( $0,007$  dans l'infrarouge) compatible avec les études de CAL/VAL précédemment publiées en milieu tropical humide marquée la présence d'aérosols en grande quantité dans l'atmosphère. L'utilisation de cet algorithme de retraitement de la réflectance permet un traitement automatisée des séries temporelles MODIS sur toutes les stations du réseau HYBAM en Amazonie et sans connaissance a priori des caractéristiques hydrologiques, météorologique ou de la géométrie d'acquisition.

La variation de la réflectance avec la MES aux 4 stations du réseau HYBAM considérées et au pas de temps mensuel montre une bonne corrélation ( $r^2 = 0.7$ ) et un modèle en puissance à partir de la bande infrarouge est proposé. La précision de l'inversion, estimée par bootstrap, est de 60 % ce qui est satisfaisant étant donné que toutes les données sont considérées sans aucune segmentation vis à vis de la station (certianes étant éloignées de plus de 3000 km) ou de la saison. Si la précision finale peut paraitre faible, l'impact de la différence d'échelles entre mesure ponctuelles (réseau conventionnel) et sur une grille plus vaste (satellitaire ou simulée par des prélèvements intensifs) est discuté. La variation d'échelle est clairement fonction des caractéristiques hydrauliques car la différence entre ces échantillonnages de terrain réalisés aux mêmes dates varient entre 6 et 32 % selon la saison et la station.

La résolution temporelle effective d'acquisition, tenant en compte l'ennuagement, montre que la résolution presque bi-journalières des acquisitions MODIS permet un suivi compatible avec un monitoring hydrologique (couverture temporelle  $> 70$  % ).

## Resumo

O estudo da qualidade das águas mediante imagens de satélite não é novo, mas sempre foi limitado pela falta de sensores com a resolução espacial e temporal adequada. Com o lançamento do sensor MODIS se têm uma ferramenta adequada para o monitoramento da concentração de material particulado. No presente trabalho se mostra a metodologia para a extração da reflectância dos rios. na bacia do rio Amazonas, com uma variedade alta de concentração de sedimentos

O projeto HIBAM, em cooperação com instituições locais, vem monitorando os principais rios amazônicos, com estações de amostragem de concentração de sedimentos, cada 10 dias.

Os produtos MOD09Q1 e MYD09Q1 do sensor MODIS correspondentes aos satélites TERRA y AQUA, respetivamente, têm dados de reflectância corrigida atmosféricamente nas bandas vermelha e infravermelha com uma resolução espacial de 250 m. De outro lado, os produtos MOD09A1 e MYD09A1 (TERRA y AQUA prospectivamente) são imagens de 6 bandas de reflectância corrigida (azul, verde, vermelho, e 3 bandas no infravermelho) e uma resolução espacial de 500 m. Todas estas imagens são compostas por 8 imagens diárias.

A baixa resolução espacial das Imagens MODIS faz que seja quase impossível encontrar o endmember de água a partir de uma máscara sobre a imagem. Para solucionar esse problema são utilizadas ferramentas estatísticas. O procedimento pode ser sintetizado em 4 etapas. 1) Extração da reflectância dos pixels do rio a partir de uma máscara previamente elaborada, 2) Os pixels são agrupados utilizando o algoritmo K-means, 3) são identificados os endmembers de vegetação, albedo alto e muito baixo, a partir da mesma imagem MODIS, 4) O endmember da água é identificado usando Modelos de Mescla Lineal (LMM), usando os endmembers identificados na etapa 3, isso é mediante provas sucessivas de cada grupo de pixels em cada LMM, para encontrar o grupo que melhor descreve o resto dos grupos. O endmember que tenha o menor erro residual do LMM será tomado como o endmember d'água.

A metodologia foi testada em 4 estações da rede de monitoramento do projeto HIBAM. Desde estações no sopé (com uma largura de aproximadamente 300 m) até estações da planície amazônica onde a largura supera os 2000 m. Para um total (nas 4 estações) de 387 dados coincidentes, o valor de coeficiente correlação de Pearson ( $R^2$ ) é de 0,70 entre os dados da rede ORE-HIBAM e reflectância MODIS.

Ao relacionar os dados de reflectância MODIS com os dados de reflectância estimada com radiômetros de campo se encontrou valores de  $R^2$  de 0,81 e 0,87 para os satélites TERRA e AQUA, respectivamente, para a banda do infravermelho. A pendente da curva é bem próxima de 1:1, demonstrando, assim, que a extração da reflectância com o presente método é bem robusta.

**Surface water quality monitoring of rivers with MODIS data**  
**Application to the Amazon River**

J.M. MARTINEZ<sup>1,2</sup>, R. ESPINOZA VILLAR<sup>1,2</sup>, G. COCHONNEAU<sup>1</sup>, E. LE HESRAN<sup>1</sup> and  
J.L. GUYOT<sup>1</sup>

<sup>1</sup> GET, UMR5563, IRD/CNRS/Université Toulouse 3, 14 Avenue Edouard Belin,  
31400 Toulouse, France. E-mail : jean-michel.martinez@ird.fr

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário  
Darcy Ribeiro, ICC Centro, 70910-900, Brasília, Brazil.

**Submitted to Remote Sensing of Environment**

**ABSTRACT**

Monitoring river water quality with satellite data has been limited by the lack of sensors offering high revisit frequency and suitable spatial and radiometric resolutions. In this paper, it is shown that the moderate resolution sensors makes possible to monitor efficiently large tropical basins characterized by limited field monitoring and strong cloud coverage. Twelve years of MODIS data are reviewed considering the 250-meter (red and near infrared channels) surface reflectance 8-day composite products. Emphasis is placed on monitoring suspended sediment concentration (SSC) at the river surface at 4 different stations, along the Amazon River, presenting increasing river widths from 300 meters up to 4 kilometers. We use a large SSC database (N = 1472) available in Brazil and Peru and field radiometric measurements acquired during 16 cruises to test the accuracy of the satellite-derived estimates. It is shown that MODIS coarse resolution results in significant spectral mixing between river stream pixels and river sides. An automated reflectance retrieval algorithm has been developed to assess the water endmember pixels from a river mask. The algorithm is based on unsupervised clustering technique and linear mixing model between two endmembers : river bank vegetation and water. The retrieved reflectance agrees well with the field radiometric measurements showing low bias and fine correlation at NIR. The MODIS reflectance allows the seasonal cycle of the SSC to be reliably monitored at the four stations. Matchups between satellite reflectance and field SSC measurements show that the MODIS reflectance is a robust predictor of SSC when all the stations are considered ( $r^2 = 0.70$ ). The retrieval accuracy using bootstrap resampling technique show that the relative error of the SSC prediction is approximatively 60 % considering the data from all the 4 stations. Satellite image efficiency for SSC monitoring are discussed in relation to its temporal resolution and accuracy.

Keywords : Suspended sediment, remote sensing, MODIS, reflectance, Amazon

## 1. INTRODUCTION

Usually, water quality monitoring in rivers is based on stations in the river streams where frequent samples are needed to characterize the variations in chemical and sediment concentrations that occur during the year, particularly between low and high flows and the different seasons of a year. These samples make it possible to determine reliably the material fluxes (the transport of a mass per unit time expressed as tons / year) by multiplying the concentration of a constituent by the stream discharge. Then, these material fluxes can be compared between stations to assess gains or losses or to compute the amounts of materials delivered to a reservoir or estuary. The ability to determine values such as source, transport, and delivery of constituents allows broad range of scientific and environmental policy issues to be addressed (Hooper 1997).

It is generally accepted that the state of the world's inland waters has to be better known. Indeed, three quarters of the world cannot afford the full-scale water quality monitoring infrastructure needed and will not be able to get it in the near future (GEMS 2003). The effectiveness and precision of follow-up is directly a function of the volume of measured data (quantity of stations, temporal sampling and number of parameters). However, the huge costs of maintaining and managing networks have had a limiting effect on the number of stations installed. For example, in developed countries, faced with budget constraints, the number of samples collected at stations has diminished as a result of decreased sampling frequency and discontinuation of stations. Moreover, the quality of hydrologic data may vary greatly (e.g. sampling protocol) between watersheds and/or countries. As a result, these data cannot be easily used in studies at the global or regional scale.

Because conventional inland water monitoring techniques cannot catch up with the increasing demand for monitoring the impact of local and global changes, alternative solutions are required. Satellites can provide the synoptic, continuous and long-term global observation needed but owing to the characteristics of river systems specific satellite configuration are required. Hence, river systems exhibit four main specificities : 1) high temporal variability (i.e. the hydrologic regime) requiring a high revisit frequency; 2) a drainage network over large areas demanding a large spatial coverage; 3) narrow streams from a few tenths of meters up to a few kilometers for the largest rivers requiring an adequate spatial resolution; 4) complex optical properties of the inland waters in relation to clear oceanic waters due to organic and inorganic components at high concentrations calling for a fine radiometric resolution (number of bands and bandwidth).

Unfortunately, most past and present satellites are unsuited to water quality monitoring in rivers and lakes because these sensors fail to offer an adequate trade off between spatial resolution / spatial coverage / revisit frequency and radiometric resolution. As a result, the greater part of the works linking remote sensing data and some inland water quality parameters has been reduced to one-shot studies making use of high resolution imagery (A.G. Dekker 2002; Aranuvachapun and Walling 1988; Dekker and Malthus 1991; Doxaran et al. 2002; Mertes et al. 1993; Ritchie et al. 1987) or airborne sensors (Hakvoort et al. 2002; Robinson et al. 1998; Thiemann and Kaufmann 2002). However, some of the last generation spaceborne sensors and future satellite constellations seem promising in terms of inland water monitoring because they offer spatial

resolution and spatial coverage which is now compatible with the dimensions of river systems while allowing for fine temporal revisit.

## 1.2 STUDY OBJECTIVES

Although it exists a significant bibliography on inland water monitoring using optical and infrared data, most of the works have focused on large water bodies such as lakes (Gitelson et al. 2000; Schalles et al. 1998), reservoirs or estuaries (Chen et al. 2007; Doxaran et al. 2002; Hu et al. 2004). Over river streams the challenge is to retrieve the reflectance over an area of water of a few pixel wide which makes that very few studies has been conducted on river quality monitoring from space. The unique references available deal with high resolution imagery and large rivers such as the Amazon (Bradley et al. 1979; Mertes et al. 1993) or the Mississippi (Gomez et al. 1995) where the river width constraint is much less severe.

Bradley (1979) showed that using Landsat MSS images it was possible to discriminate different reflectance values over water that may be related to different SSC concentrations classes in the river and the wetlands but without field measurements to validate these observations. Later, Mertes (1993) demonstrates that the reflectance values extracted from one Landsat MSS and two Landsat TM image is consistent with field measurements acquired over different time periods. More recently, different studies have focused on river-immersed topography and in-stream habitat using airborne very high resolution imagery (Bailly et al. 2010; Feurer et al. 2008).

The primary purpose of this research work was to investigate the feasibility of using Moderate-Resolution Image Spectroradiometer (MODIS) surface reflectance data to identify variations in water color at the river surface on weekly and annual time steps. In particular we intend to determine the robustness of surface reflectance as a predictor for some parameters of the water quality of continental waters. Although MODIS sensors may provide fine revisit frequency, they have never been used for river monitoring, mainly because its spatial resolution may be evaluated as too rough to provide robust reflectance estimate of the surface water. However, previous studies have shown that radiometric calibration of MODIS 250-m data (originally designed for land use) may be sufficiently accurate for SSC (suspended sediment concentration) monitoring over estuarine turbid waters (Chen et al. 2007; Hu et al. 2004; Miller and McKee 2004) provided the SSC concentrations may be sufficiently high enough, of about 80 mg/l (Hu et al. 2004). Thus, emphasis has been placed in this study on several methodological issues including the spectral mixing and the robustness of the reflectance for water quality monitoring. However modeling of the optical properties of the river waters is beyond the scope of this paper.

This research effort focused on monitoring suspended sediment load that is relevant to a wide range of applications from contaminant transport (trace elements, nutrients, and hydrophobic organic compounds) (Martin and Windom 1991; Mayer et al. 1998), to water quality trends, reservoir sedimentation, lake eutrophication and/or soil erosion. The Amazon basin has been selected since it provides a large database of field measurements collected over several years in various stations located several hundreds of kilometers away from one another. Moreover, the Amazonian rivers

present a large variety of characteristics in terms of river width (from a few hundred meters to several kilometers) and water types. Hence, the Amazon basin is ideally suited for detailed sensitivity analyses of remote sensing data.

In the study area section, the Amazon River catchment is briefly presented and the main optical properties of the river waters are introduced. MODIS image products are detailed in the Data section. In the same section the measurement network that provided water quality data (SSC) in the Amazon basin is equally presented. In the results section, we present the methodology used to automatically extract the water reflectance over the river stream from a MODIS image. Matchups (i.e. pairing satellite data with field observations) between MODIS retrieved reflectance and field radiometric measurements samples are presented to assess the robustness of the algorithm. The 12-year time series extracted from MODIS images are provided and compared to field SSC measurements acquired at 4 different stations along the Amazon River. In the discussion section, the monitoring accuracy and frequency are discussed in relation to the operational use of MODIS data for inland water quality retrieval.

## **2. STUDY AREA**

The Amazon River is the widest river in the world, with an average discharge estimated at 209.000 m<sup>3</sup>/s in the estuary (Molinier et al. 1996). The Amazon basin covers an area of about 6.4 millions km<sup>2</sup>, extending between the Guyana Shield to the North and the Brazilian Shield to the South and the Andean and sub-Andean regions to the west. Figure 1 shows the Amazon mainstream that is formed by the Ucayali and Marañón Rivers in the Peruvian Andes called Solimões River downstream the Brazilian boundary, changing to the Amazon River after its confluence with the Rio Negro. The water of the Amazon River has been classified as “white water” (Sioli 1975) that are turbulent and brown because of the vast amount of nutrient-rich sediment carried from the Andes. At Iquitos, 3600 meters from the Atlantic Ocean, the river level is about 80 meters above the sea and at the confluence with the Negro river (in Manaus outskirts), 1500 km from the sea, it is only 23 meters above the sea level. Two hundred kilometers downstream the Solimões-Negro confluence, the Amazon River receives the Madeira River waters, volumetrically the largest tributary and which contributes for about 50 % of the total solid fluxes of the Amazon River at its mouth in the Atlantic Ocean. Numerous smaller tributaries drain exclusively lowland regions into the river channels or into the floodplain.

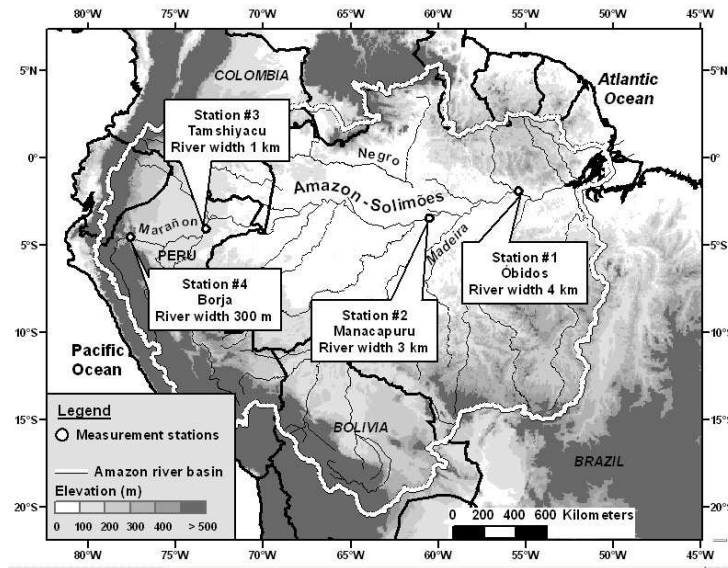


Figure 1. The Amazon basin and the location of the four river stations that are studied in this paper and for which ground measurements are available from the ORE-HYBAM network.

### 3 DATA

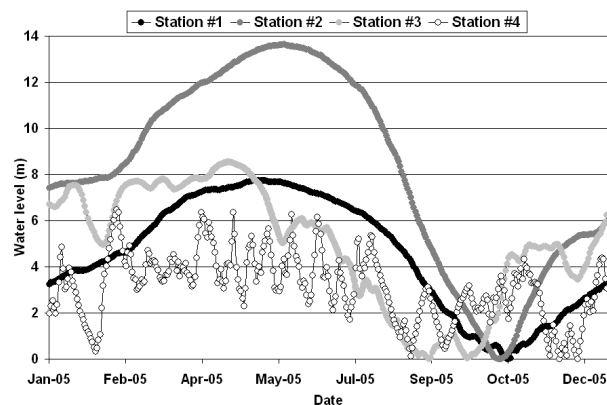
#### 3.1 SUSPENDED SEDIMENT CONCENTRATION AND HYDROLOGICAL DATA

Figure 1 shows the four locations along the Amazon river and its main tributaries for which we have time series of SSC measurements at the river surface from the Environmental Research Observatory (ORE) HYBAM (Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon basin). The HYBAM stations under study were selected to offer increasing river width and lower temporal variability from upstream to downstream. The HYBAM observatory ([www.ore-hybam.org](http://www.ore-hybam.org)) that provides the research community with the high quality scientific data needed to understand and model the Amazon system behavior and their long-term dynamics. HYBAM also collaborates with local institutions of the Amazon basin (national hydrological services and universities) to insure the sustainability of the observation data. HYBAM network is operating with SSC measurements and samplings at different time intervals (from daily sampling for upstreams stations to ten-days sampling in the lowland stations). Suspended sediment concentration at the river surface is sampled at each station from a small boat every 10 days on a fixed point with 250-ml sampling bottle. Samples are collected in acid-cleaned high density polyethylene (HDPE) containers and filtered immediately through 0.22  $\mu\text{m}$  Millipore® membranes, previously dried during 24 hours at 50°C and weighted. At the laboratory, membranes are dried and weighted to obtain the amount of suspended matter by unit of liquid.

Figure 2 shows at the four stations considered herein the daily water levels recorded during one hydrological cycle made available from the Peruvian hydrological service (SENAMHI) and Brazilian Water Agency (ANA). It can be seen that the river shows progressively a regular monomodal flood pattern together with a decreasing temporal



variability from upstream to downstream. The SSC is strongly correlated with the runoff upstream but becomes partially decorrelated downstream. The four stations studied are Borja, Tamshiyacu, Manacapuru and Obidos. Borja (station #4) is located in the piedmont of the Andes, after the confluence of the Marañon and Santiago rivers in Peru. The river width varies roughly from 200 to 450 meters in the vicinity of the station. Formally, the union of the Ucayali and the Marañon rivers forms the Rio Amazonas, which changes its name to Solimões on the triple frontier between Peru, Columbia and Brazil, and later changes its name back to the Amazon only after it meets the Rio Negro near Manaus. Tamshiyacu (station #3) is located downstream the confluence of Marañon and Ucayali rivers at an altitude of 65 meters. The Amazon River at Tamshiyacu presents a mean discharge of 43.000 m<sup>3</sup>/s and the river width is of about 1000 meters. Manacapuru (station #2) is located in the central Amazon plain in Brazil where the Solimões have a discharge of about 100.000 m<sup>3</sup>/s. The river width at Manacapuru varies between 2000 and 4000 meters. Finally, Obidos (station #1) is located 900-kilometer upstream from the Amazon river mouth with a mean discharge of about 200.000 m<sup>3</sup>/s and a river width varying between 2000 and 4000 meters.



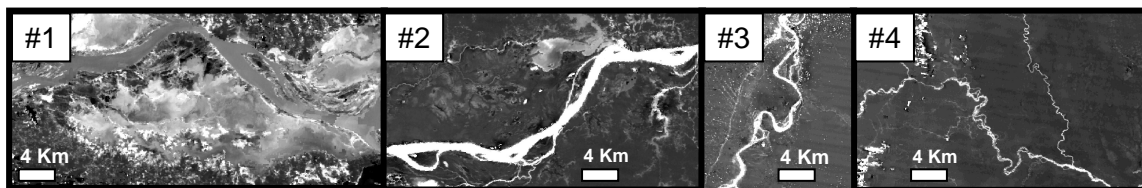
*Figure 2.* Variation of daily water levels recorded at the four stations under study during 2005. For clarity, the water level minimum recorded at each station has been set to 0. Water level range increases downstream to upstream (station #4 to station #2). On the contrary the hydrological variability is much stronger upstream (station #4) in relation to the reduced catchment size while the Amazon River exhibits a well defined monomodal flood downstream (stations #1 and 2).

At station #4, 345 measurements are available from HYBAM database from May 2005 to June 2011 with a mean SSC of  $730 \pm 616$  mg/l. At station #3, 502 measurements are available from January 2004 to December 2011 with a mean SSC of  $322 \pm 200$  mg/l. At station #2, 359 measurements are available from January 2000 to December 2011 with a mean SSC of  $103 \pm 64$  mg/l. At station #1, 266 measurements are available from January 2000 to November 2010 with a mean SSC of  $78 \pm 58$  mg/l.

### 3.2 SATELLITE IMAGES

The Collection 5 atmospherically-corrected surface reflectance products from Terra and Aqua MODIS sensors are utilized in this study. The MODIS data product

MOD09Q1/MYD09Q1 provides calibrated reflectance for two bands measured at 250-meter pixel resolution (<http://modis.gsfc.nasa.gov>) from the sensor on board Terra satellite. Band 1 is centered at 645 nm and band 2 at 858.5 nm. MODIS surface reflectance 8-day composite data in HDF format was acquired between February 2000 and November 2011 from the NASA Earth Observing System (EOS) data gateway. Two time series of data (250-meter products for both Terra and Aqua MODIS sensors) were chosen to analyze temporal variations of the reflectance through the seasonal cycle. We chose composite images because 1) the 8-day composite is compatible with the SSC sampling frequency (i.e. 10 days) that will be used for validation; 2) it reduces the amount of data to analyze as a large number of daily images cannot be used in view of the persistent cloud cover; 3) it significantly reduces the BRDF and atmospheric artifacts (Wang et al. 2010). Figure 3 shows MODIS 250-meter 8-day composites over the four measurement stations considered here. For pixel quality assessment we made use of the corresponding 500-meter product at a given date (MOD/MYD09A1) that provides detailed information of the image processing (Surface Reflectance Data State Quality Layer). For pixel selection, the following criteria were used: pixel flagged as “clear” (bit 00); no cloud shadow; low or average aerosol quantity; none or small cirrus presence and no adjacent cloud.



*Figure 3.* MODIS images acquired over the four river stations under study : #1 Obidos (Brazil, 700 km from the Ocean); #2 Manacapuru (Brazil, 1300 km from the Ocean); #3 Tamshiyacu (Peru, 3200 km from the Ocean) and #4 Borja (Peru, 3800 km from the Ocean).

### 3.3 RADIOMETRIC MEASUREMENTS

Figure 4 shows surface reflectance measurements carried out using TriOs spectroradiometers during a field campaign along the Amazon River from station #3 to station #1 in Peru and Brazil during the high water period. Technical specifications of the TriOS-RAMSES sensors can be found on [www.trios.de](http://www.trios.de). The setup of the instrumentation was standard for above water remote sensing reflectance measurements (Mobley 1999). A cosine irradiance sensor detected the incident daylight, one radiance sensor measured the upwelling radiance from the water column (35° viewing angle - azimuth angle of 135° away from the sun) and another radiance sensor detected the sky radiance that is used to correct for skylight reflection effect at the air-water interface (Mobley 1999). In the article, the results are given as the surface reflectance which is the remote sensing reflectance times pi. Surface reflectance measurements were collected during 16 cruises along the two rivers draining the Andes (Amazon and Madeira rivers) in Peru and Brazil from 2007 to 2011 and for different seasons. A total of 229 measurements were used for validation of MODIS

surface reflectance. Figure 3 shows the characteristic “bell-shaped” spectral profiles of white waters with low values in the 400-510 nm spectral range followed by high reflectance values between 560 and 705 nm and a significant decrease in reflectance at longer wavelengths. The level of reflectance between 560 and 900 nm is mainly driven by the SSC, showing strong positive correlation. Accordingly, the Amazon River shows decreasing SSC concentration from upstream to downstream though dilution with waters draining forested catchments with low SSC. We can see that the MODIS red and near infrared (NIR) bands, available in the MOD09Q1 product, offer a fine contrast between the different SSC classes.

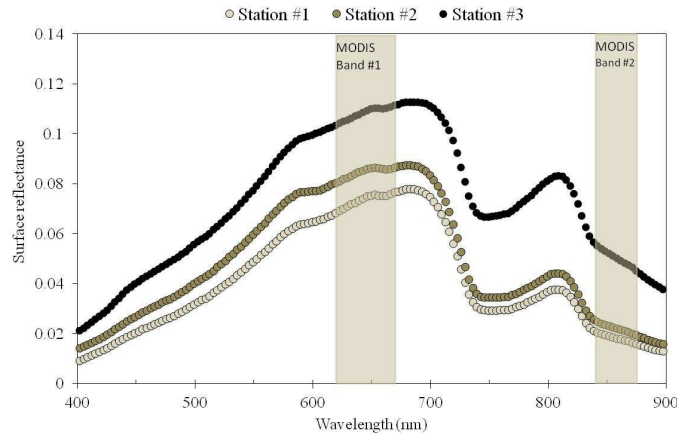


Figure 4. Surface reflectance of river water surface retrieved at 3 stations along the Amazon River upstream (station #3) to downstream (station #2). Spectral profiles were measured using TriOs spectroradiometers during a cruise in June 2010. The two MODIS bands available in the visible and near-infrared domain are displayed on the figure

### 3.4 ACCURACY ASSESSMENT

To assess the accuracy of the retrieval prediction and the difference between the different regression parameters in the results section, we make use of the bootstrap technique. The general bootstrap approach involves resampling of the dataset (SSC and reflectance) with repeated replacements (Wehrens et al. 2000) to generate an empirical estimate of the sampling distribution. Accordingly, a large number of ‘bootstrap samples’ is generated, each of the same size as the original dataset. To achieve a better estimate of the prediction error, we use the *0.632 bootstrap*  $b_{0.632}$ . Practical and theoretical evidence suggests that this is a very reliable estimator (Efron and Tibshirani 1993). For each bootstrap sample, a model is built and tested against those objects present in the sample to compute the RMSE  $\delta$ . The RMSE  $\varepsilon$  on the samples omitted from the resampled set is also determined. The final bootstrap estimate is the average value of  $b_{0.632}$  over N iterations of the procedure :

$$b_{0.632} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (1 - 0.632) \cdot \delta_i + 0.632 \cdot \varepsilon_i \quad (1)$$

The factor 0.632 is used because it corresponds to the probability of getting an observation in a bootstrap sample. Although two hundred bootstrap samples are usually sufficient, two thousand bootstrap samples have been routinely used in this study.

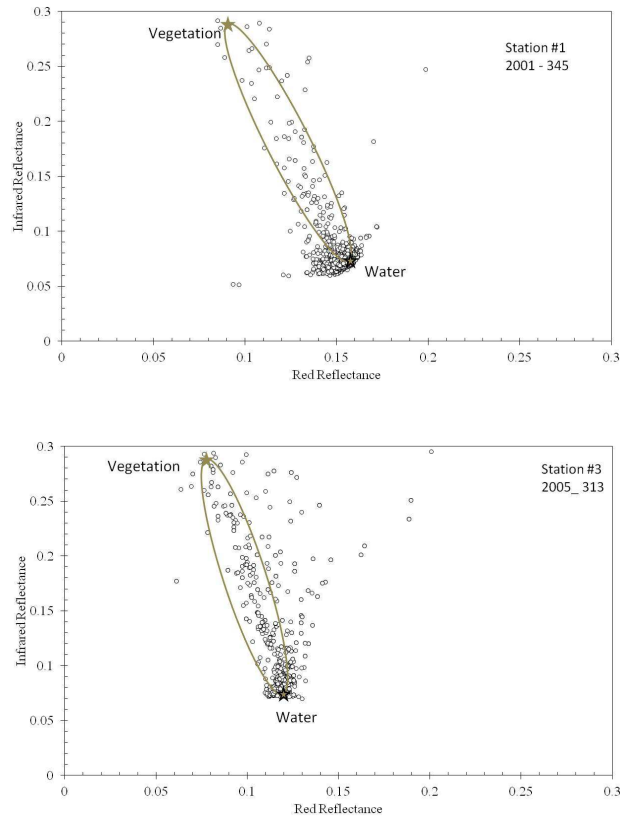
## **4 RESULTS**

### **4.1 RETRIEVAL OF SURFACE REFLECTANCE OVER RIVER STREAMS**

Spectral mixing occurs when materials (e.g. endmembers) presenting distinct spectral properties are present within a certain pixel. Because river stream is only a few pixels wide at MODIS resolution, it may result in spectral mixing between water endmember, riverine vegetation or any element close to the river stream. Accordingly, it is possible that very few (or no) pure (non-mixed) water pixels can be found over the river stream in a MODIS image. In order to assess the impact of the spectral mixing among the river pixels, we take a look at the spectral mixing at red and infrared bands.

Although the spectral resolution offered by the 250-meter mode resolution is limited, i.e. only two bands, it may be sufficient to detect spectral mixing between water and vegetation since those targets present contrasted behaviors at red and NIR wavelengths. Unlike clear waters (such as oceanic waters) that exhibit low and decreasing reflectance values from the blue to the infrared, white water is characterized by strong reflectance values in the red and a lower but significant reflectance in the NIR. Hence, visible and NIR channels have been shown to be a robust estimator of suspended sediment concentration in coastal waters and rivers in various previous studies (Doxaran et al. 2002; Han 1997; Mertes et al. 1993). On the other hand, the strong positive difference between infrared and red bands, i.e. the red edge, is classically used to detect vegetation through the use of vegetation indices.

Because, there is no river mask available from MODIS 250-meter resolution products, we define a river mask from visual interpretation and that will be applied on MODIS images acquired at different dates over station #1 and station #3 (figure 3). Figure 5 displays the feature space representation of the red and infrared bands from two MOD09Q1 images for the pixels extracted from the river mask at stations #1 and #3. Analysis of these feature spaces makes it possible to assess the spectral mixing in each image. Theoretically, spectrally pure pixels are found at the vertices of the polygon or the line that binds the data space. Vegetation endmember is clearly separated in the different feature spaces with a strong NIR reflectance and a low red reflectance. White water endmember appears at the other extreme end with moderate reflectance values in the red and low value at the NIR channels. Most of all the pixels lies along the line connecting the two endmembers confirming that a two-endmember linear mixture model is reasonably good.



*Figure 5.* NIR vs. red scatterplot of cloud free pixels within the river mask at stations #1 (above) and # 3 (below). Almost all the river pixels are bounded by vegetation and water endmembers.

Feature space analysis shows that the retrieval of river stream reflectance using MODIS data is effectively hampered by the low spatial resolution that may result in few pure water pixels depending on river width. Spectral mixing may depend on four different factors : 1) river hydrology (depending on river water level, river width may vary and some sand banks may emerge (eventually covered by vegetation) and greatly affect the resulting spectral signature); 2) the variation of the MODIS effective resolution that is degraded at high view zenith angles because individual observations cover several adjacent grid cells at high view zenith angles (Justice et al. 2002); 3) the presence of some local residual atmospheric effects; 4) residual error in the geolocation and satellite navigation. In other words, it is impossible to retrieve geometrically pure water pixels from pixel-based mask and we need to develop a specific retrieval procedure to assess a posteriori the river water endmember in each image.

We propose a method allowing to retrieve automatically the water endmember within a MODIS scene. The methodology for getting estimates of the river water endmember from MODIS images is organized in four steps. Firstly, pixels are extracted over the river from each image using a pixel-based mask designed for the whole time series. Secondly, the pixels are partitioned into homogeneous clusters using K-means algorithm. Thirdly, vegetation endmember is retrieved using the same MODIS scene. Fourthly, linear mixing model (LMM) is tested. This procedure essentially focuses on

the autonomous determination of the water end-member by successive testing of each pixel cluster in the LMM to find the cluster that best describe the remaining groups of mixed water pixels over the river stream. The pixel cluster leading to the lowest residual in the LMM is retained as the water endmember.

The pixel-based river mask is manually outlined for each station and is used for the entire time series. As the algorithm takes into consideration the spectral mixing, it is not necessary that the mask match perfectly the river reach. Furthermore, as the river stream varies with the water level it would be impossible to match the river stream extent. The extent of the river mask along the stream is restricted to the vicinity of the station depending on the hydraulic conditions at each station (river confluence, connection with lakes). The pixels from the river mask are clustered using K-means algorithm, one of the simplest unsupervised learning algorithms. The K-means procedure attempts to find the centers of natural clusters in the data by minimizing total intra-cluster variance. In practice, the algorithm converges rapidly, taking only a few iterations. Yet, the algorithm may not return a global optimum because the quality of the final solution depends largely on the initial set of clusters (both number of clusters and initial centroid position). To overcome this limitation, the Monte Carlo method is used to generate 100 initial sets of centroid position. Then, for each initial set of clusters, we also test increasing numbers of clusters from 6 to 20. The set of clusters that minimizes the total intra-cluster variance at convergence is then selected for the next step.

The LMM equation for each cluster  $b$  ( $1 < b < N$ ) is :

$$R_{i,b} = f_{water} \cdot R_i^{water} + f_{vegetation} \cdot R_i^{vegetation} + \varepsilon_{i,b} \quad (2)$$

where  $R_{i,b}$  stands for the cluster  $b$  reflectance at band  $i$ ,  $f_{water}$  and  $f_{vegetation}$  are the fraction of each endmember,  $R_i^{water}$  and  $R_i^{vegetation}$  are the reflectance of water and vegetation endmembers at band  $i$ , and  $\varepsilon_b$  is the unmodeled residual. In equation (2),  $R_i^{water}$  and  $R_i^{vegetation}$  are unknown and are selected among the  $N$  cluster retrieved using the K-means algorithm. The cluster representing the vegetation endmember is automatically selected as the one presenting the higher Infrared Red positive difference. The fraction of each endmember  $f_i$  for each cluster is obtained by applying a least squares technique in order to minimize the unmodeled residual for red and infrared channels with an additional nonnegative constraint for each fraction. We successively test each cluster to select the best “river water endmember” candidate that achieves the lowest residual  $\varepsilon = \sum_1^N (\varepsilon_{1,b} + \varepsilon_{2,b})$  assessed over the entire set of LMM equations corresponding to the  $N$  clusters.

Figure 6 shows the algorithm results over a series of 6 scatterplots from February to April 2006 corresponding to the cloud-free pixels within the river mask at station #3. For each date, the K-means cluster centroids are displayed and the water endmember

selected from Equation (2) is shown. As commented previously, the spectral mixing is basically described by a two endmember mixture (i.e., vegetation and water). However, we notice that the vegetation endmember reflectance and the dispersion of the reflectance values vary from one image to another as influenced by the cloud coverage, image acquisition geometry and hydrology. In particular, high albedo pixels resulting from unfiltered cloud edges can appear (date 2006 – 081 in Figure 6). Although the spectral mixing show large variability it can be noticed that the procedure succeeds in retrieving a stable water endmember reflectance over the short time series. In the next sections, water endmember reflectance behavior over larger time spans (12 years) will be further analysed.

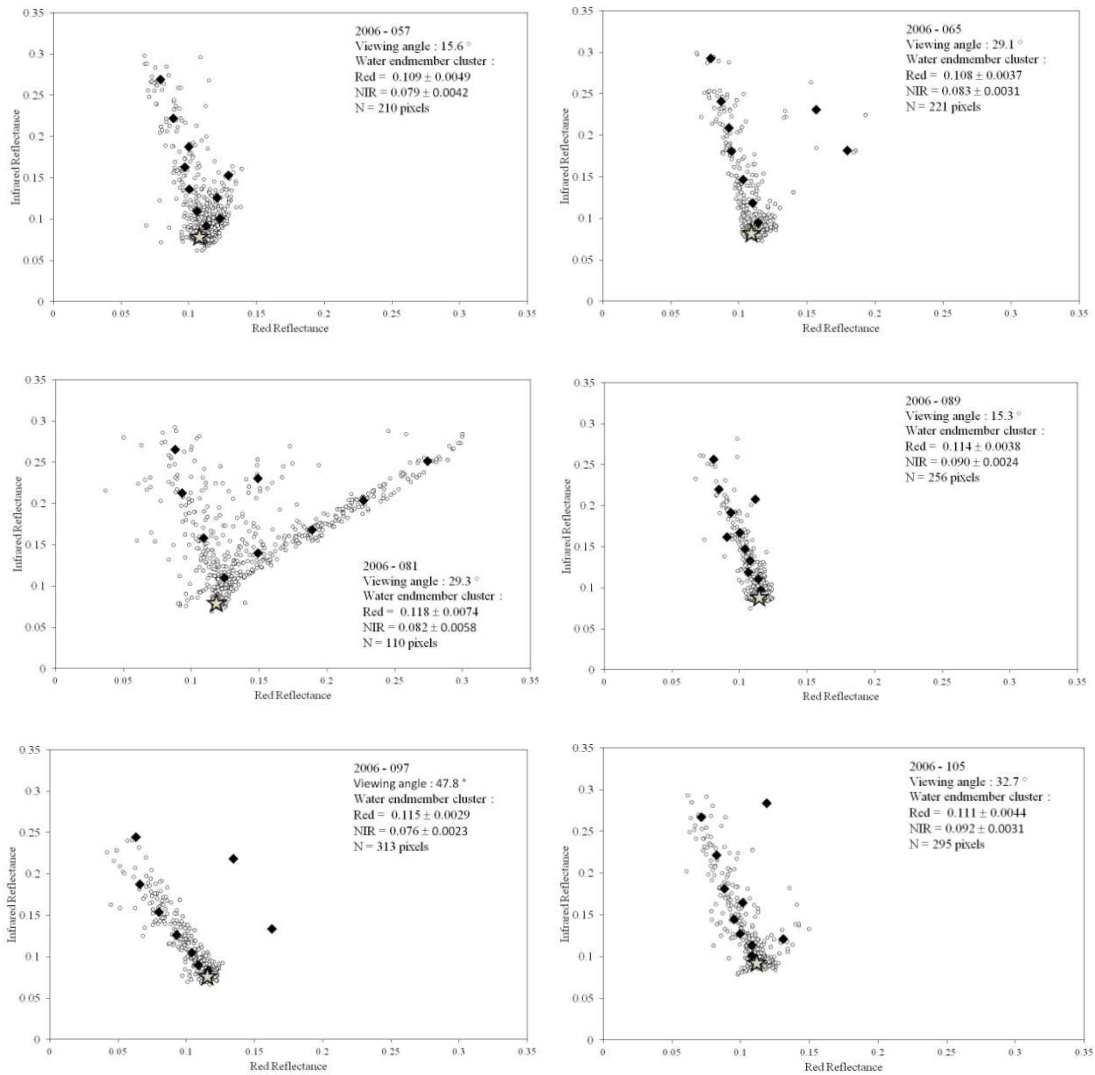


Figure 6. NIR vs. red scatterplot of cloud-free pixels (white circles) within the river mask at station # 3 at 6 different dates from February to April 2006. Cluster's centroid positions assessed from K-means unsupervised algorithm appear as black circles. The cluster selected as the water endmember with the automatic procedure appears as a grey star. For each image, satellite viewing angle and water endmember cluster characteristics are listed.

The geometry of acquisition is computed to detect sunglint cases where the reflectance increase dramatically. To remove those cases, we use the geometric formula proposed by Giglio et al. (2003) :

$$\cos \theta_g = \cos \theta_v \cdot \cos \theta_s - \sin \theta_v \sin \theta_s \cos \phi \quad (3)$$

Where  $\theta_v$  and  $\theta_s$  are the view and solar zenith angles, respectively, and  $\phi$  is the relative azimuth angle. For  $\theta_g$  angles lower than 20 degrees we automatically discard the data.

The algorithm presented will always produce an estimate provided there are sufficient cloud-free pixels in the mask. However, the existence of pure water pixels may not be confirmed *a priori* since it varies as a function of river hydrology and image acquisition geometry. Accordingly, we must define a test based on the spectral shape of the water endmember estimate. Red and NIR channels over turbid waters are strongly correlated and NIR reflectance should show lower values than red reflectance because of increasing absorption of water towards higher wavelengths. On the contrary, mixed pixels showing spectral contribution from vegetation banks or sand banks will show higher or similar reflectance values in the NIR channel than in the red channel. Based on this observation, we reject water endmember estimates that exhibit equal or higher reflectance in the NIR than in the red. If spectral signature is considered invalid, the water endmember estimate is rejected and the processing moves to the next image in the time series.

## 4.2 SURFACE REFLECTANCE RETRIEVAL ACCURACY

The benefit of water endmember retrieval over the river stream is first evaluated by comparing: 1) the mean reflectance of all pixels extracted from the river mask (the “apparent” river reflectance); 2) water endmember reflectance retrieved with our algorithm (the “effective” river reflectance). Figure 7 shows this comparison for MODIS band #2 (858 nm) of the MOD09Q1 (250-meters) product and for the whole MODIS archive over stations #1 (river width of 4 km) and #3 (river width of 1 km). It can be seen that the “apparent” estimates of the reflectance presents a greater variability and higher values than the post-processed water reflectance. For a narrower river (station #3), the spectral mixing is stronger and the impact of the reflectance extraction procedure is much more pronounced. The spectral mixing biases the apparent river reflectance towards higher values in the near IR because of the vegetation reflectance peak in this part of the spectrum. It is concluded that the water endmember retrieval technique allows the mixed river water pixels to be efficiently filtered out.



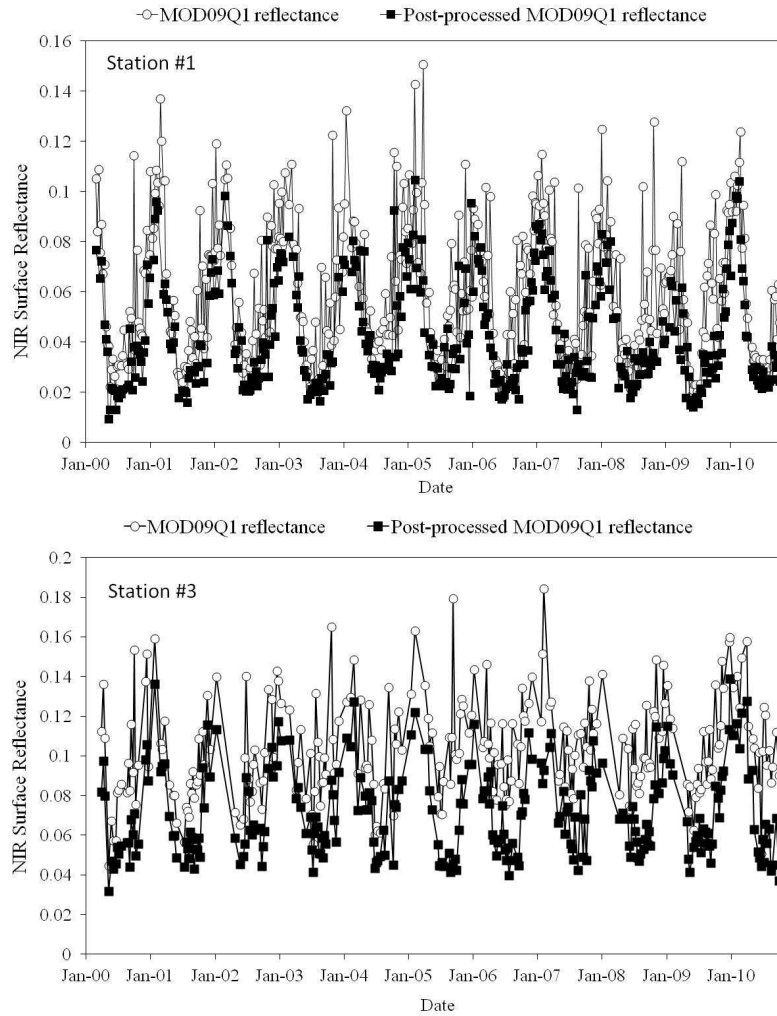
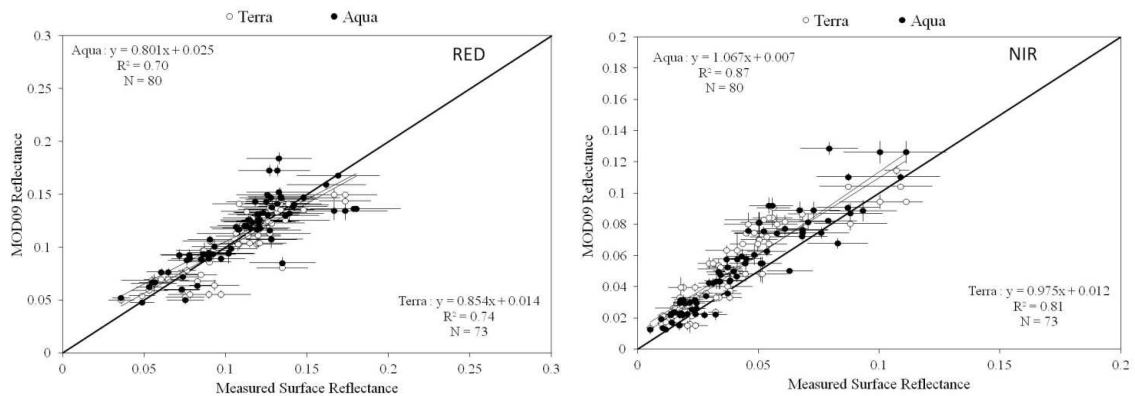


Figure 7. Comparisons of the MOD09Q1 NIR surface reflectance extracted over the Amazon river and of the water endmember retrieved with our algorithm (see section 4.1) for 2 river reaches : station #1 (river width 4 km) and #3 (river width 1 km).

Figure 8 compares post-processed MODIS surface reflectance (Aqua and Terra 8-day composites) and surface reflectance measurements realized during 16 cruises along the Amazon and Madeira Rivers. Out of the 229 measurements realized along the Amazon and Madeira Rivers, 73 were used for matchups with MODIS-Terra images and 80 were used for matchups with MODIS-Aqua. MODIS data were processed over the river reaches where were acquired the radiometric measurements along the Madeira, Solimoes and Amazon rivers. Although difficult to measure, the variability of the field surface reflectance was estimated from 90 measurements assessed over four grids at two river reaches (Station #2 and Borba station along the Madeira River). From these measurements, we assessed a relative mean standard deviation of surface reflectance across the river reach varying from 4.1 % up to 10.7 % at red band and from 10.9 % up to 19.6 % at NIR band. A total uncertainty of 7 % (red band) and of 15 % (NIR band) was finally considered for the measured surface reflectance. For MODIS surface reflectance, the reflectance at a given point stands for the water endmember

estimates from the procedure described in the previous section. Error bars stand for the standard deviation of the water end-member cluster assessed from our algorithm.



*Figure 8.* Comparison of MODIS 8-day composite surface reflectance with field radiometric measurements realized in the Amazon and Madeira Rivers from 2007 to 2011. Error bars stand for estimated uncertainty on the measured reflectance and for MODIS reflectance standard deviation of the water endmember cluster (see text).

Overall, fine agreement is found between both reflectance datasets at both red and NIR bands. The slope of regression is close to one in the near infrared, and it decreases in the red. It appears that MODIS surface reflectance is slightly higher than the field measurements and that the regression line intercept is positive. These observations agree with Wang et al. (2010) that analyzed MOD09 data over several test sites and showed that the magnitude of biases may vary with locations and is higher in the world regions of biomass burning with higher aerosol optical thickness such as the Amazon basin. Of interest, the post-processing algorithm allows a significant increase in the reflectance accuracy in the NIR as the matchups accuracy increase from 0.18 (no post-processing) to 0.81 (post-processed) for Terra images. At red band, the matchup accuracy increases slightly from 0.67 (no post-processing) to 0.74 (post-processed) for Terra images. This is consistent with the fact that water reflectance is less affected by the environment at red band than at NIR, limiting the improvement bring by the use of the reflectance post-processing.

### 4.3 SURFACE REFLECTANCE TEMPORAL BEHAVIOUR

We now analyze the temporal behavior of the river water endmember reflectance in relation to ground measurements. In this section, the composites from Terra and Aqua are merged to produce a more complete time series. For each date, both Terra and Aqua 8-day composites are compared and the image with the averaged lowest satellite viewing angle is selected. If both composites were acquired with the same viewing angle, the composite acquired with the lowest cloud coverage is preferred. The extent of the river mask using in the reflectance post-processing along the stream is restricted to the vicinity of the station depending on the hydraulic conditions at each station (river confluence, connection with lakes). The number of pixels outlined varies from one station to another with a minimum of 709 pixels at Borja (where the river width is the

narrowest) and a maximum of 4334 pixels at Óbidos (where the river width is the largest).

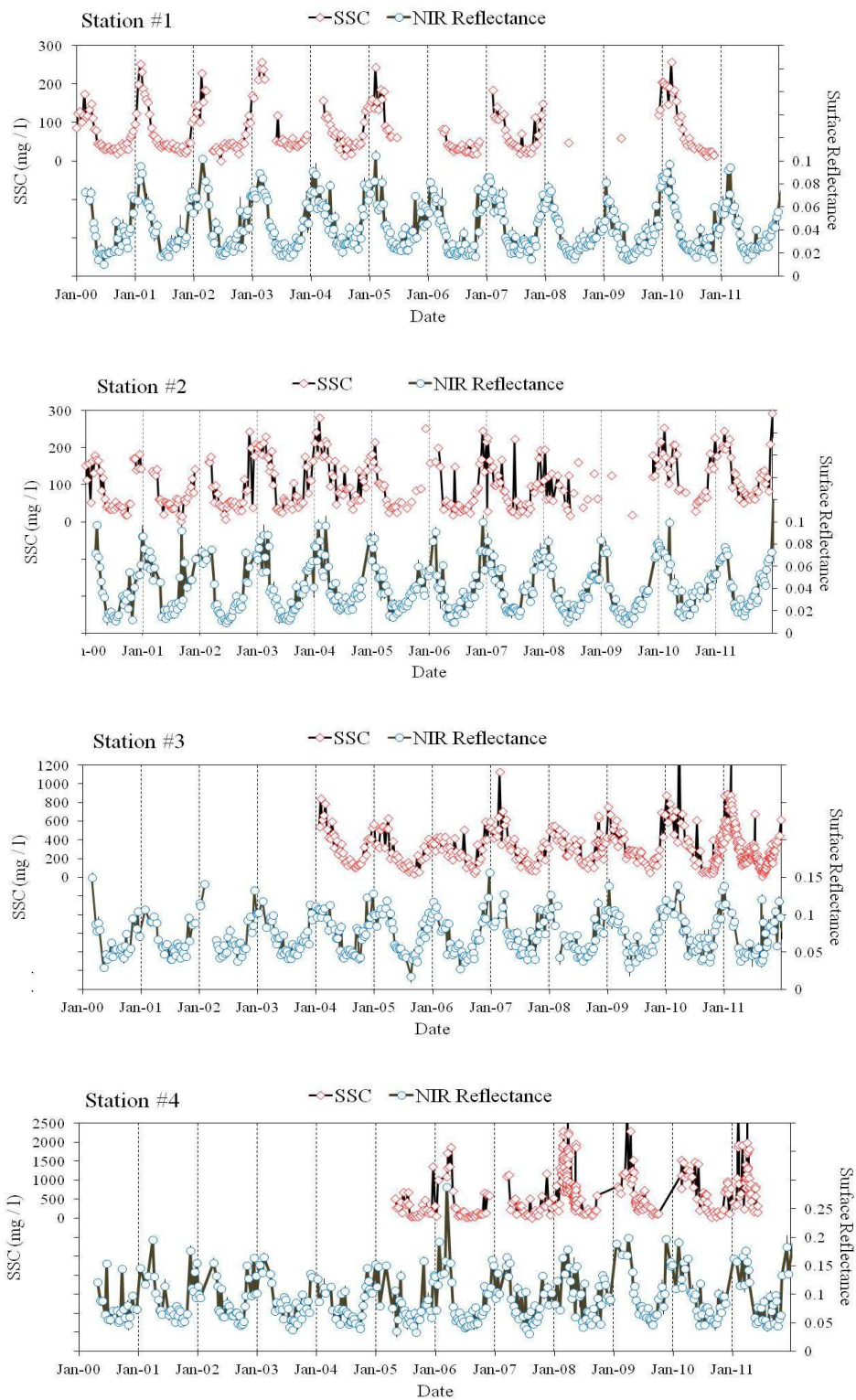


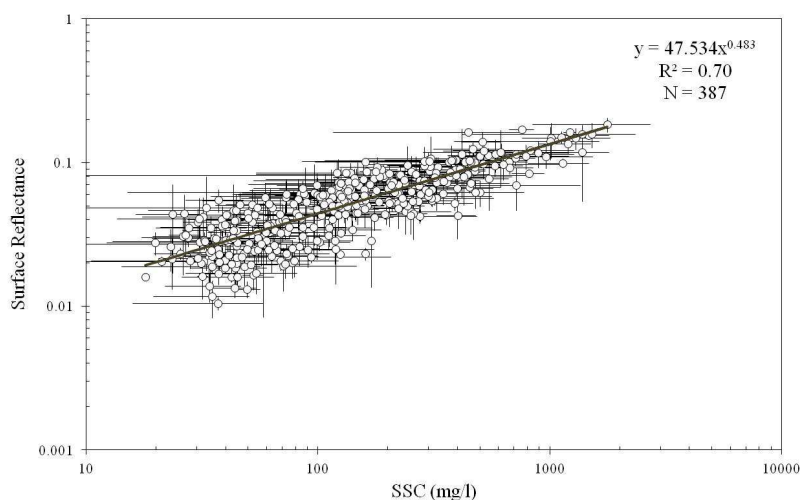
Figure 9. Comparisons of water endmember reflectance time series (250-meter Terra and Aqua images) with HYBAM SSC field measurements over the 2000-2011 period at stations #1,#2,#3 and #4 along the Amazon river. Values were shifted for clarity.

Figure 9 compares the IR surface reflectance time series extracted automatically from MODIS 250m-products with SSC time series for the four field stations. The SSC presents a well-defined annual cycle in relation to the monomodal flood of the main Amazonian rivers with higher concentrations during the increasing water period (the concentration peak always occurs a few weeks before the flood peak) and lower concentrations during the decreasing water period. However, the seasonal cycle is less pronounced upstream and, at station #4, we observe a much stronger variability between SSC consecutive samples. Direct comparisons of field measurements and MODIS data are difficult because spatial and temporal samplings are extremely different. On the one hand, a 1-liter sample is taken on a fixed point. On the other hand, we retrieve the reflectance the MODIS on a much wider area (from hundreds to thousands of pixels) and with a temporal sampling depending on the local meteorology. However, we note that there is a general good agreement between the ground measurements and the reflectance and that the annual cycle is well-monitored by satellite data with correct timing. The automatic retrieval procedure appears to produce robust estimates over twelve consecutive hydrological cycles of the Amazon River.

#### 4.4 SSC RETRIEVAL

Numerous works have studied the sensitivity of remote sensing reflectance to the suspended sediment concentration in oceanic and inland waters. A significant number of researchers have reported a strong positive correlation between SSC and spectral radiance (Bhargava and Mariam 1990, 1991; Doxaran et al. 2002; Hinton 1991; Novo et al. 1989a, b; Ritchie and Cooper 1988; Ritchie et al. 1987) and also noted that the relation may depend on the range of concentration, water types and suspended matter origin. Most studies agree that the best correlation between reflectance and SSC is between 700 and 900 nm in turbid inland waters.

Figure 10 presents the variation of reflectance for the MODIS 250-meter product, band 2, as a function of monthly average SSC concentrations using all the reflectance data and corresponding SSC estimates we had for the four stations. The SSC values present a wide range of values from 18 up to 1772 mg/l (mean = 224.0 mg/l, N = 387). There is a significant positive correlation between field data and surface reflectance. The determination coefficient shows that 70% of the variation of the reflectance is explained by the variation of the SSC. The relationship is more particularly remarkable as data originates from different years (from 2000 to 2011) and has been acquired in different stations located thousands of kilometers away from one another. The accuracy of the relationship between surface reflectance and SSC concentrations has been assessed using the Bootstrap technique. A power law model  $SSC = a \cdot (R_{NIR})^b$  shows the best fitting values with  $a = 41288 \pm 21333$  (95% confidence interval) and  $b = 1.93 \pm 0.26$  computed using 1000 bootstrap samples. The  $b_{632}$  estimate is 131.6 mg/l (60 % relative error).



*Figure 10.* Surface reflectance derived from MODIS 8-day composite (Terra and Aqua Satellite) as a function of the surface SSC. Surface reflectance was extracted over the four stations (see Figure 1). Measurements represent monthly average values and error bars stand for the standard deviation each month

Accuracy of the SSC retrieval is satisfactory given the major spatial scale difference between in-situ measurements and the reflectance data (assessed from buffers containing hundreds of pixels). However, a significant part of the observed dispersion may be related to different other factors such as : 1) site dependence; 2) reflectance variability introduced by miscalibration or adjacency effects; 3) temporal dependency of the reflectance – SSC relationship; 4) reliability of reflectance pre-processing.

## 5 DISCUSSION

In our study, we chose to assess the water reflectance from a river mask instead of a pointwise estimate. This approach has been considered since the cloud coverage constitutes a severe constraint in tropical humid area such as in the Amazon basin. Despite the excellent revisit frequency of MODIS (near daily coverage for each sensor) there is a high rate of rejection due to high probability of cloud coverage. On the one hand, considering a large number of pixels along the river in a same buffer increases the probability to get cloud-free and sun glint-free pixels for monitoring and matchups purposes. On the other hand, by increasing the number of pixels, the difference in the spatial scale between the river mask and the field pointwise estimates may alter the accuracy of the subsequent calibration and validation tests. Hence, the size of the mask is a result of a trade-off between the number of image available for calibration or SSC retrieval and the necessity to keep homogeneous reflectance estimate. We now discuss the benefits and limits in using such approach.

## 5.1 INFLUENCE OF THE MASK SIZE

To understand the importance of assessing large river mask in tropics, we tested different buffer sizes for the processing of MODIS time series starting from a 9-pixel buffer up to a 5000-pixel buffer that represents a 80-km long mask along the Amazon River at station #1. This station is appropriated for such test provided that the Amazon River discharge vary very slowly in time (see figure 2) and do not receive any large tributary that would change the water quality parameters. We define four classes for a coarse image quality classification taking into consideration cloud coverage and image acquisition geometry : i) class “0” stands for MOD09 composites presenting more than 95 % cloud coverage over the river mask; ii) class “1” include images presenting fine conditions with cloud coverage lower than 90 % over the river mask, viewing angle lower than 45° and  $\theta_g$  greater than 25°; iii) class “2” include images presenting cloud coverage between 90 and 95 % or viewing angle larger than 45° or  $\theta_g$  varying between 20 and 25° (equation 3); iiiii) class “3” stands for sunglint conditions, e.g.  $\theta_g$  smaller than 25°. It can be seen that class 1 represents the optimal image quality while class 2 may be flagged as “poor” quality. Processing a 10-year time series of MODIS Terra 8-day composites and considering a 9-pixel buffer, only 30 % of the images match the class 1 criteria. With increasing river mask size, more pixels with good quality are included. Consequently, we note a clear increase of the class 1 scenes from 36 %, 42 %, 56 up to 58 % when using 150, 700, 4000 and 5000 pixel-masks, respectively. In fact, this increase is not homogeneous during the year and the gain is much more pronounced during the rainy season when the cloud coverage is the strongest. When considering the class 1 and 2 scenes together, the production rate increase at 38, 49, 62, 76 and 78 % when considering river masks of 9,150, 700, 4000 and 5000 pixels, respectively. Interestingly, the class 3 scenes, which are affected by sunglint, only appear for 1.2 % relatively to the entire time series.

The percentages presented for Terra sensor are quite similar but slightly better for Aqua (83 % for a 5000-pixel mask). By merging both Terra and Aqua time series, the monitoring capacity is significantly improved: 87 % of the time a water endmember estimate is produced at quality 1 or 2 at station #1 using 250-meter resolution mode images from MODIS Terra and Aqua collections. At station #3, where the river mask is smaller (i.e., 850 pixels) due to the narrower river course, the probability of having class 1 or 2 images is of 54 % and 64 % when considering the Terra sensor and Aqua sensor, respectively. By merging both Terra and Aqua time series, the monitoring capacity is significantly improved: 71 % of the time a water endmember estimate is produced with class 1 or 2 pixels.

The high percentage of valid records using a large river mask makes that MODIS data meet a fundamental requirement for a monitoring system : the availability of a sufficient number of observations allowing for a constant monitoring whatever the period of the hydrologic cycle considered. Accordingly, though the tropical rainforest presents strong cloud coverage, we show that the near-daily coverage provided by MODIS would efficiently support the existing water quality monitoring networks operating in the Amazon basin that operate with a 10-day sampling schedule (HYBAM network) or a quarterly sampling schedule (Brazilian water agency network) in Brazil.

## 5.2 SSC VARIABILITY AT THE RIVER REACH

The ORE-HYBAM data provides unprecedented knowledge of the temporal behavior of SSC concentrations along the Amazon River. However the comparison of field data and MODIS estimates is uneasy provided that both estimates are not assessed over the same area. While MODIS reflectance is assessed on hundreds of pixels, the field data consists of pointwise estimates. Moreover, the ORE-HYBAM data provides SSC estimates but no error bars. When considering large river mask for MODIS processing, it is necessary to understand how relevant is an estimate assessed over areas covering various kilometers and how accurately it may be related to a pointwise estimate.

We conducted field experiments at station #2 and station #1 to link the SSC pointwise estimates to SSC estimates acquired simultaneously on a larger grid across the river reach at the same stations. We also investigated the variability of the pointwise estimate by sampling the vicinity of the ORE HYBAM measurement point at station #2 both temporally and spatially: 15 points were successively measured during one hour at the precise measurement point and 15 points were collected on a regular grid centered on the HYBAM measurement point. At high waters, we measured a mean SSC of  $50 \pm 5$  mg/l, with a coefficient of variation (CV) of 10 %, for the 30 measurements at the HYBAM ORE sampling point. At low waters, we measured a mean SSC of  $80 \pm 10$  mg/l (CV =12.5 %) at the HYBAM ORE sampling point.

We analyzed the variability of the SSC at larger scales by sampling 4 rectangular grids extending across the Amazon River reach at station #1 and station #2. Sample spacing made use of a grid interval of 250 meters by 250 meters with 35 points for the first grid, covering 2 sq.km, (6-km upstream the HYBAM measurement point). For the second grid, the grid interval was of 500 meters by 500 meters with 42 points, covering 5 sq.km (8-km downstream the HYBAM measurement point). For station #1, the first grid included 39 points (grid interval of 250 meters), covering 3.5 sq.km. and was centered on the HYBAM measurement point. The second grid included 25 points (grid interval of 250 meters), covering 2 sq.km and was 6-km downstream from the previous grid.

For station #2, at high waters, we measured a mean SSC value of  $74 \pm 14$  mg/l (CV = 19.0 %) and  $75 \pm 29$  mg/l (CV = 38.7 %) for the first and second grid, respectively. During low waters, we measured a mean SSC value of  $128 \pm 16$  mg/l (CV = 12.5 %) and  $101 \pm 24$  mg/l (CV = 23.7 %) for the first and second grid, respectively. Comparisons between SSC measurements at the ORE HYBAM measurement point and based on the intensive sampling over the 2 grids the same day show a relative difference of 1) 50 % during flood peak; 2) between 25 and 60 % during low water.

For station #1, during high waters, we measured a mean SSC of  $64.5 \pm 12.3$  mg/l (CV = 19.0 %) and of  $59.7 \pm 6.5$  mg/l (CV = 10.0 %) for the first and second grid, respectively. At low water, we measured a mean SSC of  $43.7 \pm 3.3$  mg/l (CV = 7.5 %) and of  $42.0 \pm 2.5$  mg/l (CV = 5.9 %) for the first and second grid, respectively. At this station, comparisons between SSC measurements at the ORE HYBAM measurement

point and based on the intensive sampling over the 2 grids show a relative difference of 1) 5.9 % and 10.3 % during flood peak; 2) -27 and -32 % during low water.

Based on these observations, we deduce that the uncertainty of the pointwise SSC estimates may be of 10 % minimum. The spatial heterogeneity of the surface SSC across the Amazon River reaches studied herein is significant but is low enough to ensure that pointwise and grid-based estimates show similar behavior. It remains ambiguous how much the size of the grid influences the SSC retrieval accuracy (either using remote sensing or field sampling), but clearly the hydraulic conditions of the river reach are a dominant factor in affecting the suspended sediment variability. Nonetheless the comparisons presented in this section show that it is unreasonable to expect the SSC retrieval based on MODIS data to outperform a level of about 20-30 % accuracy when compared to pointwise measurements. In this manner, the satellite ability to sense large river reaches may be seen as a complementary technique to the conventional field sampling practices making use of pointwise or transect-based estimates.

## 6 CONCLUSIONS

The objective of the paper was to investigate the feasibility of using MODIS surface reflectance data to identify variation in water color at the river surface on weekly and annual time frames. Our results suggest that the medium spatial resolution does not preclude the use of sensors such as MODIS for monitoring the world's largest rivers. In particular, the surface reflectance data appears to be robustly linked with some water quality parameters such as SSC. However it is shown that reflectance retrieval is not easy over rivers because the coarse spatial resolution induces spectral mixing. Furthermore, the spectral mixing is shown to be changing depending on hydrological factors (river width controlled by flood stage, presence of sand banks) and acquisition geometry (depending on MODIS imaging angle). Accordingly, a specific algorithm has been developed for water endmember retrieval among the pixels extracted over the river stream. The core of this procedure lies in the autonomous determination of the water end-member by successively testing each pixel cluster over the river stream with different linear mixing models to find the cluster that can be used to describe at best the remaining groups of mixed water pixels. By using the information present in each image and *a priori* limited knowledge, the algorithm makes full use of the parameters available in the multitemporal dataset. This procedure has demonstrated its ability to provide robust estimates of the water reflectance over 12 consecutive hydrological cycles and for river reaches along the Amazon River presenting marked differences in terms of SSC range or river width. Hence, our study shows that it is now possible to get water quality parameter over rivers from medium resolution satellite for long term monitoring. By combining an excellent temporal resolution and a fine calibration quality MODIS paves the way for potentially rewarding remote sensing data applications to continental water monitoring. However more studies are needed to fully assess the retrieval accuracy of water quality parameters such as SSC. In particular, more robust inversion retrieval techniques will have to be developed using either statistical models or classical approaches based on the knowledge of water optical properties. The



monitoring of the world's largest rivers will clearly benefit from such technological approach.

## ACKNOWLEDGMENTS

This work has been supported by CNPq and MCT (Minister of Science and Technologies) in Brazil; IRD, INSU and French Spatial Agency (CNES) in France. We thank all the HYBAM observatory partners in Brazil and in Peru : the Brazilian Water Agency (ANA), the University of Brasilia (UnB), the Amazonas Federal University (UFAM), the Mineral Resources Research Company (CPRM), the Peruvian Hydrological Service (SENAMHI) and the Agrarian National University La Molina in Lima (UNALM).

## BIBLIOGRAPHY

- A.G. Dekker, R.J.V., S.W.M. Peters (2002). Analytical algorithms for lake water TSM estimation for retrospective analyses of TM and SPOT sensor data. *International journal of remote sensing*, 23, 15-35
- Aranuvachapun, S., & Walling, D.E. (1988). Landsat-MSS Radiance as a measure of suspended sediment in the lower Yellow River (Hwang Ho). *Remote Sensing of Environment*, 25, 145-165
- Bailly, J.-S., Le Coarer, Y., Languille, P., Stigermark, C.-J., & Allouis, T. (2010). Geostatistical estimations of bathymetric LiDAR errors on rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1199–1210
- Bhargava, D.S., & Mariam, D.W. (1990). Spectral reflectance relationships to turbidity generated by different clay materials. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 56, 225-229
- Bhargava, D.S., & Mariam, D.W. (1991). Effects of suspended particle size and concentration on reflectance measurements. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 57, 519-529
- Bradley, J., Eden, M.J., & Rice-Evans, P. (1979). Remote sensing of suspended sediment in Amazonian rivers from Landsat imagery. In J.A. Allen & R. Harris (Eds.), *Remote Sensing and National Mapping* (pp. 110-116). Reading, UK: The remote sensing society - University of Reading
- Chen, Z., Hu, C., & Muller-Karger, F. (2007). Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. *Remote Sensing of Environment*, 109, 207-220
- Dekker, G.A., & Malthus, T.J. (1991). Quantitative Modeling of Inland Water Quality for High-Resolution MSS Systems. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 29, 89-95
- Doxaran, D., Froidefond, J.M., Lavender, S., & Castaing, P. (2002). Spectral signature of highly turbid waters. Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. *Remote Sensing of Environment*, 81, 149-161

- Efron, B., & Tibshirani, R.J. (1993). *An introduction to the bootstrap*. New York: Chapman & Hall
- Feurer, D., Puech, C., Bailly, J.S., & Viau, A.A. (2008). Very high resolution mapping of river immersed topography by remote sensing. *Progress In Physical Geography*, 32, 403-419
- GEMS (2003). Improving Global Water quality monitoring - Technical Advisory Paper No. 1. In: United Nation Environment Program - Global Environment Monitoring System
- Giglio, L., Descloitres, J., Justice, C.O., & Kaufman, Y.J. (2003). An Enhanced Contextual Fire Detection Algorithm for MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 87, 273-282
- Gitelson, A.A., Yacobi, Y.Z., Rundquist, D.C., Stark, R., Han, L., & D., E. (2000). Remote estimation of chlorophyll concentration in productive waters: Principals, algorithm development and validation. In, *NWQMC National Monitoirng Conference*. Austin, USA
- Gomez, B., Mertes, L.A.K., Philips, J.D., Magilligan, F.J., & James, L.A. (1995). Sediment characteristics of an extreme flood: 1993 upper Mississippi River valley. *Geology*, 23, 963-966
- Hakvoort, H., De Haan, J., Jordans, R., Vos, R., Peters, S., & Rijkeboer, M. (2002). Towards airborne remote sensing of water quality in the Netherlands - Validation and Error Analysis. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57, 171-183
- Hinton, J.C. (1991). Application of eigenvector analysis to remote sensing of coastal water quality. *International journal of remote sensing*, 12, 1441-1460
- Hooper, R.P. (1997). Sediment sampling in the national stream quality accounting network In, *US Geological Survey Sediment Workshop*
- Hu, C., Chen, Z., Clayton, T.D., Swarzenski, P., Brock, J.C., & Muller-Karger, F.E. (2004). Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL. *Remote Sensing of Environment*, 93, 423-441
- Justice, C.O., Townshend, J.R.G., Vermote, E.F., Masuoka, E., Wolfe, R.E., Saleous, N., & al., e. (2002). An overview of MODIS land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, 83, 3-15
- Martin, J.M., & Windom, H.L. (1991). Present and future roles of ocean margins in regulating marine biogeochemical cycles of trace elements. In R. Mantoura (Ed.), *Ocean margin processes in global change. Report, Dahlem workshop, Berlin, 1990* (pp. 45-67): Wiley
- Mayer, L.M., Keil, R.G., Macko, S.A., Joye, S.B., Ruttenger, K.C., & Aller, R.C. (1998). The importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. *Global Biogeochemical Cycles*, 12, 573-579
- Mertes, L.A.K., Smith, C.T., & Adams, J.B. (1993). Estimating Suspended Sediment Concentrations in Surface Waters of the Amazon River Wetlands from Landsat Images. *Remote Sens. Environ.*, 43, 281-301

- Miller, R.L., & McKee, B.A. (2004). Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 93, 259-266
- Mobley, C. (1999). Estimation of the Remote-Sensing Reflectance from Above-Surface Measurements. *Applied Optics*, 38, 7442-7455
- Molinier, M., Guyot, J.L., Oliveira, E., & Guimaraes, V. (1996). Les regimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. In P. Chevallier & B. Pouyaud (Eds.) (pp. 209-222). Paris: AIHS
- Novo, E.M.L.M., Hamsom, J.D., & Curran, P.J. (1989a). The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentrations. *International journal of remote sensing*, 10, 1283-1289
- Novo, E.M.L.M., Hamsom, J.D., & Curran, P.J. (1989b). The effect of viewing geometry and wavelength on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. *International journal of remote sensing*, 10, 1357-1372
- Ritchie, J.C., & Cooper, C.M. (1988). Comparison of measured suspended sediment concentrations with suspended sediment concentrations estimated from Landsat MSS data. *International journal of remote sensing*, 9, 379-387
- Ritchie, J.C., Cooper, C.M., & Yongqing, J. (1987). Using Landsat Multispectral Scanner data to estimate suspended sediments in Moon Lake, Mississippi. *Remote Sensing of Environment*, 23, 65-81
- Robinson, M.C., Morris, K.P., & Dyer, K.R. (1998). Deriving fluxes of suspended particulate matter in the Humber estuary, UK, using airborne remote sensing. *Marine Pollution Bulletin*, 37, 155-163
- Schalles, J.F., Gitelson, A., Yacobi, Y.Z., & Kroenke, A.E. (1998). Chlorophyll estimation using whole seasonal, remotely sensed high spectral-resolution data for an eutrophic lake. *J. Phycol.*, 34, 383-390
- Sioli, H. (1975). Amazon tributaries and drainage basins. *Landscapes of river basins (South America)* (pp. 199-213). New York: Springer Verlag
- Thiemann, S., & Kaufmann, H. (2002). Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne data - a semiempirical multisensor and multitemporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany. *Remote Sensing of Environment*, 81, 228-237
- Wang, Y., Lyapustin, A.I., Privette, J.L., Cook, R.B., SanthanaVannan, S.K., Vermote, E.F., & Schaaf, C.L. (2010). Assessment of biases in MODIS surface reflectance due to Lambertian approximation. *Remote Sensing of Environment*, 114, 2791-2801
- Wehrens, R., Putter, H., & Buydens, L.M.C. (2000). The bootstrap: a tutorial. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 54, 35-52

## **CAPITULO VI**

---

### Artigo C

## Résumé

Cet article étudie la confluence des fleuves Marañón et Ucayali à partir de laquelle se forme le fleuve Amazone au Pérou. L'ORE HYBAM y maintient une station hydro-sédimentaire sur chaque cours d'eau avec le service hydrologique péruvien (SENAMHI) : San Regis (SRG) sur le fleuve Marañón, Requena (REQ) sur le fleuve Ucayali, et Tamshiyacu (TAM) sur le fleuve Amazonas (50 km en amont de la ville d'Iquitos). A chaque station, la concentration en matières en suspension (MES) de surface est mesurée tous les 10 jours. La station de REQ a enregistré des valeurs de MES très faibles pendant plusieurs années qui, après comparaison entre les 3 stations, se sont révélées être des erreurs d'échantillonnage du fait de la présence d'un affluent local (Tapiche) d'eau noire.

Pour cette étude, les images MODIS sont calibrées à partir des données de MES de surface issues de campagnes de mesures intensives aux trois stations du réseau HYBAM réalisées entre 2005 et 2008. Ces données de campagne fournissent 3 estimations de MES de surface à chaque campagne ce qui améliore la robustesse de la comparaison satellite – terrain. Ainsi, on trouve d'excellentes corrélations ( $r^2$ ) entre la MES et la réflectance MODIS de 0.99, 0.87 et 0.80 pour les stations de TAM, SRG et REQ respectivement. Trois équations sont créées mettant en relation la réflectance infrarouge MODIS avec les données de MES de surface.

La validation est effectuée indépendamment et de deux manières :

1) D'abord en comparant les MES estimées par satellite et les données du réseau HYBAM (données à 10 jours) aux deux stations montrant des enregistrements valides (fleuves Amazone et Marañón) pendant deux cycles hydrologiques (2004 et 2005). La RMSE entre les données prédites par satellite et mesurées in situ (prélèvements ponctuels décennaux) est de 75 mg/l (RMSE relative de 27 %) à la station de TAM et de 72 mg/l (RMSE relative de 45 %) à la station de SRG.

2) Ensuite, les données de MES de surface estimées par satellite sont utilisées pour calculer une concentration moyenne sur la colonne d'eau grâce aux données de campagne HYBAM. Les MES moyennes sur la section sont ensuite multipliées par le débit liquide pour calculer un débit sédimentaire à chaque station dans la zone de confluence. La différence relative de débit solide annuel (satellite vs HYBAM/SENAMHI) est de -9.9% et 2.7% pour la station de TAM et de -1.58 et +1.43% pour SRG, pour les deux années hydrologiques considérées. La comparaison des débits solides déduit par satellite en amont (Marañón + Ucayali) et en aval (Amazone)

montre une excellente robustesse des estimations satellitaires (RMSE de 18 %, biais de 3 % sur 104 mois de données) compatible avec une utilisation opérationnelle des données MODIS pour le suivi des flux sédimentaires au sein du bassin amazonien.

Le débit sédimentaire annuel moyen estimé par satellite entre 2000 et 2009 est de 392, 150 et 270 millions de tonnes par an pour les stations de TAM, SRG et REQ. Le débit solide de l'Amazonie à la station de TAM est ainsi de l'ordre de 50 % de celui mesuré à la station d'Obidos près de l'Océan Atlantique.

## Resumo

No presente trabalho foram utilizadas imagens de satélite para a medição do fluxo de sedimentos nos rios e a construção de uma serie temporal de dados para uma estação mal calibrada.

O rio Amazonas (peruano) é formado na confluência dos rios Ucayali e Marañon. O projeto HIBAM conjuntamente com o SENAMHI instalaram uma rede de monitoramento da concentração de sedimentos, em suspensão de superfície (SSS), com amostragens, cada 10 dias. Nestes rios são localizadas 3 estações: San Regis (SRG) (4,51°S; 73,91°W) no rio Marañon, Requena (REQ) (5,03° S; 73,83° W) no rio Ucayali e Tamshiyacu (TAM) (4,00°S; 73,16°W) no rio Amazonas (50 km a montante da cidade de Iquitos). Na estação REQ foram observados dados muito menores e, comparando com as outras estações, foi evidente que nesta estação tinha-se um erro nas medições. A movimentação dos meandros neste rio fez que o ponto de amostragem fique na pluma de um afluente (Tapiche) com negras, causando o erro.

O HIBAM realiza campanhas periódicas de medição de vazão líquida, conjuntamente, são realizadas amostragens de concentração de sedimentos, em diferentes profundidades, e, em várias verticais da secção do rio. Com estas amostras é possível calcular a concentração média da secção (ASS) da estação e, posteriormente, estimar a vazão sólida. Assim pode-se relacionar os dados SSS com os dados de ASS para cada estação de amostragem.

Os produtos do sensor MODIS, MOD09Q1 e MYD09Q1 dos satélites TERRA e AQUA, são imagens compostas de cada 8 dias com dados de reflectância calibrada e de 2 bandas radiométricas (vermelho e infravermelho). Os dados de reflectância infravermelha foram relacionados com os valores de SSS das campanhas, conseguindo valores da correlação de Pearson de 0,99; 0,87 e 0,80 para as estações de TAM, SRG e REQ, respectivamente. Desta maneira, elaboraram-se 3 equações que relacionam a reflectância infravermelha do MODIS com os dados de SSS. A obtenção dos dados de reflectância das imagens foi realizada de jeito automático utilizando o programa computacional MOD3R.

Na validação destas estimativas, foi estimada a vazão sólida, usando os dados provenientes de MODIS e usando os dados da rede HIBAM. A diferença relativa de descarga sólida anual foi de -9,9 e 2,7% para a estação de TAM e de -1,58 y +1,43% para SRG, para os dois anos hidrológicos coincidentes. Ao não ter dados da rede HIBAM na estação de REQ, foi realizado um balanço de massas entre as 3 estações.

Assim a descarga sólida em TAM deve ser igual à somatória das estações a montante (SRG e REQ). O cálculo foi realizado com os dados MODIS, para o período entre os anos 2000 e 2009. O balanço foi cerrado entre as estações a montante e a jusante, com um erro médio quadrático de 18%.

A descarga anual promedio estimada é de 392, 150 e 270 milhões de ton/ano para as estações de TAM, SRG e REQ, respectivamente, para o período do ano 2000 a 2009.



## Integration of Field Measurements and Satellite Observations to Derive River Solid Load in Poorly Gauged Basins

Raúl ESPINOZA VILLAR <sup>a1</sup>, Jean-Michel MARTINEZ <sup>abc</sup>, Jean-Loup GUYOT <sup>bc</sup>, Pascal FRAIZY<sup>bc</sup>, Elisa ARMIJOS<sup>d</sup>, Alain CRAVE<sup>e</sup>, Hector BAZÁN<sup>d</sup>, Philippe VAUCHEL<sup>bcd</sup>, Waldo LAVADO<sup>df</sup>.

<sup>a</sup> Instituto de Geociências, Universidade Nacional de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, ICC Centro, 70910-900, Brasília, Brazil. raulev@unb.br

<sup>b</sup> LMTG, UMR5563, CNRS/IRD/Université Toulouse 3, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. jean-michel.martinez@ird.fr

<sup>c</sup> IRD, UR154-Hybam, CP 7091 Lago Sul, CEP 71635-971, Brasilia, DF, Brazil.

<sup>d</sup>Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad Nacional Agraria La Molina, Avenida La Molina s/n, Lima 12, Peru

<sup>e</sup> Géosciences Rennes, UMR 6118, CNRS/Université de Rennes1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France

<sup>f</sup> Servicio Nacional De Meteorología E Hidrología Del Peru Jr. Cahuide 785 Jesús María, Lima11 - Peru

**Article published: Journal of Hydrology**

<sup>1</sup> **Corresponding author.** Tel + 5561 3307-2433 - Fax +5561 3272-4286. Campus Universitário Darcy Ribeiro, ICC Centro, 70910-900, Brasília, Brazil

e-mail address: [raulev@unb.br](mailto:raulev@unb.br)

## **ABSTRACT**

The use of satellite imagery to assess river sediment discharge is discussed in the context of poorly gauged basins. For more than three decades the Peruvian hydrological service SENAMHI has been maintaining several gauging stations in the lower part of the Amazon River catchment. This network has been recently supplemented by the HYBAM program with a water quality monitoring network distributed over 5 locations and allowing assessment of river discharge and surface suspended sediment (SSS) concentration. In this paper, the three stations located near the Marañon and Ucayali rivers confluence that form the Amazon River are more specifically reviewed. Two stations provide complete time series of 10-day SSS samples over the period considered. The third station, along the Ucayali River, failed to provide valid estimates of sediment concentration at the river surface. The objective is to use satellite data as a substitute for the missing records in order to assess the Ucayali river sediment discharge that has never been directly assessed before; and to extend in time the river sediment discharge records over the two other stations. Water reflectance assessed from time series of MODIS satellite images is calibrated using field sampling campaigns to provide satellite-based SSS estimates. Validation is achieved on an independent dataset that is the 10-day SSS samples derived from the HYBAM network. Over the 2004-2006 period, it is demonstrated that there is a good agreement, better than 10%, between satellite-derived data and network data and for two stations offerings complete field records. Making use of satellite-derived SSS estimates assessed from 2000 to 2009, it is shown that the river sediment balance is closed between upstream and downstream stations. The use of satellite data and of their integration with field data in the context of lowly gauged basins is discussed and different scenarios are proposed.

**Keywords:** Hydrology, Sediment discharge, Amazon, Remote sensing, MODIS

### **1. INTRODUCTION**

The growing demand for information on water resources either locally or globally as part of environmental studies and/or monitoring makes it necessary to consider various methods that enable the collection of monitoring parameters. In hydrology, for example determination of source, transport and delivery of constituents in a watershed is based on a network of stations where frequent samples are needed to characterize the variations in chemical and sediment concentrations that occur during the hydrological cycle. Hence, the relevance and efficiency of hydrological monitoring is a function of

numerous measured parameters, of the sampling frequency and of the spatial distribution of stations within the catchment area (Hooper, 1997).

It is generally accepted that the state of the world's inland waters should be better known. Valuable hydrological monitoring should provide both long term and uninterrupted observations regardless of political and institutional contingencies that may arise, as may be the case with multinational catchments. However, facilities and maintenance costs tend to put a damper on the implementation of a hydrological monitoring network. Indeed, it has been estimated that three quarters of the world cannot afford a full-scale water quality monitoring infrastructure and will not be able to get it in the near future (GEMS, 2003). As conventional inland water monitoring techniques cannot catch up with the increasing need for monitoring the impact of local and global changes, alternative solutions are required.

Satellite imagery can provide the synoptic, continuous long-term global observation needed. It has been shown that the optical qualities of water are closely linked to some quality parameters of interest such as turbidity (A.G. Dekker, 2002; Mertes et al., 1993), algal pigment (Gohin et al., 2002; Schalles et al., 1998), organic matter (Vodacek et al., 1995) likewise they offer invaluable information for the detection of oil spills (Lennon et al., 2006). However, those observations have usually been limited to one-shot studies owing to the unavailability of spaceborne platforms offering adequate spatial resolution and time revisit frequency for most continental water bodies. In a recent study, global monitoring spaceborne sensors such as MODIS have been used to complete a monitoring network and assess the SSS at the Amazon river surface in Brazil for several years (Martinez et al., 2009). This opens up new prospects in the monitoring of surface water quality since MODIS sensors provide global coverage daily which in turn enables water reflectance to be estimated anywhere in the world.

Monitoring of sediment transport in river systems is a good way of assessing erosion and sedimentation processes that take place in the river catchment. The Intergovernmental Council of the International Hydrological Programme (IHP) emphasized the significant socio-economic and environmental impacts of these processes in river basin management and the fact that they are still poorly understood for practical use. A better knowledge of sediment transport becomes critical in areas where monitoring remains inadequate such as in the largest watersheds of the world both in boreal and tropical areas which may be the first to suffer from climate change. In this study, MODIS data is used to complete a monitoring network covering the Amazon River in Peru. In that area, the Peruvian water agency (SENAMHI) has been

monitoring the main river water level for more than 20 years but no information was available for basic water quality parameters till a few years ago. Since 2004, the HIBAM program installed with the SENAMHI a monitoring network of 5 stations in western Peru to assess river SSS concentration as well as other basin water quality parameters. Making use of ground measurements, satellite data are calibrated and used to assess the Marañon, Ucayali and Amazon river sediment discharge. Accuracy of the method will be discussed as well as the integration of classical ground measurements together with spatial techniques.

## **2. SITE AND METHODS**

### *2.1. Hydrology*

The Amazonian basin drains 76% of Peruvian territory (IIAP, 1998) (977,900 km<sup>2</sup>) and accounts for 98% of all Peruvian water resources (DGAS, 1995). At the confluence of the Ucayali and Marañon rivers the Amazon River is formed. The Marañon River drains 350,000 km<sup>2</sup>, of which 189,000 km<sup>2</sup> are mountainous areas in the Andes. The Ucayali River drains 360,000 km<sup>2</sup>, of which 198,000 km<sup>2</sup> represents mountainous areas in the Andes. While the Marañon River drains the northern and central part of the Peruvian Andean Cordillera, the Ucayali River drains the southern part. The Amazon plain is scarcely populated, preventing the setting up of a dense hydrological station network.

Figure 1 shows the locations of the 3 gauging stations considered: San Regis (SRG) (4.51°S, 73.91°W) along the Marañon River, Requena (REQ) (5.03° S, 73.83° W) along the Ucayali River and Tamshiyacu (TAM) (4.00°S, 73.16°W) along the Amazon River. The Peruvian Service of Meteorology and Hydrology (SENAMHI) has been recording river water levels twice a day at these 3 stations since the eighties. Since 2004, thanks to the HYBAM program (<http://www.ore-hybam.org>), discharge is also measured by Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) (Filizola and Guyot, 2004) during field campaigns conducted three times a year, thereby greatly improving the quality of rating curves at each station. Figure 2 shows the discharge time series for the three stations. Hydrological cycle is very similar between SRG and REQ stations, with a flood peak between March and May and a low water period between August and October. The Marañon River mean annual discharge is about 16200 m<sup>3</sup>/s at SRG while the Ucayali River mean annual discharge is about 11200 m<sup>3</sup>/s at REQ. As there is no significant tributaries between the three stations, the river discharge at TAM is simply the sum of REQ and SRG discharges, leaving measurement errors aside.

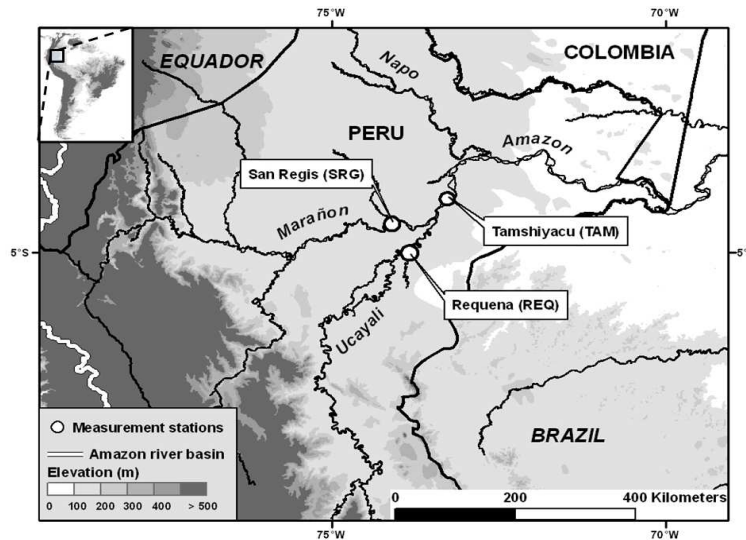


Figure 1: Location of the three hydrological stations in Peru: San Regis (SRG) along the Marañon River and Requena (REQ) along the Ucayali River, both rivers forming the Amazon River and Tamshiyacu (TAM), 80-kilometers downstream from the river confluence.

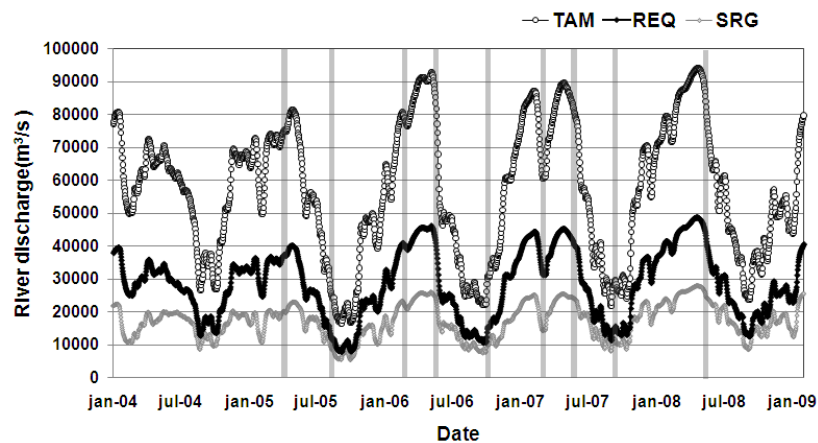


Figure 2: Daily discharges for the Marañon (San Regis), Ucayali (Requena) y Amazonas (Tamshiyacu) rivers in the period 2004- 2008. Grey bars denote the nine field sampling campaigns used for satellite calibration.

## 2.2. Monitoring Network

From August 2004 to July 2006, 65, 72 and 72 500-ml SSS samples were collected respectively in REQ, SRG and TAM stations. SSS concentration at the river surface has been sampled by local operator in a small boat every 10-days at a fixed point. Bottles were stored and sent approximately every 3 months for filtering to the UNALM (University National Agraria La Molina, Lima) laboratory. The samples were filtered using 0.45µm cellulose acetate filters, previously dried for 24 h at 50 °C and weighed.

The weight difference before and after filtration allows the amount of suspended matter to be determined by unit of liquid.

Figure 3 displays the temporal series of SSS concentration at TAM, SRG and REQ stations. At TAM station, the mean SSS concentration is 317 mg/l, with a maximum of 846 mg/l and a minimum of 36 mg/l over the period considered. At SRG station, the mean SSS concentration is 169 mg/l, with a maximum of 596 mg/l and a minimum of 31 mg/l. At REQ station, SSS samples yield a much lower value with a mean concentration of 77 mg/l. After crosschecking SSS data from the 3 stations it becomes apparent that measurements at REQ station were incorrectly sampled. Misplacement of the measurement point within the plume of a local tributary draining the local forest, the Tapiche river, is likely to have caused the error. Owing to its remoteness, sampling was abandoned, meaning no 10-day SSS data is available for the Ucayali River.

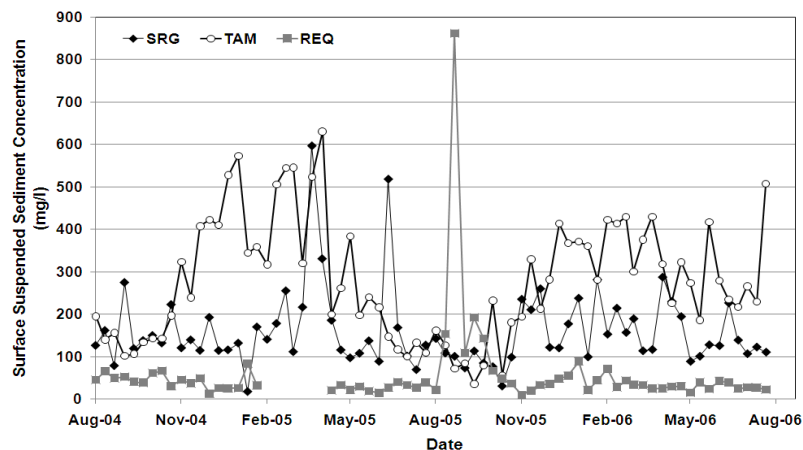


Figure 3: 10-day surface suspended sediment concentration for the Marañon (San Regis), Ucayali (Requena) y Amazonas (Tamshiyacu) rivers in the period 2004- 2006 assessed by the HYBAM program.

### 2.3. Average Suspended Sediments Concentration.

In every station, sampling campaigns were conducted between 2005 and 2008 (8 in TAM, 10 in SRG, 9 in REQ) to relate the 10-day surface samples to the average suspended sediment (ASS) concentration across the whole river reach. The measurements were defined in order to sample at least twice each period of the hydrological samples : rising waters, flood peak and low water stage. During these campaigns, the river discharge was measured with Acoustic Doppler Current Profiles

(ADCP). ASS was estimated using nine 500-ml water samples collected at three verticals and three different depths from the surface to the bottom of the water column. Each sample was processed using the same protocol as for the 10-day HYBAM measurement network.

Figure 4 shows the SSS concentration as a function of the ASS concentration for all campaigns. ASS concentration is strongly correlated with SSS concentration confirming that the surface estimate is a robust predictor of the average concentration in the river reach. Although one unique relation may be used for all the three stations together, we segment the dataset by river, for better accuracy, and we will make use of the following relationship between ASS and SSS concentration for respectively, TAM, SRG and REQ stations :

$$ASS_{TAM} = 1.12 SSS_{TAM} + 34.3 \quad (1)$$

$$ASS_{SRG} = 1.00 SSS_{SRG} + 72.5 \quad (2)$$

$$ASS_{REQ} = 1.18 SSS_{REQ} + 67.6 \quad (3)$$

The same equations will be used to derive ASS concentration from SSS concentration over the whole period either by measurement network (2004-2006) or by satellite data (2000- 2009).

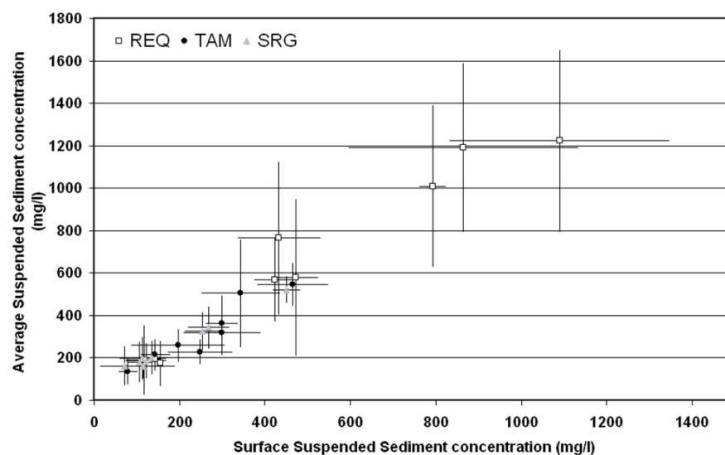


Figure 4: Average suspended sediment concentration as function of surface suspended sediment concentration assessed during 9 sampling campaigns at REQ, TAM and SRG stations. Sampling within the water column was based on 9 points samples at 3 different verticals and 3 increasing depths. Errors bars stand for the standard deviation of all points collected at given campaigns, either at the river surface (3 points) or within the water column (12 points).

## 2.4. Satellite images

The Collection 5 atmospherically-corrected surface reflectance products from the Terra and Aqua MODIS spaceborne sensors are utilized in this study. The MODIS data product MOD09Q1 (Terra on-board sensor) and MYD09Q1 (Aqua on-board sensor) provides calibrated reflectance for two radiometric bands measured at a 250 m pixel resolution while offering near-daily time coverage over tropical areas (<http://modis.gsfc.nasa.gov>). Band 1 is centered at 645 nm and band 2 at 858.5 nm (infrared). MODIS surface reflectance 8-day composite data were acquired between March 2000 and October 2009 from the NASA Earth Observing System (EOS) data gateway. We chose composite images because i) the 8-day composite is compatible with the 10-day field measurement sampling frequency; ii) it reduces the amount of data to be analyzed as a large number of daily images cannot be used in view of the persistent cloud cover and iii) it significantly reduces the directional reflectance effects and atmospheric artifacts. For each date, the composites from Terra and Aqua are automatically scanned and the image with the lowest cloud coverage is selected. When both composites exhibit low cloud coverage, the composite acquired with the lowest satellite viewing angle is preferred.

Retrieval of river stream reflectance using MODIS data is hampered by the low spatial resolution that may result in few pure (non-mixed) water pixels, depending on the river width and image acquisition geometry. Spectral mixing has been described extensively in the literature and occurs when different materials are present in a same pixel. In the context of this study, spectral mixing may occur between water, riverine vegetation or sand banks. Accordingly, specific algorithm has been developed allowing deriving the water endmember reflectance in each image. Firstly, river pixels are partitioned into homogeneous clusters using the K-means algorithm (Martinez et al., Submitted; Martinez et al., 2009). Then, the fraction of each endmember in each cluster is obtained by applying a least squares technique to minimize the unmodeled residual. The set of linear equations is then solved by testing every cluster as a possible “pure” water endmember. The cluster leading to the lowest residual is retained as the water endmember (Martinez et al., Submitted).

## 3. RESULTS

We calibrate the reflectance – SSS concentration by comparing the water endmember reflectance retrieved from the 8-day MODIS composites and SSS measurements assessed during the sampling campaigns between 2005 and 2008. Figures 5a), 5b) and 5c) show respectively 8-day composite surface reflectance as a function of river



average SSS concentration for the Amazon River (TAM), for the Marañon River (SRG) and Ucayali River (REQ) collected during sampling campaigns. River average SSS is assessed for each sampling campaign by averaging the 3 surface samples collected across the river reach. The number of matchups at each station is a function of cloud coverage during field sampling campaigns. Figure 5 a) shows the reflectance to be strongly correlated ( $r^2 = 0.99$ ,  $N = 7$ ) with SSS measurements over a large range of concentration (142-500 mg/l) at TAM station. Figure 5b) displays the reflectance as a function of SSS concentration at SRG station, showing fair dispersion ( $r^2 = 0.87$ ,  $N = 6$ ) for a more limited range of concentration (88-430 mg/l). Figure 5c) shows the 8-day composite surface reflectance as a function of SSS samples for REQ station. Fine correlation is found ( $r^2 = 0.80$ ,  $N = 6$ ) for a large range of concentration: 116-864 mg/l.

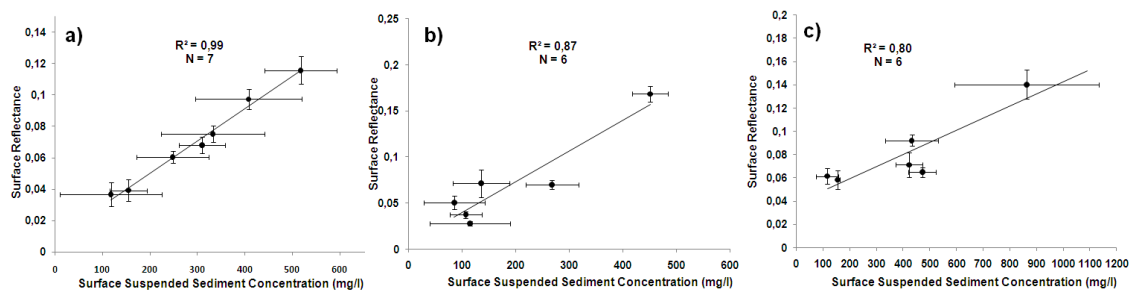


Figure 5: Relationship between SSS concentration assessed from field sampling campaigns and MODIS surface reflectance at a) Tamshiyacu, b) San Regis and c) Requena station. Error bars stand for the standard deviation of SSS concentration of all points collected at a given campaign at the river surface (3 points) and of MODIS reflectance over the river corresponding reach.

Calibration curves for each station show the ability of MODIS sensors to monitor SSS concentrations over the 3 river considered. It can be further noted that the reflectance – SSS concentration relationship varies slightly from one river to another but can also remain stable over time. These differences may be related to different sediment types between both river catchments. As expressed by Kirk (1994) the quest for a universal algorithm may be unsuccessful as the sediment – reflectance relation is a function of size and average particle size of sediments which in turn is dependent on each catchment characteristics. It has been shown that the Marañon presents a dominant illite+chlorite clay assemblage (53%) and a significant smectite content (17%). The Ucayali exhibits a different clay composition dominated by smectite (Guyot et al., 2007b).

For validation of the satellite derived-SSS estimates we make use of an independent field dataset i.e., the sampling network database. However, accuracy of matchups between in situ and satellite data may be hampered by the strong cloud cover typical of tropical areas that makes it difficult to have the MODIS acquisition date matching the field sampling date, especially during the rainy season. Analysis of the variability of SSS samples at short time scale shows significant variation from one sample to the next. At TAM and SRG stations, two consecutive 10-day samples show a mean variation of 35% and of 60 % respectively, considering all samples collected at each station between 2004 and 2006. Accordingly, in order to reduce the bias introduced by the time delay in the match-ups between 8-day reflectance and 10-day SSS estimates, monthly averages are considered.

Figures 6 and 7 show the monthly average sediment discharge at TAM and SRG stations computed from the HYBAM/SENAMHI network and from satellite images. In all cases, monthly average discharge is calculated by multiplying monthly average discharge records times monthly average ASS concentration. Monthly average discharge is computed by averaging daily discharge records. ASS concentration data are assessed from SSS concentration estimated using Equations (1) at TAM, (2) at SRG and (3) at REQ. Monthly average ASS concentration is calculated by averaging either the 10-day estimates or MODIS derived 8-day estimates.

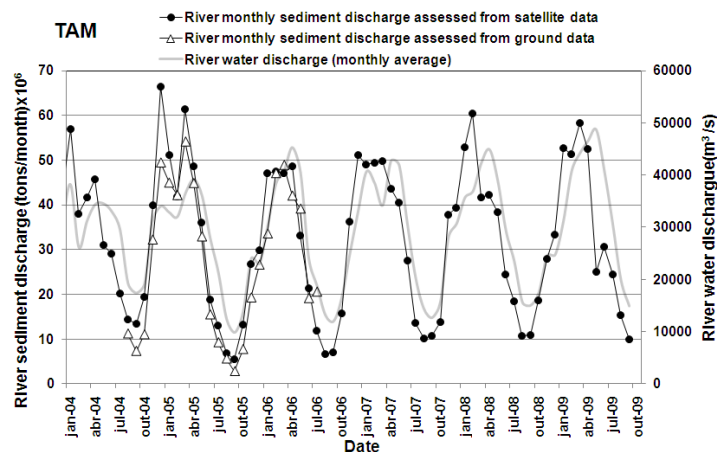


Figure 6: Comparisons of monthly average river discharge with suspended sediment discharge derived from field measurement and MODIS images at TAM station (Amazon River).

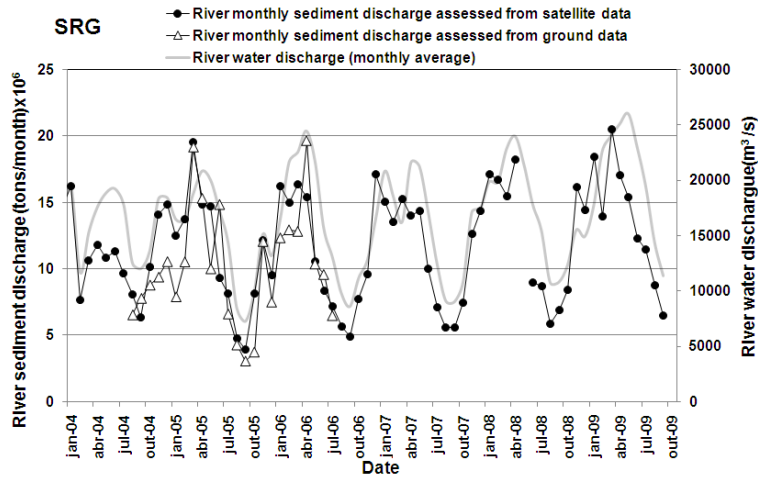


Figure 7: Comparisons of monthly average river discharge with suspend sediment discharge derived from measurement and MODIS images at SRG station (Marañon River).

Sediment discharge estimate is compared during 2 hydrological cycles (from August 2004 to July 2005 and August 2005 to July 2006) for which complete records are available for both network-derived and satellite-derived SSS concentration. Both network-derived and satellite-derived estimates of the river sediment discharge agree closely in time and in quantity. At TAM station, the relative difference between both annual solid discharge estimates is -9.9 % (sediment discharge of  $496.10^6$  tons with network measurements and  $546.10^6$  tons with satellite data) for the 2004-2005 hydrological cycle. The relative difference decreases to -2.7 % for the 2005-2006 hydrological cycle at the same station (sediment discharge of  $438.10^6$  tons with field measurements and  $450.10^6$  tons with satellite images). At SRG station the relative difference is -1.58% (sediment discharge of  $190.10^6$  tons with field measurements and  $193.10^6$  tons with satellite images) in 2004-2005 hydrological cycles and +1.43% in 2005-2006 hydrological cycles (sediment discharge of  $173.10^6$  tons with field measurements and  $170.10^6$  tons with satellite images). In both cases, solid discharge minimum and maximum are correctly captured by the satellite although some discrepancies can be found during the flood peak at SRG. The much higher SSS time variability at SRG station (60%) is likely to introduce some bias in the matchups.

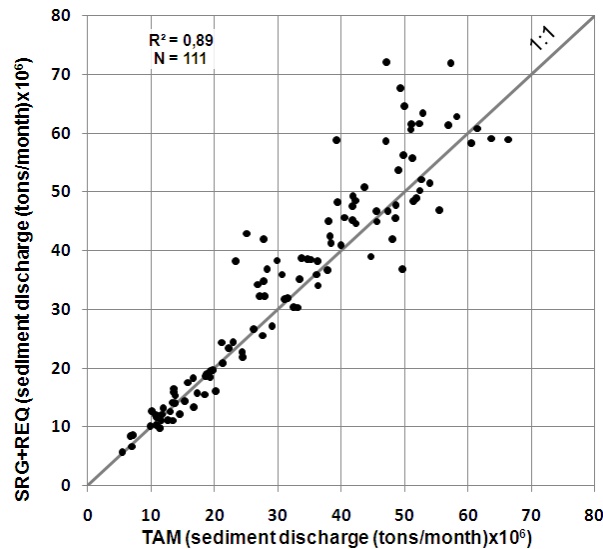


Figure 8: Amazon River monthly average sediment discharge (TAM station) as a function of Marañon (SRG station) and Ucayali (REQ station) river monthly average sediment discharge. Sediment load is calculated for all stations from ASS concentration assessed by satellite data and river discharge is calculated from gauge records for the 2000-2009 hydrological cycles. Ideally, the sediment discharge at TAM should match the sum of the sediment discharges at SRG and REQ station.

We compare the river sediment discharge at each station calculated from the ASS concentration assessed by satellite and from the discharge assessed at each gauging station. Because there is no significant tributary between SRG, REQ and TAM stations, the sediment discharge at TAM station should be simply the sum of the sediment discharge assessed at SRG and REQ stations. Figure 8 shows the monthly average sediment discharge at TAM station as a function of SRG and REQ estimates for the corresponding months during the 2000 to 2009 hydrological cycles, representing 104 months. The Root Mean Square (RMS) Error, that is the sum of the residuals, is about  $6 \cdot 10^6$  tons/month (18 % relatively to the sample average). Dispersion appears to increase as a function of sediment discharge causing a slight underestimation of downstream sediment discharge of about 3%.

#### 4. DISCUSSION

These results demonstrate that in the context of a poorly gauged basin with a reduced set of monitoring network stations and of sampling campaigns, satellite data may be used to provide long-term observations of suspended sediment discharge. Thus, this work demonstrates that satellite information may be used either to 1) supplement missing records, 2) crosscheck the data quality when field records are available, 3) extend time series before or after a station has been installed or discontinued, 4) provide estimates where installation and/or maintenance costs prevent the setting up of

a water quality monitoring station. The case of the REQ station along the Ucayali River falls under options #2 and #4 because that station failed to provide robust data and then was closed. Application #3 may stand for both SRG and TAM stations that exhibit short time series starting in 2004 while MODIS data are available from March 2000. Finally, application #2 may stand for any monitoring station in the context of consistency checking between stations along the same rivers from upstream to downstream.

The analysis of our dataset demonstrates that satellite data may be used efficiently to complement a monitoring network when one or more station fails. In poorly gauged basins, it may take a few weeks or even months to identify and fix a problem resulting in a significant loss of data. Once calibrated, we show that satellite data may provide a constant quality estimate at any station and for several years. MODIS sensors offer global coverage and frequent observations meaning that the same method/sensor can be used simultaneously over different locations, separated by hundreds of kilometers. In this way, one of the best applications in the field of hydrology for satellite data may be the assessment of both spatial and temporal heterogeneities at different scales. One limitation may be the fact that satellite data can only provide an estimate for the superficial water layer (less than one meter in our case due to very strong water turbidity). It is well known that SSS concentration can be a good predictor of the ASS concentration for the whole river reach for fine sediments but may be much less robust for coarser sediments such as sand. Spatial resolution of MODIS data, limits the use of such data over small and medium size rivers, but hopefully that in a few years, earth-observation satellites will offer a better spatial resolution combined with an adequate time revisit frequency.

We have processed MODIS images from 2000 to 2009 to assess the river sediment balance over the past decade. During that time, the mean annual sediment discharge of the Marañon River is estimated by satellite data to be  $150 \cdot 10^6$  tons/year showing low inter-annual variability with a coefficient of variation of 12 %. Very good agreement is found with the measurement network that assessed  $168 \cdot 10^6$  tons/year over the 2004-2006 period (Guyot et al. 2007a). Intra-annual variability remains moderate with a range of variation of 4 to  $24 \cdot 10^6$  tons/month. Between 2000 and 2009, the mean annual sediment discharge of the Ucayali River is estimated by satellite data to be  $270 \cdot 10^6$  tons/year, with a coefficient of variation of 9 %. Monthly sediment discharge shows strong variability from  $2 \cdot 10^6$  tons/month, when occurred the lowest ever water flow in August 2005, up to  $56 \cdot 10^6$  tons/month,.

Over the 2000-2009 period, the mean Amazon river sediment discharge at TAM station was  $392.10^6$  tons/year with a coefficient of variation of 8.0 %. Maximum sediment discharge is recorded during the 2004 hydrological cycle with  $430.10^6$  tons while the minimum sediment discharge is  $339.10^6$  tons/year the following year. The intra-annual sediment discharge shows a significant variability from a maximum of  $61.10^6$  tons/month to a minimum of  $8.10^6$  tons/month. Sediment discharge shows slightly higher variability in the time than river discharge. For example, at TAM station, the annual sediments discharge and the annual river discharge show coefficients of variation of about 8% and 6% respectively. For the Marañon River, the annual sediment discharge and the annual river discharge show coefficients of variation of about 12% and 7% respectively. The Ucayali River contributes about two-thirds (65%) of the Amazon River at TAM station. Compared to recent results (Martinez et al. 2009) from the Amazon River near to the basin outlet (Obidos station, Brazil) we observe that the sediment discharge of the Amazon River downstream from the Marañon/Ucayali confluence accounts for nearly half sediment discharge to the Atlantic Ocean

## **5. CONCLUSION**

Large river basins such as in the tropics or boreal areas may evidence first the impact of climatic changes and other anthropogenic-induced mutation as they participate significantly to the global water cycle. However, these areas are probably the least monitored due to the cost of infrastructure. The use of alternative solutions to monitor some basic water quality parameters such as sediment concentration should be considered, at least to complete and double check the accuracy of existing records. In this paper, it has been shown that existing sensors, such as MODIS, can be considered for operational monitoring of river sediment discharge in large river catchments. Our method is based on a calibration of satellite images using a reduced number of field sampling campaigns in order to cover the whole range of SSS concentration at each station. From the satellite-derived SSS estimate we compute an average concentration over the river reach which is combined with the river discharge to assess the river sediment discharge. Accuracy of the method is checked in two ways. First, the river sediment discharge assessed from satellite is checked against another independent estimate, assessed from the HYBAM 10-day samples between 2004 and 2006. For both stations where both field data and satellite data are available, it is shown that the derived sediment discharge estimates are in good agreement at better than 10%. Secondly, it appears that using satellite-derived measurements, the river sediment budget is closed between upstream and downstream stations.

## 6. BIBIOGRAPHY

- A.G. Dekker, R.J.V. and S.W.M. Peters. 2002. Analytical algorithms for lake water TSM estimation for retrospective analyses of TM and SPOT sensor data. *International journal of remote sensing*, 23(1): 15-35.
- DGAS (Dirección General de Aguas y Suelos). 1995. *Hacia una gestión integrada de los recursos hídricos en el Perú*. Ministerio de Agricultura, Perú.
- Filizola, N. and Guyot, J.L. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 143-153.
- GEMS. 2003. *Improving Global Water quality monitoring - Technical Advisory Paper No. 1.*, United Nation Environment Program - Global Environment Monitoring System.
- Gohin, F., Druon, J.N. and Lampert, L. 2002. A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDas in coastal waters. *International journal of remote sensing*, 23: 1639-1661.
- Guyot, J.L., Bazán, H., Fraizy, P., and Ordoñez, J. 2007a. Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru: a first estimation, *Water Quality and Sediment Behaviour of the Future: Predictions for the 21st Century*. IAHS Publis., Perugia, pp. 3-10.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., and Lagane, C. 2007b. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon basin. *Catena*, 71, 340-356
- Hooper, R.P. 1997. *Sediment sampling in the national stream quality accounting network* US Geological Survey Sediment Workshop.
- IIAP (Instituto de Investigación de la Amazonía Peruana). 1998. *Información interna (Unidad de Información geográfica y Teledetección – UIGT)*, Iquitos, Perú.
- Kirk, J. T. O. 1994. *Light & Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge Univ. Press, New York.
- Lennon, M., S. Babichenko, N. Thomas, V. Mariette, G. Mercier, and A. Lisin. 2006. Detection and mapping of oil slicks in the sea by combined use of hyperspectral imagery and laser-induced fluorescence, *EARSEL*, pp. 120-128.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Espinoza Villar, R., Filizola, N., and Seyler, F. Submitted. *Surface water quality monitoring of rivers with MODIS data - Application to the Amazon River*. *Remote Sensing of Environment*.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N. and Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79: 257-264.
- Mertes, L.A.K., Smith, C.T. and Adams, J.B.. 1993. Estimating Suspended Sediment Concentrations in Surface Waters of the Amazon River Wetlands from Landsat Images. *Remote Sens. Environ.*, 43: 281-301.

- Schalles, J.F., Gitelson, A., Yacobi, Y.Z. and Kroenke, A.E., 1998. Chlorophyll estimation using whole seasonal, remotely sensed high spectral-resolution data for an eutrophic lake. *J. Phycol.*, 34: 383-390.
- Vodacek, A. et al., 1995. The in situ and airborne fluorescence measurements to determine UV absorption coefficients and DOC concentrations in surface waters. *Limnology and Oceanography*, 40: 411-415.



## **CAPITULO VII**

---

### Artigo D

## Résumé

Le fleuve Madeira est le troisième affluent de l'Amazone en terme de débit liquide mais il représente près de 50 % des apports en matières en suspension (MES). Le fleuve Madeira est formé par la confluence des fleuves Beni et Mamoré (chacun d'origine andine), près de la frontière entre le Brésil et la Bolivie, et draine toute la partie Sud de la Cordillère des Andes et des bassins provenant du bouclier brésiliens (très peu chargés en MES).

Le long du fleuve Madeira, l'ORE HYBAM maintient 2 stations sédimentologiques avec l'Agence de l'Eau du Brésil : Porto Velho (PV) et Fazenda Vista Alegre/Borba (FVA). La concentration MES de surface  $y$  est mesurée tous les 10 jours depuis 1995. Depuis 2007, dix campagnes de mesures ont été effectuées, afin de mesurer la variation de la concentration en MES le long du Madeira au Brésil ainsi que de collecter des échantillons pour caractériser la granulométrie et la minéralogie du matériel particulaire. Des mesures spectroradiométriques ont également été réalisées afin de mesurer la réflectance télédéteectée ( $R_{rs}$ ) des eaux de surface du fleuve.

Les produits satellite MOD09Q1 et MYD09Q1 du capteur MODIS correspondants aux satellites TERRA et AQUA respectivement, fournissent des données de réflectance corrigées dans les bandes rouges et infrarouges et une résolution spatiale de 250m. Ces images sont post-traitées selon la méthodologie proposée dans l'article B. L'analyse conjointe des données satellitaires, radiométrique de terrain et des données de MES à deux stations (Porto Velho et Borba) met en évidence une hystérésis dans la relation  $R_{rs}$  – concentration en MES. En effet, il apparait que pour une même concentration en MES, la  $R_{rs}$  est inférieure en période de pic de crue (Janvier – Avril), un comportement cohérent avec celui détecté pour le coefficient de diffusion spécifique de la MES comme décrit précédemment (Article A). Une légère variabilité dans la granulométrie des particules de surface (plus grossières au pic de crue) pourrait expliquer cette variation mais le jeu de données ne permet pas de conclure définitivement sur la cause de la variation saisonnière

Cependant, l'utilisation d'un ratio  $R_{rs}(\text{Infrarouge}) / R_{rs}(\text{Rouge})$  permet de s'affranchir de cette sensibilité saisonnière et permet un suivi précis de la concentration en MES comme l'atteste la validation des estimations satellites avec les données du réseau HYBAM ( $r = 0.79 - N = 282$ ) pour une large gamme de MES (4 – 1832 mg/ l). En utilisant la même relation de bandes mais sur les données de spectroradiométrie de terrain, on obtient une meilleure corrélation de 0.95 ( $N = 40$ ). La différence de précision entre les deux jeux de données s'explique par les différences d'échelles spatiales et

temporelles des mesures satellitaires en relation à des prélèvements ponctuels à 10 jours. Un modèle de régression en puissance dont les paramètres sont calculés par la technique du bootstrap est proposé.

Les données satellites entre 2000 et 2011 sont moyennées au pas de temps mensuels d'amont en aval, afin de suivre les processus hydro-sédimentaires qui se développent au cours de la traversée du Madeira au sein de la plaine amazonienne jusqu'à sa confluence avec le fleuve Amazone. Six stations virtuelles sont créées depuis Abunã jusqu'à la confluence de l'Amazone représentant un transect de plus de 1000 km. De manière générale, on observe une diminution de la concentration en MES d'amont en aval. Lors du pic de crue, on observe une diminution marquée de la concentration en MES amont (- 30 % en relation à la concentration à la station d'Abunã) alors que près de la confluence avec l'Amazone on observe une plus grande stabilité (- 4 % sur les 160 derniers kilomètres). On observe le contraire en étiage lorsque les bassins versants locaux, eux aussi en étiage, contribuent peu au début du fleuve Madeira. A cette période, on observe une diminution de 22 % en moyenne sur les derniers 160 kilomètres. Ce processus de sédimentation est expliqué par le barrage hydraulique formé par le fleuve Amazone à l'aval (qui est encore en crue à cette période).

Les processus de dilution et de sédimentation observés sont analysés en fonction du débit du fleuve Madeira et de ses affluents. Les résultats obtenus sont d'autant plus intéressant que deux barrages hydroélectriques sont en cours construction sur le fleuve Madeira et pourraient altérer les processus de transport sédimentaires naturels. Les données MODIS pourraient ainsi contribuer à la caractérisation des impacts environnementaux futurs de telles infrastructures.

## Resumo

O rio Madeira é um dos mais importantes afluentes do Amazonas, aporta  $\approx 16\%$  da vazão líquida e  $\approx 50\%$  dos sedimentos do rio Amazonas na estação de Óbidos. O rio Madeira é formado na confluência dos rios Mamore e Beni (ambos de origem andino) na fronteira entre Brasil e Bolívia.

No rio Madeira o projeto HIBAM tem 2 estações sedimentométricas, Porto Velho (PV) e Fazenda Vista Alegre (FVA) com amostragem, cada 10 dias de concentração de sedimentos em superfície (CSSS). Desde o ano 2007 vem-se realizando campanhas (10 no total) de amostragem das propriedades ópticas das águas, deste rio. Nestas campanhas são coletadas amostras para CSSS, mineralogia, granulometria e radiometria. Os sensores MODIS, AQUA e TERRA estão em funcionamento desde os anos 2000 e 2002, respectivamente, brindando dados de reflectância calibrada. Para o presente trabalho serão utilizados os produtos MOD09Q1 (TERRA) e MYD09Q1 (AQUA).

Ao correlacionar as medidas de reflectância com as medidas de CSSS, nas estações de PV e FVA foi encontrada uma peculiaridade nas águas do rio Madeira. A relação demonstra, claramente, uma dependência temporal. Para os meses de outubro a janeiro, os valores de reflectância são altos, e, para os meses de fevereiro a abril os valores de reflectância são mais baixos para valores similares de CSSS correspondentes. Como sinalam trabalhos anteriores, para reduzir o efeito causado pelo tipo de partículas de sedimento foi usada uma razão de bandas (infravermelha / vermelha), o que melhorou, notavelmente, a relação entre reflectância e CSSS. Para os valores de radiometria de campo foi encontrado um coeficiente de correlação de 0,95 para 40 amostras, e, para os dados MODIS foi de 0,78 para 282 amostras coincidentes. Nos dois casos foi usado a razão de bandas.

Com a metodologia de BOOBSTRAP, para os dados das campanhas foi elaborada uma equação que permite estimar valores de CSSS a partir dos dados de reflectância do satélite. Desta maneira foram criadas séries temporais de CSSS para as estações de PV e FVA os quais foram comparados com os dados da rede HIBAM, demonstrando que o método é robusto.

Utilizando a mesma metodologia foram criadas estações virtuais ao longo do rio Madeira (ABU, PV, HUM, MAN, FVA e FOZ), geralmente depois de cada afluente importante. Para a observação da dinâmica espacial e temporal dos fluxos, ao longo do rio e, em diferentes períodos do ciclo hidrológico, se geraram séries de CSSS,

desde o ano 2000 a 2011, para cada estação. Com séries de dados de mais de 11 anos foi estimado o ano médio, com um valor médio para cada mês, de toda a série de dados e, também, para cada estação. Assim se têm o ano típico e seu comportamento ao longo do rio de CSSS.

Os resultados foram analisados para 3 períodos hidrológicos: enchente, cheia e seca, quando, geralmente, a CSSS decresce a jusante. No período de cheia, foi encontrado uma diminuição mais notável à jusante e, também, mais pronunciado, na parte alta do rio ( $\approx 30\%$ ). Já na parte baixa, a diminuição é de  $\approx 4\%$ . O contrário acontece na época de seca, na qual, a diminuição é na parte baixa do rio. Nos primeiros 1160 km diminui  $\approx 51\%$  e no último trecho, de 160 km, diminui  $\approx 22\%$ . Esta caída da CSSS é ocasionada pelo efeito do remanso gerado pelo rio Amazonas, neste período.

Com o presente trabalho podem se observar os processos de diluição e sedimentação do material particulado ao longo do rio Madeira e em diferentes épocas do ciclo hidrológico.

Esta técnica é uma nova ferramenta que pode ser utilizada em outros rios para monitoramento destes processos. Atualmente estão se construindo 2 barragens com fins hidrelétricos. Com esta ferramenta pode se monitorar o impacto destas obras no transporte de sedimentos.

**A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images**

Raúl ESPINOZA VILLAR<sup>a1</sup>, Jean-Michel MARTINEZ<sup>abcde</sup>, Marie LE TEXIER<sup>cd</sup>, Jean-Loup GUYOT<sup>bc</sup>, Pascal FRAIZY<sup>bc</sup>, Paulo Roberto MENESES<sup>a</sup>, Eurides de OLIVEIRA<sup>e</sup>

<sup>a</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, ICC Centro, 70910-900, Brasília, Brazil.

<sup>b</sup> GET, UMR5563, CNRS/IRD/Université Toulouse 3, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

<sup>c</sup> IRD, UR154-Hybam, CP 7091 Lago Sul, CEP 71635-971, Brasília, DF, Brazil.

<sup>d</sup> ENSEEIHT, INP-ENSEEIHT 2, rue Charles CAMICHEL - BP 7122 , 31071 TOULOUSE Cedex 7

<sup>e</sup> Agência Nacional de Águas - Setor Policial Sul, Área 5, Quadra 3, Bloco L, Sala 112. Brasília – DF Brazil

**Accepted to Special Issue : “Hydrology, geochemistry and dynamic of South American great river systems”**

<sup>1</sup> **Corresponding author.** Tel + 5561 3307-2433 - Fax +5561 3272-4286. Campus

Universitário Darcy Ribeiro, ICC Centro, 70910-900, Brasília, Brazil

e-mail address: [raulev@unb.br](mailto:raulev@unb.br)

## ABSTRACT

The Madeira River may contribute nearly half of the Amazon River sediment discharge to the Atlantic Ocean, showing the highest erosion rates in the Amazon Basin. However, few studies have assessed the Madeira River sediment budget and the transport processes occurring in the main stem of the river. In this study, MODIS space-borne sensors were used to analyze the suspended sediment transport processes along the main stem of the Madeira River. Field measurements of suspended sediment concentration, spectral radiometry and granulometry were performed during 10 cruises from 2007 to 2011. The relationship between the spectral reflectance and the surface suspended sediment concentration (SSSC) was analyzed using both field radiometric measurements and satellite data. Ten-day SSSC samples acquired by the HYBAM monitoring network were used to match satellite observations with field measurements performed from 2000 to 2011. Over 900 MODIS images of 6 different locations were processed to monitor the SSSC dynamics in space and time. Satellite reflectance was found to be significantly correlated with the SSSC. However, a seasonal dependency was demonstrated, most likely caused by a variable granulometric distribution along the annual cycle. The ratio between the red and near-infrared bands was found to be free of the seasonal dependency ( $r = 0.79$ ,  $N = 282$ ), and a SSSC retrieval model was built from the satellite data using a bootstrap resampling technique. The satellite-retrieved SSSC time series showed excellent accuracy over the 11-year period and at two different stations located 800 kilometers from each other. The satellite data were averaged to analyze the SSSC pattern temporally and spatially along the entire Madeira River, which provided evidence of significant sedimentation and resuspension. The backwater effect caused by the two-to-three-month lag between peak water in the Madeira and Amazon Rivers was used to predict local sedimentation near the Madeira River mouth. Our results facilitated a precise assessment of such sedimentation, which demonstrated an SSSC decrease 400 km upstream from the Madeira-Amazon confluence.

## 1. Introduction

Sediment transport is of special significance in large tropical basins, which are known to concentrate approximately 50% of the world's solid fluxes from continental lands to the oceans (Latrubesse et al., 2005). Among these basins, the Amazon Basin exhibits high erosion rates in which most of the sediment is derived from the Andes and from large floodplains that can store and release sediment on different time scales (Meade, 1994). The size of the basin and the fact that the basin is moderately affected by anthropogenic activities make it a valuable case study for understanding erosion and sediment transport and their relation with past and present geomorphology (Baby et al., 2009) and climate (Martinez et al., 2009).

Most studies on the sediment budget of the Amazon Basin have focused on the Amazon River main stem, where the availability of hydrological data is better than in other areas of the catchment (Filizola and Guyot, 2004; Gibbs, 1967; Martinez et al., 2009; Meade et al., 1979). The Madeira River Basin drains approximately 25% of the Amazon Basin but may account for nearly half of the sediment fluxes released to the ocean (Guyot et al., 1996). The Madeira drainage basin forms the southwestern boundary of the Amazon Basin. It is limited to the southwest by the Cordillera Oriental, which supplies a large quantity of sediment to the rest of the basin and to the northeast by the Brazilian craton (Baby et al., 2009). Sediment yield data show that the upper basin hosts the most elevated erosion rates in the Amazon Basin, which are approximately  $3\,200\text{ t x km}^{-2} \text{ x year}^{-1}$  on average, with large variations ranging from 50 to  $50\,000\text{ t x km}^{-2} \text{ x year}^{-1}$  (Guyot et al., 1996). The total mass of suspended sediment exported from the eastern Andes and sub-Andean drainage basins in Bolivia, excluding the Peruvian Madre de Dios subcatchment, has been estimated to be approximately 500-600 million  $\text{t x year}^{-1}$  (Guyot et al., 1996). Using a network of sampling stations for river sediment discharge assessment in Bolivia, Guyot et al. (1996) estimated that the current sedimentation in the Madeira foreland basin may be approximately 270 million  $\text{t x year}^{-1}$ .

Sediment transport monitoring is critical in the Madeira River Basin because the monitoring provides valuable information for economic activity that is dependent on river flows and sediment discharge, such as ship transport. Interestingly, the construction of two large hydroelectric power-generation dams in the upper reach of the Madeira River, upstream of Porto Velho, may affect the natural sediment transport. Concerns about the impact of these dams and the future behavior of sediment discharge as a function of regional climate change (Espinoza Villar et al., 2009) require the development of robust and cost-efficient monitoring methods adapted to large rivers. It has been shown that the



optical qualities of water are closely linked to certain quality parameters, such as turbidity (A.G. Dekker, 2002; Mertes et al., 1993), algal pigment (Gohin et al., 2002; Schalles et al., 1998) and organic matter (Vodacek et al., 1995). Recent studies on the Amazon Basin have shown that space-borne global monitoring sensors can be used to efficiently monitor river sediment discharge along the Amazon River (Martinez et al., 2009) (Espinoza et al., 2012 ). In this study, we analyzed the optical properties of the Madeira River waters to develop a surface suspended sediment concentration (SSSC) retrieval algorithm based on MODIS satellite data. The SSSC estimates acquired over an 11-year period were analyzed to assess the sediment transport processes along the main stream of the Madeira River. Special attention was paid to the Madeira River mouth, where backwater effects originating from the confluence with the Amazon River cause sedimentation.

## 2. The Study Area

With an area of  $6.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ , the Amazon Basin is the world's largest catchment, delivering a water discharge of  $6\,600 \text{ km}^3 \times \text{year}^{-1}$  (Molinier et al., 1996) and a sediment discharge of 800 million  $\text{t} \times \text{year}^{-1}$  based on measurements at the last gauged station along the Amazon River that is not disturbed by sea tides (Martinez et al., 2009). Sediments are transported principally from the Andes, which surround 12% of the Amazon Basin. One of the most important tributaries is the Madeira River, which contributes 16% of the Amazon River water budget and approximately 50% of the sediment discharge (Filizola, 1999). According to the Sioli classification system (1957), the Madeira River is a white-water river that is rich in dissolved material and suspension solids.

The Madeira River drains an area of approximately  $1.4 \times 10^6 \text{ km}^2$  and has a mean annual discharge of  $32\,000 \text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$  (Molinier et al., 1993). This river is among the ten largest rivers in the world and was classified as a *mega river* (Latrubesse 2008). The Madeira River is formed at the confluence of the Beni and Mamore Rivers near the border between Brazil and Bolivia. These rivers are of Andean origin and present high sediment loads of approximately 690 and 280  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  at the river surface, respectively (Guyot et al., 1996). The lower load of the Mamore River results from low sediment load tributaries that drain the lowlands (e.g., the Guapore River) and strong sedimentation processes in the Andean Piedmont (Guyot et al., 1996). Downstream from the Beni-Mamore confluence, all of the tributaries are characterized by low sediment concentrations because they drain the Amazonian lowlands on the Brazilian Shield (Figure 1). In Brazil, most of the tributaries from the Abunã River down to the Aripuanã River confluence flow into the Madeira River from its right bank as the Madeira River nears the Purus River catchment.

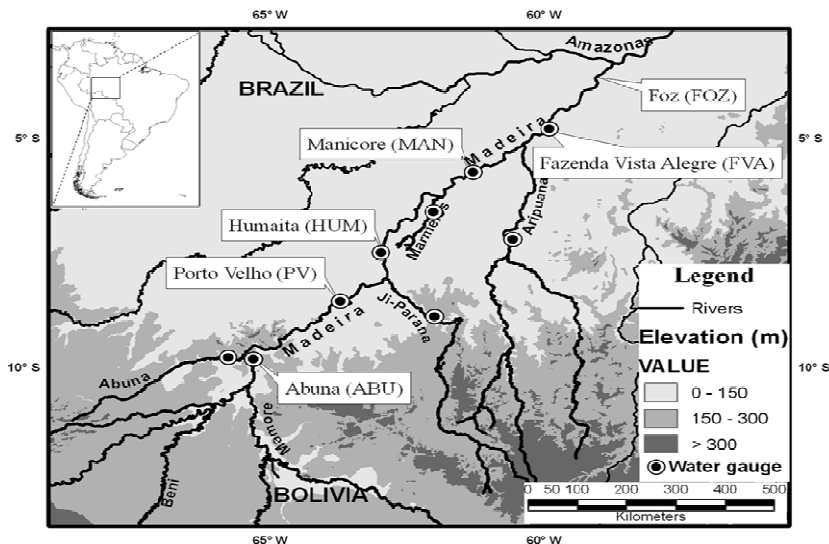


Figure 1: A map of the Madeira River and the major tributaries showing the water-gauge stations along the river main stem maintained by the Brazilian Water Agency. The relief data were extracted from the SRTM digital elevation model.

The Madeira River sediment budget estimates show significant variations from one study to another because some studies use sediment discharge-water discharge relationships, whereas others are based on a network of stations at which the river water was sampled for particle concentration assessment but with different sampling frequencies or sampling methods (i.e., integrated versus surface sampling). Based on a limited set of sampling field campaigns, Gibbs (1967) reported suspended sediment yields of approximately  $217 \times 10^6 \text{ t} \times \text{year}^{-1}$  at the mouth of the Madeira River in the Amazon. Subsequent studies reevaluated the previous estimates and calculated a yield of 550 million  $\text{t} \times \text{year}^{-1}$  (Ferreira et al., 1988; Martinelli et al., 1993). In Bolivia, the results obtained by the Climatological and Hydrological Program of the Bolivian Amazon basin (PHICAB) for the Upper Madeira Basin from 1983 to 1990 showed that the Beni and Mamore Rivers contribute a suspended sediment yield of 223 million  $\text{t} \times \text{year}^{-1}$  to the Madeira River (Guyot et al., 1993; Roche and Fernandez Jauregui, 1988). Using the quarterly integrated suspended sediment concentration data from the Brazilian Water Agency, Guyot et al. (1996) calculated the sediment discharge at the Porto Velho station to be 320 million  $\text{t} \times \text{year}^{-1}$ , which is significantly higher than the value directly assessed upstream. Finally, using 10 years of sampling records from the HYBAM network, Guyot et al. (2010) determined a sediment discharge of 411 million  $\text{t} \times \text{year}^{-1}$ . However, the authors suggest that the sediment discharge-water discharge relationships they used for the Brazilian data should be disregarded for the Madeira Basin because the relationships show strong dispersion.

### 3 Data acquisition and method

#### 3.1. General Hydrology

Five water-gauge stations providing river-flow estimates are currently maintained by the National Water Agency (ANA) along the Madeira River in Brazil. Starting from the Bolivia-Brazil border, the stations are Abunã (ABU; upstream of the Abunã River confluence), Porto Velho (PV), Humaita (HUM), Manicore (MAN) and Fazenda Vista Alegre (FVA) (see [www.ana.gov.br/hydroweb](http://www.ana.gov.br/hydroweb)). Near-real-time data are available at the PV and FVA stations, whereas at the other stations, the river water level is measured twice a day. The water level was calibrated to the water discharge using the mechanical current-meter method at all of the stations except for the PV and FVA stations, where acoustic doppler current profiler (ADCP) measurements were also used (Filizola and Guyot, 2004). Figure 2 shows the Madeira River water discharge time series at the ABU, PV, HUM, MAN and FVA stations for the studied period. We note well-defined monomodal hydrograph with peaks in March-April and low water between August and September. At the FVA station, the maximum water discharge recorded over the period is  $60\,000\text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ , the minimum is  $3\,500\text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ , and the average discharge is approximately  $27\,000\text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$ .

The water discharge increase between the ABU and FVA stations is 62% on average with the inputs of the tributaries. The increase is relatively larger in May, up to 100%, and smaller between October and December, down to 20%. For the main tributary of the Madeira River, the ANA data show that the annual mean water discharge is 700, 1 400, 1 000 and  $3\,300\text{ m}^3 \times \text{s}^{-1}$  for the Abunã, Ji-Parana, Marmelos and Aripuana Rivers, respectively. These rivers have similar hydrological cycles with a high water level between February and April and a low water level in September, similar to the behavior of the main stem of the Madeira River.

Comparisons of water discharge data from the tributaries and the river main stem show inconsistencies that may result from insufficiently accurate water level-river discharge relationships. The main problem occurs at the MAN station, where the flow is much higher (i.e., 25% from June to December) than measured at the next downstream station on the Madeira River, FVA.

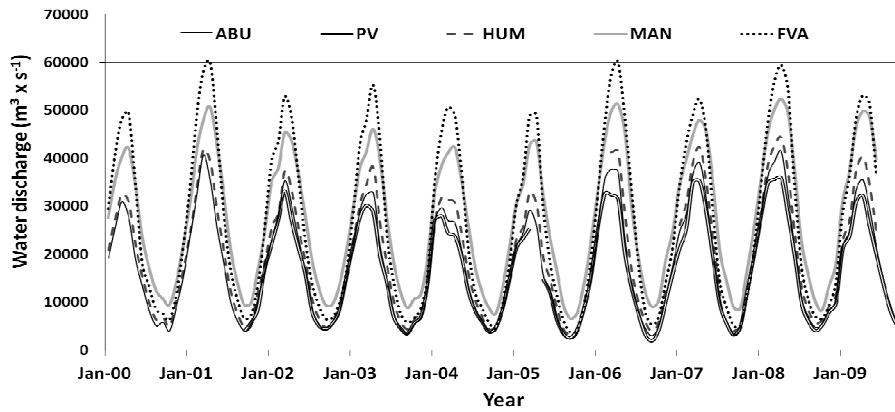


Figure 2: The monthly water discharges for the ABU, PV, HUM, MAN, and FVA stations along the main stem of the Madeira River recorded during 2000-2009, which were provided by the Brazilian water agency.

The large volume of the Amazon River affects the Madeira River water level in the lower courses of the tributary, producing what is known as the backwater effect. This effect is amplified by the two-to-three-month lag between peak water in the Madeira and Amazon Rivers, resulting in a hysteresis effect in the stage-discharge relationship, as shown in Figure 3 for the FVA station. While the backwater effect in the HUM station records is not measurable, it can be detected downstream at the MAN station (Meade et al., 1991) and becomes significant at the FVA station, where the water level varies between 2 and 3 meters for the same discharge amount, depending on the hydrological period.

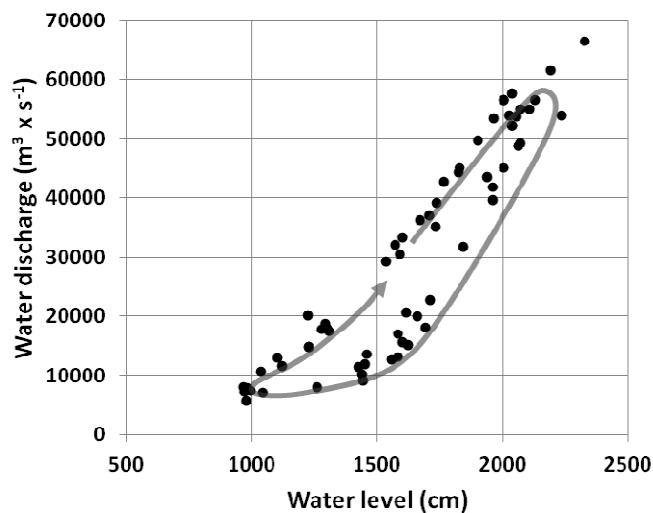


Figure 3: The relationship between water level and discharge at the FVA station, the last water-gauge station maintained by the Brazilian Water Agency before the Amazon-Madeira River confluence. The measurements were performed with the mechanical current-meter method or the acoustic Doppler current profiler.

### 3.2. The suspended sediment from the monitoring networks

The ANA protocol requires quarterly measurements of the suspended sediment concentration at five stations in its network using the depth integration method (using integrating USD-49 samplers). However, the data are scarce for the 2000-2010 period. The HYBAM network maintained by the ANA and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) at the PV and FVA stations has been providing 10-day samples from the river surface since 1995. To obtain the HYBAM data (see [www.ore-network.org](http://www.ore-network.org)), a local operator samples the SSSC every 10 days at a fixed point. The sample bottles are stored and collected every 6 months to be processed at a laboratory at Amazonas State University in Manaus, Brazil. The samples are filtered using 0.45- $\mu\text{m}$  cellulose acetate filters (Millipore) which are previously dried for 24 h at 60 °C and weighed. After filtration, the filters are dried for 24 h at 60 °C and weighed again. The suspended matter concentration is computed as the difference between the weight of the filter after and before filtration divided by the volume of water collected. In this study, we will use the HYBAM data, provided that this dataset furnishes surface estimates that match what the satellite measures (because sunlight penetrates only a thin surface layer of the water column) and provided that the HYBAM data enable access to SSSC temporal variability at both intra- and inter-annual scales.

The SSSC time series from the HYBAM database exhibit a behavior similar to that of the hydrological cycle, with an increase in the SSSC during the rising-water period and decreasing values down to the low-water period. However, high SSSC values usually occur from December to February, one or two months prior to the flood peak, highlighting that a simple sediment discharge-water discharge relationship may not be applicable to the Madeira River (Filizola and Guyot, 2009). The sediment discharge peak for the Madeira River at Fazenda Vista Alegre occurs in March, whereas the water discharge peak occurs between April and May (Filizola and Guyot, 2009). The SSSC exhibits a strong variation from 1.1 to 1950  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  at the PV station and between 4.5 and 823  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  downstream at the FVA station. The SSSC exhibits a downstream decrease. At the PV and FVA stations, the SSSC averages 440 and 202  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$ , respectively. Similar values were reported by Guyot et al. (1996), who analyzed ANA data acquired from 1978 to 1994 and found an average concentration of 483  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  at PV (23 samples) and 181  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  at FVA (35 samples). Considering the HYBAM data, the mean rate of SSSC decrease between both stations over one year is 35%. However, this decrease varies with the season, being higher in July (-51%) and lower in October (-6%).

### **3.3. Field-sampling campaigns**

From 2007 to 2011, hyperspectral radiometric measurements were performed using spectroradiometers during ten cruises that were conducted to acquire field data along the Madeira River at different hydrological periods. During these cruises, spectral reflectance data and water samples were collected simultaneously. The suspended sediment samples were processed using the same protocol as that used for the 10-day HYBAM measurement network.

The measurements were performed with three TriOS-RAMSES hyperspectral spectroradiometers, two measuring radiance and one measuring downwelling irradiance. The instruments were mounted on a steel frame that was fixed to the prow of the ship, facing forward to minimize ship shadow and reflection. A cosine irradiance sensor detected the incident daylight. One radiance sensor detected the reflected light from the upper water column at a nadir angle of 30°, and another measured the diffuse radiance originating from the region of the sky that reflects into the water-viewing radiance sensor. The acquisition geometry recommended by Mobley (1999) from numerical modeling was followed. The results are provided as the remote-sensing reflectance, which is the ratio of reflected light from the upper water column (upwelling radiance) to incident light from the sky (downwelling solar irradiance). Field reflectance data were used to simulate the MODIS surface reflectance in the red and near-infrared (NIR) channels.

### **3.4 Satellite images**

The Collection 5 atmospherically corrected surface reflectance products from the Terra and Aqua MODIS space-borne sensors were used in this study. The MODIS data products MOD09Q1 (Terra on-board sensor) and MYD09Q1 (Aqua on-board sensor) provide calibrated reflectance for two radiometric bands measured at a 250-m pixel resolution while offering near-daily time coverage over tropical areas (<http://modis.gsfc.nasa.gov>). Bands 1 and 2 are centered at 645 and 858.5 nm, respectively (Figure 5). The MODIS surface reflectance 8-day composite data were acquired for March 2000 to July 2011 from the NASA Warehouse Inventory Search Tool (WIST) data gateway. We chose composite images for three reasons: i) the 8-day composite images are compatible with the 10-day field measurement sampling frequency; ii) the 8-day composite images reduce the quantity of data to be analyzed because persistent cloud cover renders a large number of daily images unusable; and iii) the 8-day composite images significantly reduce the directional reflectance effects and atmospheric

artifacts. For each date, the composites from Terra and Aqua are automatically scanned, and the image with the lowest cloud cover is selected. When both composites exhibit low cloud cover, the composite acquired with the lowest satellite viewing angle is preferred.

The retrieval of river stream reflectance using the MODIS data is hampered by the low spatial resolution that may result in few pure (non-mixed) water pixels, depending on the river width and image acquisition geometry. Spectral mixing has been described extensively in the literature and occurs when different materials are present in the same pixel. In the context of this study, spectral mixing may occur between water, riverine vegetation or sand banks. Accordingly, specific algorithms have been developed that enable the derivation of the water endmember reflectance in each image. First, river pixels are partitioned into homogeneous clusters using the K-means algorithm (Martinez et al., submitted; Martinez et al., 2009). Next, the fraction of each endmember in each cluster is obtained by applying a least squares technique to minimize the un-modeled residual. The testing of every cluster as a possible pure water endmember is performed to solve the set of linear equations. The cluster leading to the lowest residual is retained as the water endmember (Martinez et al., submitted).

The MODIS surface reflectance was retrieved for six different locations along the main stem of the river (Figure 1) to create 11-year time series. For each station, 936 8-day composites were processed from the MODIS Terra and Aqua sensors. The locations match the five ANA water-gauge stations. An additional virtual station (i.e., the FOZ station) was added to analyze the SSSC near the Madeira River mouth at the confluence with the Amazon River. Data from the PV and FVA stations were used to analyze reflectance-SSSC matchups with the HYBAM network data, whereas the other stations enabled the study of the SSSC behavior in space and time.

## **4. Results**

### **4.1. The SSSC and granulometry**

Table 1 summarizes the measurements acquired during the 10 field-sampling campaigns at each station along the Madeira River. The measurements consisted of the simultaneous recording of spectroradiometric data and surface-water sampling. Three field campaigns were conducted to visit most of the stations in the downstream direction (i.e., the PV station to the FOZ station) in November 2009, March-April 2010 and July 2011. The stations more easily accessible from Manaus (i.e., the FOZ and FVA stations) were visited more often, namely up to 10 times. At the FVA station, multiple sampling was

performed during 3 campaigns. The 40 SSSC records show a large range of values, from 25 to 622 mg x l<sup>-1</sup>.

Stations	Sample Number				SSSC Range (mg/l)
	Low Water	Peak Water	Rising Water	Total	
ABU	1			1	105
PV	2	1	3	6	106-401
HUM	2		1	3	110-286
MAN	1	1	1	3	61-418
FVA	4	3	10	17	43-300
FOZ	4	2	4	10	25-622

Table 1: Field data in Madeira River from 2007 to 2011 and suspended sediment range data for three hydrological periods.

Particle-size distribution analyses were performed on 5-liter surface-suspended sediment samples collected during the 2009 rising-water cruise and the 2010 flood-peak cruise. Granulometric data were obtained using a laser grain-size measuring device (a Mastersizer 2000 with a sample dispersion unit) at the CPRM Laboratory for Sediment and Water Quality. Figure 4 shows the grain-size distribution at the HUM and MAN stations during the 2009 and 2010 cruises. Fine-grained silt dominated the surface samples (99% of the grains are finer than 63 µm). However, the distribution appeared to shift toward larger sizes during the flood peak. The median particle-size distribution (D50) was 9 µm in April and 5 µm in November at the MAN station, whereas the D50 decreased from 7 µm in April to 5 µm in November at the HUM station.

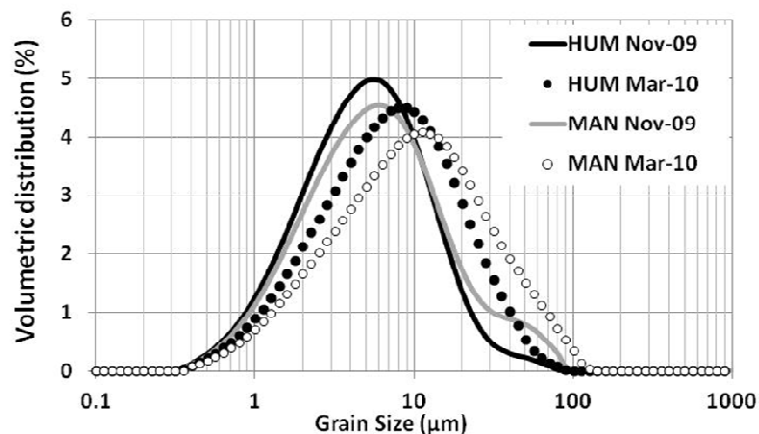


Figure 4. The particle volume distribution for surface samples collected at the HUM and MAN stations on two cruises during the rising-water stage (November) and flood peak (April).



## 4.2. The Optical properties of the Madeira River

The analysis of the spectroradiometric measurements enables the registering of the variations of the Madeira River spectra at different periods during the hydrological cycle. Figure 5 shows the remote-sensing reflectance as a function of wavelength at 3 different periods at the PV station. The sediment-loaded Madeira River waters present low reflectance values in the blue-green spectra, followed by high reflectance values between 560 and 705 nm and a strong decrease in the reflectance at longer wavelengths. The reflectance level seems to be directly related to the SSSC, with higher values occurring during the rising-water period, particularly in the red and infrared parts of the spectra. Figure 5 shows the location of the MODIS red and NIR bands. The MODIS bands match the parts of the spectra where the reflectance shows greater sensitivity as a function of the SSSC.

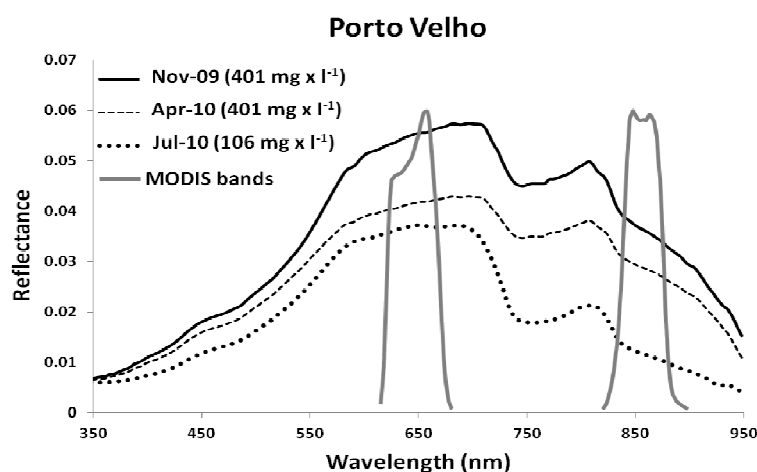


Figure 5: The remote-sensing reflectance of the Madeira River water measured during three field sampling campaigns in November 2009 (rising water), April 2010 (flood peak) and July 2011 (low water). The gray curves denote the spectral response functions of the MODIS red and near-infrared bands.

The low values in the blue and green parts of the spectra are characteristic of the light absorption by CDOM and suspended sediment that is known to decrease exponentially from ultraviolet wavelengths toward higher wavelengths (Kirk, 1994). In the red part of the spectrum, light scattering and absorption are controlled by the concentration of inorganic suspended matter, and the reflectance reaches its highest value, which seems to depend on the TSS load. The contribution of pure water absorption increases rapidly in the near infrared (NIR) region of the spectrum, which results in a significant decrease in reflectance

beyond 705 nm. Although the concentrations in November 2009 and April 2010 were similar (i.e., a 5% variation), there is a significant difference between both spectra, indicating a possible seasonal dependence. Additionally, the light attenuation in the water column was measured by assessing downwelling irradiance as a function of depth in the euphotic zone. The data show that the light penetration in the water column in the red and NIR is directly linked to the SSSC, with the euphotic zone varying between 20 cm and 1 meter. This result confirms that the riverbed does not affect the water's spectral response because the main channel is on average more than 15 m deep.

#### **4.3. The seasonal control of the SSSC-reflectance relationship**

The field spectroradiometric measurements collected along the Madeira River were used to simulate the MODIS radiometric band behavior as a function of the SSSC using the MODIS spectral response functions. Figure 6 shows the simulation of the MODIS near-infrared band as a function of the SSSC, where each point is labeled with the month of collection. Samples were collected during 10 field sampling cruises that covered a large range of SSSCs (i.e., 25-622 mg x l<sup>-1</sup>). Low concentration or reflectance values correspond to the low-water period (May - October), whereas higher values were found during the rising-water and flood-peak period (November to April). The SSSC-remote-sensing reflectance relationship appears to be linear for most of the SSSC range except during the rising-water period (i.e., the November samples). For similar SSSC levels, the November samples exhibit a significantly higher reflectance than the flood-peak samples (principally, the March and April samples). This difference confirms our analysis in the previous section, where the reflectance in the red and NIR part of the spectrum was much higher in November than in April for the same range of SSSC. However, the limited number of field radiometric samples makes a full assessment of this seasonal dependency difficult.

We now analyze the SSSC-near-infrared reflectance matchups between the MODIS images and the HYBAM network samples to improve our understanding of the relationship variation for the entire SSSC range and in all of the periods of the hydrological cycle. Figure 7 shows the average reflectance derived from MODIS for each month during the 2000-2011 period as a function of the average SSSC over the same period. The error bars indicate the standard deviation of the reflectance and of the SSSC of all of the samples collected during each month. The data are plotted for the PV and FVA stations. The seasonal dependency is obvious, with a stronger reflectance during the rising-water period (from October to January) than during the flood-peak period (February to April).

The SSSC-reflectance relationship seems to vary similarly for both stations. However, the effect seems to be less pronounced downstream following the sediment dilution by the sediment-poor waters from the lowland tributaries between the PV and FVA stations. Separate studies performed on the Amazon River did not show this seasonal pattern, neither upstream in the Peruvian Amazon River tributaries (Espinoza et al., 2012) nor downstream near the Amazon River mouth at the Obidos station (Martinez et al., 2009).

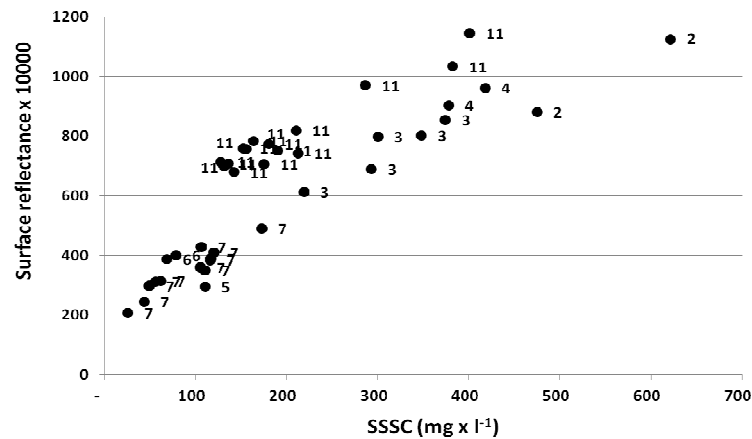


Figure 6: The NIR MODIS band simulated from field radiometric measurements as a function of the SSSC, which was assessed during 10 sampling campaigns. The numbers denote the sampling month.

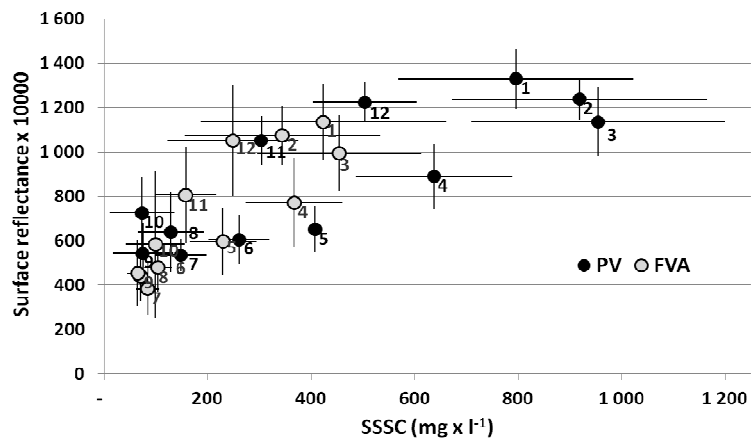


Figure 7: The MODIS surface reflectance in the NIR as a function of the SSSC from the HYBAM monitoring network. The black circles represent the PV station data, and the gray circles represent the FVA station data. The measurements represent monthly average values, and the error bars indicate the standard deviation for each month. The numbers denote the months from January (1) to December (12).

A significant number of studies have been conducted concerning SSSC and remote-sensing reflectance, mostly over oceanic and coastal waters. Forget et al. (1999) showed that the way in which the light is scattered and absorbed by inorganic suspended sediment is a function of particle concentration, size distribution and the refraction index. Therefore, for the same SSSC level, a difference in the measured reflectance may indicate a differential suspended sediment type. Guyot et al. (1999) measured the suspended sediment grain size from the Andes downstream near the Beni-Mamore confluence. They showed that, downstream of the Andean Piedmont where strong sedimentation processes occur for the larger grains, the suspended sediment granulometric distribution exhibits reduced variability at different flood stages. Our results suggest the same behavior but with certain slight variations between the hydrological phases. The silt-dominated suspended sediment exhibited a finer distribution during rising water than during the flood-peak stage. Analyzing the spectral reflectance from different soil textures, Han and Rundquist (1996) showed that as SSSC increased, the reflectance from the finest particles increased faster than that from the coarser soil. Additionally, mineralogical differences in the suspended sediment may exhibit different reflectance responses because the river flow may be dominated by several different upstream sources. Guyot et al. (2007) suggested that the sediment from the Andes is enriched in smectite as the river flows through the lowlands during the flood peak. Analyzing the HYBAM samples acquired during one hydrological cycle, Viers et al. (2008) found that the Solimões and the Madeira Rivers exhibit distinct suspended sediment chemical compositions, although the same researchers did not detect seasonal variations in the mineralogical composition of the rivers. Nevertheless, the same authors found significant strontium isotopic composition variations over time in the suspended sediments, with a difference between the high-water period and the remainder of the year. This seasonal variation in the Sr isotopic composition remains unclear and may be caused by increasing physical weathering during the rainy season, i.e., when landslides and riverbank erosion may facilitate the input of radiogenic sediments not easily mobilized during periods of low water. These observations highlight a limited but significant variability in suspended sediment type and size distribution. This variability may be used to explain the seasonal dependency of the reflectance over time. However, more research is necessary, using optical modeling, to fully assess the phenomenon.

#### 4.4. The satellite-based SSSC retrieval model

Light scattering by inorganic particles varies little as a function of wavelength. However, the light absorption decreases exponentially toward higher wavelengths (Kirk, 1994). Therefore, the optical properties of the suspended sediment may vary from one part of the spectrum to another. Different authors (Doxaran et al., 2002; Froidefond et al., 2002; Topliss et al., 1990) have proposed that the use of the ratio of the reflectance in at least two different channels should reduce the overall sensitivity of the remote-sensing reflectance to the inorganic particle type. We computed the ratio between the NIR and the red MODIS bands for the entire dataset. Figure 8 shows the matchups between the MODIS NIR/red surface reflectance ratios and the HYBAM samples from the PV and FVA stations. The matchups were selected when the delay between the MODIS acquisitions and the field samples was less than 4 days. The SSSC exhibited a wide range, from 4 to 1832  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  with a mean value of 300  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$ , for 282 field samples. There is a significant positive relationship ( $r = 0.79$ ,  $p < 0.05$ ) between the SSSC and the reflectance ratio. The determination coefficient shows that 61% of the variation in the reflectance ratio is explained by the variation in the SSSC. Most of the residual dispersion may be attributed to the differences in the spatial scale between the remote-sensing data, averaged over tens of pixels and representing several square kilometers, and the field samples acquired at the riverside in 250-ml bottles. Additional dispersion may be caused by the time delay between the sampling and the closest cloud-free satellite image, which rarely matches the exact day of sampling. Finally, natural SSSC heterogeneity across the river reach is likely to increase the dispersion in the relationships between the satellite and field samples. To provide a better view of the impact of these different dispersion factors, Figure 8 shows the reflectance ratio-SSSC matchups based on the field spectroradiometric measurements that should be free of most of the scale problems, provided that the spectroradiometric measurements and water sampling were performed simultaneously from a boat. For these field spectroradiometric measurements, 40 matchups are available, with an SSSC variation of 25 to 622  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$  and a mean value of 198  $\text{mg} \times \text{l}^{-1}$ . The correlation factor is 0.96 and 91% of the variation in the field spectroradiometric measurements are explained by the SSSC variations.

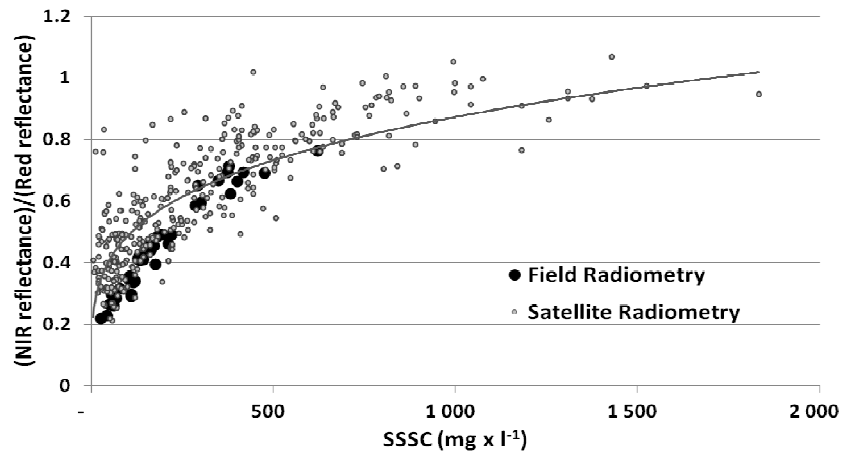


Figure 8: The NIR/red surface reflectance band ratio as a function of SSSC. The black dots represent matchups between field spectroradiometric measurements and simultaneously acquired water samples (N= 40) from 2007 to 2011. The spectroradiometric measurements were convolved to match the MODIS radiometric bands. The gray dots represent matchups between the MODIS data and the HYBAM SSSC data at the PV and FVA stations during 2000-2009 with a 4-day acquisition maximum delay criterion (N=282). The model was fitted for satellite data using least squares regression with 1000 bootstrap samples.

The best-fit model was assessed using least squares regression. To assess the variability in the model parameters, we used the bootstrap resampling technique (Wehrens et al. 2000). This technique proves particularly useful in cases where the sample data are limited. Its main uses are the estimation of accuracy measures and the construction of confidence sets. Least squares regression shows that a power law model,  $SSSC = a \cdot (R_{NIR} / R_{Red})^b$ , provides the best-fit values, with  $a = 1020 \pm 150$  (95% confidence interval) and  $b = 2.94 \pm 0.37$  computed using 1000 bootstrap samples.

#### 4.5. SSSC time series from satellite data vs. those from conventional networks

The SSSCs were retrieved from the MODIS 8-day time composite time series using the model defined in the previous section at the PV and FVA stations. Figure 9 compares the satellite-derived and network SSSC samples at PV and FVA over the 2000-2011 period. Good agreement was found, which shows that satellite data enable the monitoring of the temporal variability regardless of cloud cover, even when the cloud cover is persistent during the rainy period. Over the common period of analysis between February 2000 and March 2009, MODIS 8-day composites enabled the calculation of 372 SSSC estimates at the PV station, representing a 90% time coverage, which is the same percentage that the HYBAM 10-day network achieved with 296 samples. At the FVA station, the MODIS

coverage outperformed the HYBAM network by more than 10%, with an 81% time coverage over the 2000-2009 period. These results demonstrate the potential use of satellite time series to study the spatial and temporal variability in sediment transport. The PV and FVA stations are located 880 kilometers from each other but exhibit similar temporal behavior. However, we noted a significant SSSC decrease from upstream to downstream, which we will analyze in the next section.

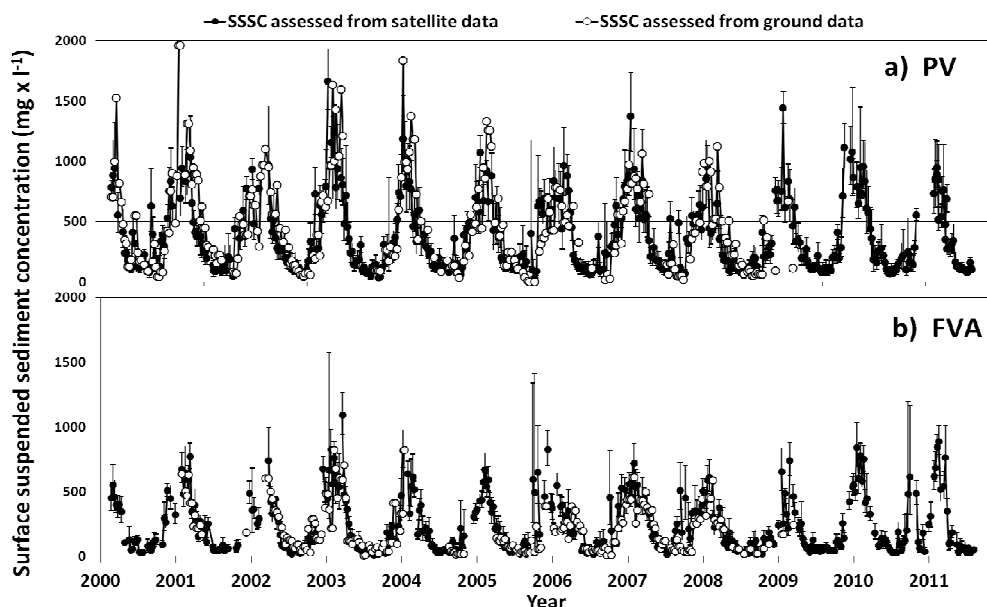


Figure 9: SSSC time series retrieved from 8-day composite MODIS images (black dots) and 10-day HYBAM samples during 2000-2011 (white dots) at the PV station (above) and the FVA station (below). The error bars indicate the standard deviation of the satellite-derived SSSC estimate.

#### 4.6. An analysis of the SSSC seasonal pattern along the Madeira River based on MODIS images

The sediment concentration at the virtual stations was calculated using MODIS 8-day composites. The SSSC estimates were averaged for each month of the year, enabling study of the seasonality of sediment transport along the main stem of the river during 2000-2011. Figure 10 shows the variation of the SSSC along the Madeira River from the ABU station downstream to the Madeira River mouth at the FOZ station in 3 periods: rising water, flood peak and decreasing water. The SSSC exhibited a decreasing trend from upstream to downstream in all of the periods. However, strong spatial variations were detected from one part of the seasonal cycle to another. For the rising-water period (October to January), we noted the following: 1) a consistent increase in the SSSC level as the water level rose and 2) a sharp SSSC decrease from upstream to downstream.

The SSSC decrease was considerable, particularly in the upper reaches (i.e., between the ABU, PV and HUM stations), with a mean decrease of approximately 30% between ABU and PV from October to January. Downstream, the SSSC decrease was weak, with a diminution of 4% between the FVA and FOZ stations in December and January.

During the flood peak, from February to May, the overall SSSC level was lower and the relative decrease was reduced compared with the rising-water period. The concentration diminished by approximately 12% between the ABU and PV stations on average from February to May. The strongest SSSC decrease occurred between the PV and HUM stations, with a reduction of approximately 26% on average over the same period. Downstream from the PV-to-HUM reach, the SSSC decrease was lower, with a reduction of approximately 22% between the HUM and FVA stations. In the last reach, between the FVA and FOZ stations, the decrease was on average 8%. During the low-water period (i.e., June to September), the SSSC level was much lower along the entire Madeira River, and the SSSC variation along the river main stem was reduced upstream. The SSSC decrease between the ABU and FVA stations was on average 51% between June and August and 28% in September. However, downstream from the MAN station, the SSSC decrease was strong; namely, there was a 50% decrease from the MAN to FOZ stations from June to August. This decrease was the strongest for that reach of the river in all of the periods; namely, from June to August, the SSSC decrease between the FVA and FOZ stations was 22%, whereas the decrease was limited to 5% on average from October to May.



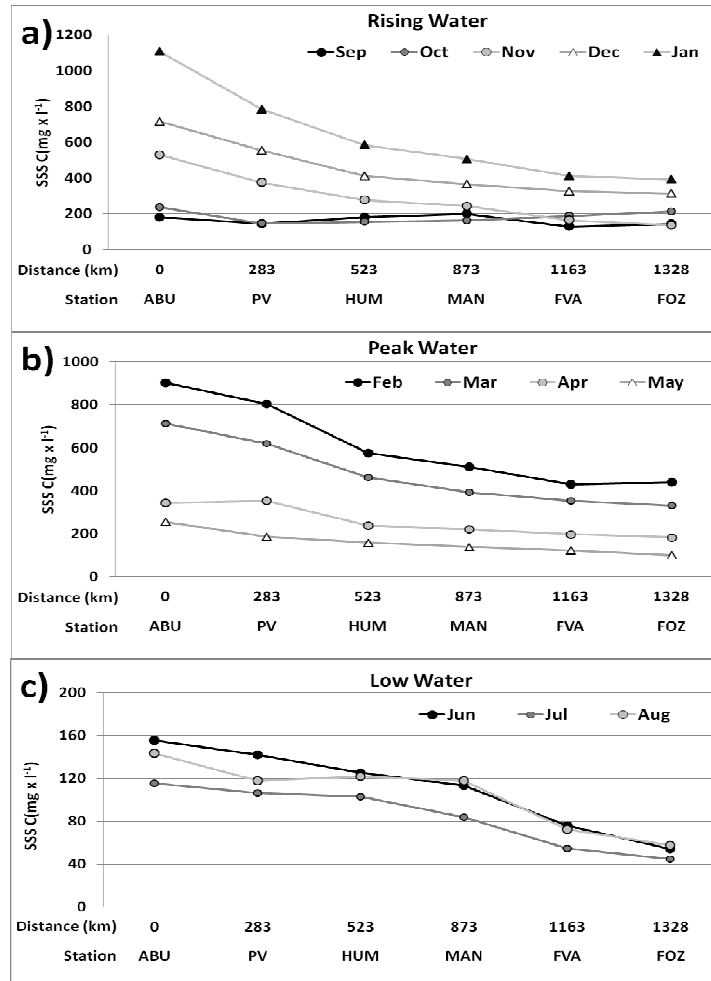


Figure 10: The satellite-derived monthly average SSSC assessed along the Madeira main stem from the Abunã station to the river's mouth at the FOZ station. The data are presented for 3 hydrological periods: a) rising water (September to January); b) peak water (February to May); and c) low water (June to August). The distances were calculated from the ABU station. The monthly averages were computed over the 2000-2011 period.

## 5. Discussion

### 5.1 Hydro-sedimentary processes along the Madeira River

The Madeira River sediment budget may include different inputs, such as bed load, suspended sediment load, sediment from tributaries and bank erosion. The suspended sediment load is delivered almost entirely by the Andean tributaries, whereas the local tributaries drain mostly forested lowlands with reduced erosion. From the quarterly suspended sediment concentration data acquired in Brazil between 1981 and 1994, Guyot et al. (1996) estimated that the Ji-Parana and Aripuana sediment discharge masses may

not exceed 1.2 million and 2.9 million  $t \times year^{-1}$ , respectively, representing approximately 1% of the Madeira River sediment discharge that the same authors assessed at the PV station. The measurements performed during our field sampling trips suggest that this budget may not have changed since then. Few studies have been conducted on riverbed transport in the Amazon. However, studies on the Amazon River main stem suggest that this transport varies depending on the season but may not exceed more than 5% of the total sediment budget of the river (Mertes, 1985; Strasser et al., 2004).

The SSSC decrease assessed by satellite data agrees with our field observations and with previous results, such as those obtained by Martinelli et al. (1993) during two cruises from PV to FOZ in January 1986 and April 1984. Although these authors used a depth-integrating sampler, which prevents the direct comparison of the SSSC levels, the trends obtained from the satellite data and from these field measurements exhibit similar behavior. Both datasets demonstrate a much higher SSSC level in January than in April and a pronounced SSSC decrease from PV to FVA, followed by stabilization downstream at the FOZ station in January.

In the Madeira catchment, previous studies have shown that the SSSC is closely related to the average concentration in a river reach (Guyot et al., 1996). Therefore, the SSSC data can be used as a proxy to detect sedimentation or resuspension along the main stem of a river. Our satellite-derived SSSC climatology data enable the definition of three different regions exhibiting distinct sediment transport processes.

1) Upstream, from the ABU station to the PV station, where the water discharge inputs from the local tributaries are limited, there is a sedimentation zone during the rising-water period with a 30% SSSC decrease from October to January (Figure 9a), while the Madeira River discharge exhibits a very low increase (+1% from the ANA data). For the remainder of the period, the SSSC decrease is consistent with the river-water discharge increase resulting from the inputs of the low sediment-load tributaries (Abunã, Jaci parana).

2) Between the PV and FVA stations, dilution and sedimentation appear to occur during the rising-water period; the SSSC decreases by 53%, whereas the water discharge increases by 17%. However, resuspension is likely to occur during the flood peak from February to May; the SSSC decreases by 42%, while the water discharge increases by 59%. In April, when the Madeira River discharge is strongest, approximately  $53\,000\ m^3 \times s^{-1}$  on average at the FVA station, the SSSC decrease between the PV and FVA stations is 34%, whereas the river discharge increases by 78% with the inputs of the Marmelos

and Aripuanã Rivers. During the period of decreasing water, resuspension continues but at a slower rate than during other periods.

3) Downstream, the backwater effect caused by the Amazon River water (Meade et al., 1991) has been predicted to produce temporal sedimentation as the slope of the water line diminishes near the Madeira-Amazon confluence (Martinelli et al., 1993). The systematic satellite observations demonstrate the following: 1) the backwater effect is significant from May to August, with a 22% decrease in the SSSC in the last reach of this river; and 2) sedimentation affects river reaches far from the confluence, more than 400 km upstream between the MAN and FVA stations, where the SSSC decreases by 36% during the months of June, July and August. The SSSC increases slightly between the FVA and FOZ stations in September and October by approximately 12%. This increase can occur because of the resuspension of recently deposited sediments during the early stage of a flood, when the Amazon River reaches its low level, generally in October.

To determine a precise budget of the sedimentation and resuspension occurring along a stream, accurate estimates of each tributary flow near its confluence with the Madeira River and a vertical distribution model for suspended sediment concentration in the water column are necessary. However, the number of gauge stations providing river flow information is reduced along the main stem, with a mean between-station distance along the stream of approximately 200 km. Furthermore, only three tributaries are gauged for river flow, and their stations are, in two cases, remote from the Madeira confluence (i.e., the Aripuana and Ji-Parana Rivers). Water-flow modeling may enable the gap between field measurements and satellite observations to be closed. However, this topic remains beyond the scope of the present study.

## **5.2 Remote-sensing monitoring**

Although there is a limited amount of research on the remote-sensing monitoring of the Amazon Basin waters, the advantage of using satellite data for such a task has been foreseen for more than 3 decades. Bradley et al. (1979) reported the first study to demonstrate the possibility of detecting the main water type in the Amazon Basin from Landsat imagery. Several years later, Mertes et al. (1993) estimated sediment concentration using spectral mixture analysis of Landsat images. In that study, spectral endmembers were calibrated from a set of spectroradiometric laboratory measurements of Mississippi River water samples. Mertes et al. (1995) proposed a qualitative retrieval algorithm to identify five types of water depending on the concentration of sediments in

three Landsat scenes and at three different locations along the Amazon River but without quantitative retrieval. More generally, a significant quantity of research exists on the determination of the optical properties of suspended sediment in oceanic and coastal waters. Forget et al. (1999) presented an analytical reflectance model showing the dependency of the optical properties on the granulometry, mineralogy and concentration of turbid coastal waters. However, such a model cannot be inverted for operational retrieval because the model depends on a large set of input data that are difficult to measure in different locations and periods. Instead, the use of empirical or semi-analytical algorithms derived from the simplification of the radiative transfer theory applied to the interaction of sunlight and a water column has been proposed (Gordon et al., 1983). Using SPOT satellite data for the Gironde estuary, Doxaran et al. (2002) used the empirical relationship between the visible SPOT bands of the near-infrared and red channels to reduce the effects of sediment type (grain size and refractive index) on reflectance. Nechad et al. (2010) developed a semi-analytical generic model to retrieve the SSSC in coastal waters from superspectral ocean color sensors. In contrast to previous studies on the Amazon Basin, our work uses the latest available satellite data that enables both global and frequent monitoring. Following the results presented by Martinez et al. (2009) and Espinoza (2012), the present study confirms that the MODIS time series enables robust monitoring of the SSSC and facilitates the integration of this information in conventional monitoring networks.

## **6 Conclusions**

The relationship between optical properties and suspended sediment was investigated using field spectroradiometric measurements and remote-sensing images. Remote-sensing reflectance proved to be a robust predictor of SSSC. However, a seasonal control was detected that most likely resulted from the differential granulometric distribution of the suspended sediment. Using the red and near-infrared reflectance channels to retrieve SSSC, a retrieval model was developed that demonstrated precise accuracy with field spectral radiometry ( $r = 0.95 - N = 40$ ) and satellite data ( $r = 0.78 - N = 282$ ). Time series of surface samples from the HYBAM network were compared at two stations and showed excellent agreement. The 11-year MODIS time series were processed at six different locations along the Madeira River to analyze the monthly average SSSC at each station. The statistics enabled the identification of two depositional areas, namely the upper reach of the Madeira River in Brazil and an area near the Madeira River mouth in a location influenced by the backwater effect of the confluence with the Amazon River. This study

demonstrates the utility and robustness of remote-sensing data for sediment-transport monitoring. In particular, this new tool may be useful for the monitoring of future changes resulting from the construction of two large hydroelectric dams along the Madeira River.

## 7 Acknowledgments

This work was supported by the Brazilian Water Agency (ANA), CNPq, MCT (the Ministry of Science and Technology), PEC-PG (the Program for Graduate Students Agreement) in Brazil, IRD, the “Environmental Changes Observatory in the Amazon Region” Joint International Laboratory, INSU/Relief and CNES/TOSCA programs in France. Additionally, we extend our appreciation to the HYBAM program partners in Brazil, namely the University of Brasilia (UnB), the Amazonas State Federal University (UFAM) and the Mineral Resources Research Company (CPRM). The authors are grateful to the ship crews who accompanied them during the surveys.

## BIBLIOGRAPHY

- A.G. Dekker, Voz R.J., Peters S.W.M., 2002. Analytical algorithms for lake water TSM estimation for retrospective analyses of TM and SPOT sensor data. *International journal of remote sensing* 23, 15-35.
- Baby, P., Guyot, J.L., Hérail, G., 2009. Tectonic control of erosion and sedimentation in the Amazon Basin of Bolivia. *Hydrological processes* 23, 3225–3229.
- Bradley, J., Eden, M. J., and Rice-Evans, P. (1979). Remote sensing of suspended sediment in Amazonian rivers from Landsat imagery, in *Remote Sensing and National Mapping* (J. A. Allen and R. Harris, Eds.), The Remote Sensing Society, University of Reading, Reading, UK, pp. 110-116.
- Doxaran, D., Froidefond, J.M., Lavender, S., Castaing, P., 2002. Spectral signature of highly turbid waters. Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. *Remote Sensing of Environment* 81, 149-161.
- Espinoza, R., Martinez, J.M., Guyot, J.L., Frazy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazán, H., Vauchel, P., Lavado, W., 2012. Integration of Field Measurements and Satellite Observations to Derive River Solid Load in Poorly monitored Basins. *Journal of Hydrology* 444–445, 221–228.
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador), *International journal of climatology*. DOI: 10.1002/joc.1791.
- Ferreira, J.R., Devol, A.H., Martinelli, L., Forsberg, B.R., Victoria, R., Richey, J.E., Mortatti, J., 1988. Chemical Composition of the Madeira River: Seasonal Trends and Total Transport. *Mitt.Geol.-Palaont.Inst.Univ.Hamburg* 66, 63-75.
- Filizola, N., 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira. *Publ. ANEEL* 63 p.

- Filizola, N., Guyot, J.L., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences Journal* 49, 143-153.
- Filizola, N., Guyot, J.L., 2009. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes* 23, 3207–3215
- Forget, P., Ouillon, S., Lahet, F., Broche, P., 1999. Inversion of Reflectance Spectra of Nonchlorophyllous Turbid Coastal Waters. *Remote Sensing of Environment* 68, 264–272.
- Froidefond, J.M., Lavender, S., Laborde, P., Herbland, A., Lafon, V., 2002. SeaWiFS data interpretation in a coastal area in the Bay of Biscay. *International Journal of Remote Sensing* 23, 881–904.
- Gibbs, R.J., 1967. Amazon rivers: Environmental factors that control its dissolved and suspended load. *Science* 156, 1734-1737.
- Gordon, H. R., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H Evans, and W. W. Broenkow. 1983. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: Comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Appl. Opt.* 22: 20-36.
- Gohin, F., Druon, J.N., Lampert, L., 2002. A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDas in coastal waters. *International journal of remote sensing* 23, 1639-1661.
- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A., Seyler, P., 1999. La variabilité saisonnière des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazone, Conference on hydrological and geochemical processes in large-scale river basins, Manaus, Brazil.
- Guyot, J.L., Filizola, N.P., Quintanilla, J., Cortes, J., 1996. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon, Erosion and sediment yield : Global and Regional Perspectives. IAHS Publications, Exeter, pp. 55-63.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., Lagane, C., 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon basin. *Catena* 71, 340-356.
- Guyot, J.L., Quintanilla, J., Calliconde, M., Calle, H., 1993. Distribución regional de la hidroquímica en la cuenca amazónica de Bolivia, In: Roche, M.A., Bourges, J., Salas, E., Diaz, C. (Eds.). PHICAB, La Paz, pp. 135-144.
- Guyot, J.L., Vauchel, P., Cochonneau, G., De Oliveira, E., Filizola, N., Fraizy, P., Fuentes, O., Martinez, J., Molina, J., Noriega, L., Sondag, F., 2010. A new estimation of the suspended sediment yields in the Madeira River basin, from the Andes to the Amazon. AGU Meeting 2010 : The Meeting of the Americas. Foz de Iguaçu Aout 2010.
- Han, L., Rundquist, D.C., 1996. Spectral characterization of suspended sediments generated from two texture classes of clay soil. *International journal of remote sensing* 17, 643-649.
- Kirk, J.T.O., 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge University Press.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology* 70, 187–206.
- Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101, 130–145.
- Martinelli, L., Forsberg, B.R., Victoria, R.L., Devol, A.H., Mortatti, J., Ferreira, J.R., Bonassi, J.A., Oliveira, E., 1993. Suspended Sediment Load in the Madeira River. *Mitt.Geol.-Palaont.Inst.Univ.Hamburg* 74, 41-54.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Espinoza Villar, R., Filizola, N., Seyler, F., Submitted. Surface water quality monitoring of rivers with MODIS data - Application to the Amazon River. *Remote Sensing of Environment*.

- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257-264.
- Meade, R.H., 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco Rivers. *Quaternary International* 21, 29-39.
- Meade, R.H., Nordin, C.F., Curtis, W.F., Costa Rodrigues, F.M., Do Vale, C.M., Edmond, J.M., 1979. Sediment loads in the Amazon River. *Nature* 278, 161-163.
- Meade, R.H., Rayol, J.M., Conceição, S.C., Natividade, J.R.G., 1991. Backwater Effects in the Amazon River Basin of Brazil. *Environ.Geol.Water Sci.* 18, 105-114.
- Mertes LAK. 1985. Floodplain development and sediment transport in the Solimoes-Amazon River, Brazil. MSc thesis, University of Washington.108
- Mertes L.A.K., Daniel D.L., Melack J.M., Nelson B., Martinelli L.A., Forsberg B.R., 1995. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. *Geomorphology* 13 215-232
- Mertes, L.A.K., Smith, C.T., Adams, J.B., 1993. Estimating Suspended Sediment Concentrations in Surface Waters of the Amazon River Wetlands from Landsat Images. *Remote Sens.Environ.* 43, 281-301.
- Mobley, C.D., 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics* 38, 7442–7455.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Callède, J., Oliveira, E., Guimaraes, V., Cudo, K.J., Aquino, M.C., 1993. Hidrologia de la cuenca amazonica brasileira, HiBAM. Primeros resultados sobre la cuenca del rio Madeira, In: Roche, M.A., Bourges, J., Salas, E., Diaz, C. (Eds.). PHICAB, La Paz, pp. 155-164.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Oliveira, E., Guimaraes, V., 1996. Les regimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents, In: Chevallier, P., Pouyaud, B. (Eds.). AIHS, Paris, pp. 209-222.
- Nechad B, Ruddick K., Park Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid Waters. *Remote Sens. Environ.*, 114, 854–866
- Roche, M.A., Fernandez Jauregui, C., 1988. Water resources, salinity and salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology* 101, 305-331.
- Schalles, J.F., Gitelson, A., Yacobi, Y.Z., Kroenke, A.E., 1998. Chlorophyll estimation using whole seasonal, remotely sensed high spectral-resolution data for an eutrophic lake. *J. Phycol.* 34, 383-390.
- Sioli, H., 1957. Sedimentation im Amazonasgebiet. *Geologische Rundschau* 45, 608-633.
- Strasser, M.A., Vinzon, S.B., Borba Mascarenhas, F.C., 2004. Transporte de sedimentos de arrastre no Rio Amazonas., Third LBA Scientific Conference, Brasilia, Brazil.
- Topliss, BJ, Almos, CL, and Hill, PR, 1990, Algorithms for remote sensing of high concentration, inorganic suspended sediment. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 947-966
- Viers, J., M. Roddaz, N. Filizola, J.-L. Guyot, F. Sondag, P. Brunet, C. Zouiten, C. Boucayrand, F. Martin, and G. R. Boaventura (2008), Seasonal and provenance controls on Nd-Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 274, 511–523
- Vodacek, A., Hoge, F.E., Swift, R.N., Yungel, J.K., Peltzer, E.T., Blough, N.V., 1995. The in situ and airborne fluorescence measurements to determine UV absorption coefficients and DOC concentrations in surface waters. *Limnology and Oceanography* 40, 411-415.

Wehrens R, Putter H, Buydens L. 2000. The bootstrap: A tutorial. *Chemom Intell Lab Syst* 54:35–52.



## **CAPITULO VIII**

---

### **Conclusões**

## 8. Conclusões

Várias mudanças estão acontecendo ou estão prestes a acontecer na bacia amazônica (usinas hidroelétricas, desmatamento, eventos extremos e mudanças climáticas). Vimos na introdução que várias problemáticas ambientais podem ser consideradas através do estudo do transporte sedimentar, nos principais rios da Amazônia. Na presente pesquisa se tem estudado o rio Amazonas e dois dos seus maiores tributários, os rios Solimões e Madeira. Estes rios são os principais fornecedores de sedimentos ao curso principal e representam, aproximadamente, 90% da descarga sólida do rio Amazonas na estação de Óbidos.

Durante a tese, as características físicas do MES (principalmente a concentração) foram relacionadas com as POA (reflectância e  $K_d$ ) e as POI (coeficientes de absorção total, absorção do MES, espalhamento e retroespalhamento) das águas. Para uma grande variedade de águas foram medidas a reflectância de teledeteção e o coeficiente de atenuação da luz vertical difuso e foram calculados os coeficientes de absorção (total e do material particulado) e de espalhamento (e retroespalhamento). Essas estimativas foram realizadas para várzeas, afluentes principais, e o canal principal do rio Amazonas. Com os dados de reflectância foram classificadas as águas amazônicas em oito classes, sendo três de águas brancas, uma de águas pretas e quatro, para águas com conteúdo elevado de clorofila (várzeas e águas claras). A forte ligação das POA com a concentração de sedimentos foi comprovada. Definiu-se o melhor comprimento de onda para a detecção de sedimentos, a partir da reflectância, entre os 750 nm e 900 nm, a melhor correlação sendo obtida em 860 nm. A precisão foi avaliada com o coeficiente de correlação Pearson ( $r$ ) e mostrou valores acima de 0,81 e um valor de erro quadrático médio relativo (RMSE) de 30%. O uso de razão de bandas (vermelho/infravermelho) foi testado e melhorou a precisão da inversão AOP-MES :  $R^2=0,89$  e RMSE de 23 %. O coeficiente de atenuação difuso vertical da luz descendente é também um robusto estimador da concentração de sedimentos. Para 109 dados encontrou-se uma correlação linear com um índice  $R^2$  de 0,93 e um RMSE relativo de 18%.

Uma metodologia de extração automatizada da reflectância de satélite dos rios foi desenvolvida e testada em vários rios com concentrações variadas de sedimentos. Com esta metodologia foi realizado com facilidade o cálculo da reflectância para séries de mais de 500 imagens de rios com concentrações que variam de 2 a mais de 1000 mg/l e em rios menores que 500 m de largura. A reflectância MODIS foi comparada com a reflectância medida em campo. A correlação entre estes valores é boa,

indicando a robustez da qualidade dos dados MODIS. O  $R^2$  para a banda vermelha é 0,74 e 0,70 para os satélites TERRA E AQUA, respectivamente. Para a banda infravermelha é de 0,81 e 0,87 para os dados do satélite TERRA e AQUA, respectivamente.

A relação entre os dados de reflectância por satélites e os dados de concentração de MES foi analisada para diferentes estações sedimentométricas da bacia. Para as estações do rio Madeira a relação entre a reflectância do satélite e os valores de concentração de MES apresentou um valor de  $R^2$  de 0,62 para 282 amostras coincidentes, e uma variação de concentração entre 4 e 1.832 mg/l. Nas estimativas realizadas no rio Madeira foi utilizada, com sucesso, uma razão de bandas (infravermelho/ Vermelho). O RMSE entre os MES da rede ORE-HIBAM (2000-2011) e os MES estimados com MODIS foi entre 35%, 39% e 27% nas estações de Porto Velho, Fazenda Vista Alegre e Tamchiyacu, respectivamente. Desta maneira concluímos que os dados de reflectância MODIS são uma ferramenta robusta para o monitoramento de fluxos de sedimentos.

No rio Madeira foi detectada uma sazonalidade na relação entre a reflectância e a concentração de MES. Nos meses de outubro, novembro e dezembro foi encontrada uma reflectância maior para um valor similar de MES para os meses março, abril e maio. Como foi visto na Equação 2.20 o retroespalhamento depende da concentração, diâmetro e índice de refração do material particulado. O fenômeno descrito no rio Madeira foi interpretado como uma variação do tipo de sedimento. Infelizmente, os dados adquiridos sobre a granulometria e a mineralogia do sedimento em suspensão não permitiram definir exatamente a causa da variação sazonal da reflectância.

No trabalho realizado na confluência dos rios Marañón e Ucayali demonstrou-se no contexto de uma bacia com uma rede de monitoramento reduzida, que os dados de satélite podem fornecer observações robustas de descarga de sedimentos em suspensão em longo prazo. Neste estudo, a calibração das imagens foi realizada com dados provenientes de campanhas de amostragem, e mostram um RMSE entre 30% a 40 % quando comparado aos dados HIBAM, nas mesmas estações. Desta forma, este trabalho demonstra que as informações de satélite podem ser usadas tanto para: 1) complementar registros perdidos em rede convencionais de monitoramento, 2) conferir a qualidade dos dados, quando os registros de campo estão disponíveis, 3) estender séries de tempo, antes ou depois, de uma estação ter sido instalada ou deixado de operar, 4) fornecer estimativas onde as dificuldades de manutenção impedem a instalação de um posto de controle da qualidade da água.

Para os rios Amazonas e Marañon observa-se que erro estimado na descarga sólida do rio, entre os dados da rede ORE-HYBAM e os provenientes dos satélites, foi menor que 10%. A descarga média anual para estes rios foi estimada em 392, 150 e 270 milhões de toneladas/ano para as estações de Tamshiyacu, San Regis e Requena, respetivamente. No rio Madeira as variações espaciais e temporais dos fluxos de sedimentos foram analisadas utilizando séries longas de imagens MODIS. Neste rio diversos processos do transporte de sedimentos foram detectados tais como diluição, sedimentação e suspensão.

A precisão no uso de imagens MODIS para estimar o MES nos rios amazônicos mostrou um RMSE relativo entre 30% e 40% para os rios estudados (Madeira, Marañon e o Amazonas Peruano). Martinez et al., (2009) encontrou em Óbidos um RMSE relativo de 36% entre dados da rede ORE-HIBAM e os provenientes do sensor MODIS. No rio Madeira, comparando com dados de campanha, o RMSE relativo diminuiu para 23% utilizando a razão de bandas.

As causas dos erros são principalmente duas: 1) a diferença de datas entre a imagem MODIS (cada 8 dias) e as amostras da rede de monitoramento (cada 10 dias), o que é acentuado devido à forte variação temporal de concentração de MES e 2) a diferença de área que representa cada amostra, as imagens representam vários km<sup>2</sup> e as amostras d'água é pontual.

## **CAPITULO IX**

---

### **Recomendações**

## **9. Recomendações**

Está planejado continuar com as pesquisas que relacionam a utilização de sensores remotos para o monitoramento da qualidade das águas continentais. Em particular, pretendemos usar novos sensores, analisar os limites de saturação das propriedades ópticas, estudar os impactos antrópicos como desmatamento ou construção de barragens e as mudanças ocasionadas pelas mudanças climáticas.

### **9.1. Monitoramento dos impactos antrópicos**

Os problemas antrópicos como as mudanças de uso de solo, construção de barragens ou desmatamento causam um efeito no transporte de sedimentos pelos rios, como foi visto no capítulo 1.

Coe et al., (2009) estudou os impactos em diferentes cenários futuros para a variação de uso de solo, mostrando mudanças na hidrologia. Para compreender como essas variações de uso de solo modificariam a perda de solo e seu transporte, é preciso monitorar as bacias e sub-bacias. As ferramentas desenvolvidas durante a tese podem ser de grande ajuda para esses tipos de análises, monitorando, sistematicamente, várias bacias usando séries temporais longas, maiores do que 10 anos.

No rio Madeira a construção de duas barragens hidrelétricas está perto de se concluir e está planejada a construção de 151 represas dentro da bacia Amazônica (Finer e Jenkins, 2012). É de suma importância o estudo da influência destas barragens sobre a carga sedimentar. Neste contexto, o monitoramento com imagens MODIS dos sedimentos, a montante e a jusante das construções será uma aplicação muito interessante.

### **9.2. Impacto das mudanças climáticas no fluxo de sedimentos**

Estudos anteriores evidenciaram alguns incrementos nos eventos extremos no canal central do rio Amazonas, principalmente, associado ao incremento de vazões de cheia e à diminuição de vazões de seca (Callède et al., 2004). Uma evidência destes processos são as fortes inundações que aconteceram nos anos de 1999, 2009 e 2012 (Chen et al., 2010; Marengo et al., 2011), além das secas extremas dos anos 2005 e 2010 (e.i. Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008; Espinoza et al., 2011). Adicionalmente, Espinoza et al, (2009a) mostraram que o incremento dos eventos

hidrológicos extremos são, principalmente, associados aos rios andinos (Madeira, Solimões, Iça), importantes na produção de sedimentos.

Espinoza et al. (2012) encontraram uma relação entre os eventos climáticos extremos e o incremento da concentração MES no rio Amazonas no Peru. Assim, nos meses posteriores à seca extrema do 2010, foi observado o evento máximo de concentração de MES associado às primeiras chuvas do ano hidrológico 2010 – 2011. O trabalho relaciona a repentina transição da seca (setembro 2010) para uma das cinco maiores vazões observadas no rio Amazonas, ocorrida em abril de 2011, ao evento “La Niña” no Pacífico equatorial central.

Com a metodologia desenvolvida na presente pesquisa poderemos monitorar os efeitos dos impactos climáticos extremos em diferentes bacias amazônicas. Tentaremos melhorar o entendimento das relações entre as mudanças climáticas e o transporte de sedimentos de maneira sistemática. Em particular, usaremos as ferramentas de teledeteção nas regiões de alta intensidade de chuva, visando relacionar os eventos extremos de precipitação com os fluxos de sedimentos correspondentes a esses eventos.

### **9.3. Estudo dos limites de saturação das propriedades ópticas em relação à concentração de sedimentos.**

Na presente pesquisa foi relacionada com sucesso a reflectância de sensoriamento remoto do canal infravermelho com a concentração de MES. Para os dados das campanhas o intervalo de concentração de sedimentos foi entre 2 e 622 mg/l; e para os dados do sensor MODIS versus os dados da rede ORE-HIBAM, o intervalo foi entre de 4 e 1.832 mg/l para a reflectância. Para estes intervalos de concentração de MES não se detectou uma saturação da reflectância no canal infravermelho.

É muito interesse, para futuras pesquisas, encontrar o limite máximo de concentração de sedimentos para as propriedades ópticas, tanto para a reflectância de sensoriamento remoto como para o  $K_d$ . Para resolver este tópico pretende-se continuar com as pesquisas estudando estações no piedmonte amazônico, onde as concentrações de MES, às vezes superam os 3000 mg/l, usando radiômetros de campo e os sensores orbitais.

#### **9.4. Utilização de novos sensores**

O sensor MODIS foi utilizado com sucesso na presente pesquisa. Atualmente, planeja-se a utilização de novos sensores como: 1) o sensor Sentinel-3 da ESA com resolução temporal diária, 6 bandas no espectro óptico e 500 m de resolução espacial e que será lançado no ano 2013 (Wooster et al., 2012; 2) o sensor VIIRS que foi posto em órbita em outubro de 2011 pela NASA, que tem características similares ao MODIS, com resoluções espaciais de 371 m e 742 m, correspondentes aos 250 m e 500 m de MODIS (Wu e Xiong). A colocação em órbita destes sensores assegura a continuidade no tempo, das pesquisas de qualidade das águas continentais com imagens de satélite.



## **CAPITULO X**

---

### **Referencias Bibliográficas**

## 10. Referencias Bibliográficas

- Aas, E. 1987. Two-stream irradiance model for deep waters. *Applied Optics*, 26, 2095 – 2101.
- Achard, F., Eva, H., Stibig, H.J., Mayaux, P., Gallego, J., Richards, T. e Malingreau, J.P. 2002. Determination of deforestation rates of the world's humid tropical forests. *Science* 297: p. 999-1002
- Adams, J.B., Sabol, D. E., Kapos, V., Filho, R.A, Roberts, D.A., e Smith, M. O., 1995, Classification of multispectral images based on fractions of endmembers: application to land-cover change in the Brazilian Amazon: *Remote Sensing of Environment* v. 52, p. 137-154.
- Alabaster, J.S., Lloyd, D.S., 1982. Finely divided solids. In: Alabaster, J.S., Lloyd, D.S. (Eds.), *Water Quality Criteria for Freshwater Fish*. Butterworth, London, pp. 1–20.
- Aragon LE. 2011. Introdução ao Estudo da Migração Internacional na Amazônia. *Contexto Internacional*. 33, n. 1.
- Asner, G.P. 2001. Cloud cover in Landsat observations of the Brazilian Amazon. *International Journal of Remote Sensing*, v.22, p.3855-3862.
- Austin, R. W. 1974. The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface, p, 317-344. In N. G. Jerlov e E. Steemann Nielsen [eds.], *Optical aspects of oceanography*. Academic.
- Bache, C.A., Gutenmann, W.H., Lish, D.J., 1971. Residues of total mercury and methylmercuric salts in lake trout as a function of age. *Science* 172, 951–953
- Bannister, T. T., 1988, Estimation of absorption coefficients of scattering suspensions using opal glass. *Limnology and Oceanography*, v. 33, p. 607-615.
- Barak, N.A.E., Mason, C.F., 1990. Mercury, cadmium and lead in eels and roach: the effects of size, season and locality on metal concentrations in flesh and liver. *Sci. Total Environ.* 92, 249–256.
- Barbosa, A. C., Boischio, A. A., East, G. A., Ferrari, I., Goncalves, A., Silva, P. R. M., e Cruz, T. M. E., 1995, Mercury contamination in the Brazilian Amazon. *Environmental and Occupational Aspects: Water, Air, and Soil Pollution*, v. 80, p. 109-121.
- Bidone E. D.; Castilhos, Z. C.; Santos, T. J. S.; Souza, T.M.S.; Lacerda, L. D. 1997. Fish contamination and human exposure to mercury in Tartarugalzinho River, Amapá state, Northern Amazon, Brazil. A screening approach. *Water, Air and Soil Pollution*. p.95.
- Bjornberg A., Hakason L., Lundbergh K. 1988. A theory on the mechanisms regulating the bioavailability of mercury in natural waters. *Environ. Poll.* 49,53-61.
- Bohumír Janský, Zbyněk Engel, Jan Kocum, Luděk Šefrna & Julius Česák 2011. The Amazon River headstream area in the Cordillera Chila, Peru: hydrographic, hydrological and glaciological conditions, *Hydrological Sciences Journal*, 56:1, 138-151

- Bordas, M. P., 1991, An outline of hydrosedimentological zones in the Brazilian Amazon basin, p. 191-203.
- Bordas, M., Semmelmann, F. 1997. Elementos de engenharia de sedimentos. In: Tucci, C. 1997. (Organizador). Hidrología, ciencia y aplicación. 2ª. Edición. Ed. UFRGS, P. Alegre. pp.915 -940.
- Bordas M.P., Lanna A.E., Semmelmann F.R. 1988. Evaluation des Risques D'érosion et de Sédimentation au Brésil à Partir de Bilans Sédimentologiques Rudimentaires. In: Bordas M.P. & Walling D.E. (eds.) Sediment Budgets. Porto Alegre, IAHS Publ., p. 359-368.
- Bradshaw, J.A., Sodhi, N.S., Peh, K.S.-H., Brook, B.W., 2007. Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world. *Global Change Biology* 13, 17.
- Brice J. C. 1964. Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. US Geo. Survey Prof. Paper, 422-D.
- Buiteveld, H., Hakvoort J. H. M., Donze M.. 1994. The optical properties of pure water. *SPIE Ocean Optics XII* 2258: 174–183
- Callède, J., Guyot, J.L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H., e DeOliveira, E., 2004, Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1903 à 1999.: *Hydrological Sciences Journal*, v. 49, p. 85-97.
- Campeau, G. C., e Bartha, R. 1985. Sulfate-reducing bacteria: principal methylators of mercury in anoxic estuarine sediment. *Appl. Environ. Microbiol.* 50:498-502.
- Carvalho, N.O. 1994. Hidrossedimentologia Prática. CPRM, ELETROBRÁS. Rio de Janeiro, RJ.
- Carvalho, N.O.; Filizola J.N.P; Santos, P.M.C.; Lima, J.E.F.W. Guia de práticas sedimentométricas. Brasília: ANEEL. 2000. 154p
- Carreiras, J. M. B.; Pereira, J. M. C., 2005. SPOT-4 Vegetation multi-temporal compositing for land cover change studies over tropical regions. *International Journal of Remote Sensing*, v. 26, n. 7, p. 1323-1346.
- Chakrapani, G.J. 2005. Factors controlling variations in river sediment loads. Department of Earth Sciences, Indian Institute of Technology. India. 88 No 4, 25.
- Cleary, D. 1990. The anatomy of the gold rush. London, the Macmillan Press. p. 245.
- Coe MT., Costa MH., Soares-Filho BS. 2009. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks. *Journal of Hydrology* 369. p 165–174
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar da integração do pré-Cambriano com os eventos íctônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, 70p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Explor. Petróleo nº 15).
- Costa J. B. S., Léa Bemerguy R., Hasui Y., Da Silva Borges M, 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. 2001. *Journal of South American Earth Sciences* 14(4):335-347.

- Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, V. 8, N. 1, P. 47-55.
- Curran, P.J, Hansom J.D, Plummer SE and Pedley MI. 1987. Multispectral remote sensing of nearshore suspended sediments: a pilot study, *International Journal of Remote Sensing*, 8:103-112.
- Curran, P.J., e Novo, E.M.M., 1988, The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance: a review: *Journal of Coastal Research*, v. 4, p. 351-368.
- Dekker, A.G. Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing. 1993. 222 p. PhD. Thesis. Proefschrift Vrije Universiteit Amsterdam.
- D'itri, F.M. 1992. Mercury Pollution and cycling in Aquatic Systems. *Environmental Contamination*. In: INTERNATIONAL CONFERENCE – Morges, 5, p.64-74.
- Dekker, A. G. e Donze, M. 1994. *Imaging spectrometry as a research tool for inland water resources analysis*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands.
- Espinoza J C, Fraizy P, Guyot J-L, Ordoñez J J, Pombosa R, Ronchail J. 2006 La variabilidad des débits du Rio Amazonas au Perou Proc. 5th FRIEND World Conf.: Climate Variability and Change, Hydrological Impacts (Havana, Cuba, November 2006) (IAHS Publication vol 308) ed S Demuth et al (Wallingford: IAHS) pp 424–9
- Espinoza, J.C., Guyot, J.L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., Noriega, L., Oliveira, D., E., Ordonez, J.J., e Vauchel, P., 2009a, Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974 – 2004): *Journal of Hydrology*.
- Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., Oliveira, D., E., Pombosa, R., e Vauchel, P., 2009b, Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador), *International journal of climatology*. DOI: 10.1002/joc.1791.
- Espinoza J C, Ronchail J, Guyot J L, Junquas C, Vauchel P, Lavado W, Drapeau G, Pombosa R 2011. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought *Geophys. Res. Lett.* 38 L13406
- Espinoza J C., Ronchail J, Guyot JL, Junquas C, Drapeau G, Martinez JM, Santini W, Vauchel P, Lavado W, Ordoñez J, Espinoza R. 2012, From drought to flooding: understanding the abrupt 2010–11 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters*, 7 (2012) 024008 (7pp)
- Eva, H.D., de Miranda, E.E., De Bella, C.M., Gond, V., Huber, O., Sgrenzaroli, M., Jones, S., Coutinho, A., Dorado, A., Guimarães, M., Achard, F., Belward, A.S., Bartholomé, E., Baraldi, A., DeGrandi, G., Vogt, P., Fritz, S. & Hartley, A., 2002. *A Vegetation Map of South America*. Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Faminow, M.D. 1998. *Cattle, deforestation and development in the Amazon: an economic and environmental perspective*. CAB International, Nova York.

- Fearnside, P.M., 1993. Deforestation in Brazilian Amazonia: the effect of population and land tenure. *Ambio* 22 (8), 537–545.
- Fearnside, P.M., Graça, P.M.L.d.A., 2006. BR-319: Brazil's Manaus-Porto Velho highway and the potential impact of linking the arc of deforestation to central Amazonia. *Environmental Management* 38, 705–716.
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, v7, 619-622
- Filizola N. 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira. Publ. ANEEL, Brasília, 63 p.
- Filizola, N. e Guyot, J.L. 2009. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrol. Process.* 23, 3207–3215.
- Filizola, N. e Guyot, J.L. 2011. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(4): 566-576, dezembro de 2011.
- Filizola, N. e Guyot, J.L. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 143-153.
- Filizola, N., 2003, Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens: Unpub. Ph.D. thesis, Paul Sabatier University 292 p.
- Finer M, Jenkins CN (2012) Proliferation of Hydroelectric Dams in the Andean Amazon and Implications for Andes-Amazon Connectivity. *PLoS ONE* 7(4): e35126. *Journal Pone.0035126*
- Froidefond, D, e Doxaran, D., 2004, Télédétection optique appliquée à l'étude des eaux côtières: *Télédétection*, v. 4, p. 579–597.
- Giardino, C., Brando V.E, Dekker A.G, Strömbeck N., Candiani G. 2007. Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion. *Remote Sensing of Environment* 109. Pp. 183–195
- Gibbs, R. J., 1967, Amazon rivers: Environmental factors that control its dissolved and suspended load: *Science*, v. 156, p. 1734-1737.
- Gibbs, R.J., 1983, Effect of natural organic coatings on the coagulation of particles. *Environ. Sci. Technol.*, 17, pp. 237–240
- Gordon, H. R., 1973, Simple calculation of the diffuse reflectance of the ocean: *Applied Optics*, v. 12, p. 2803-2804.
- Goulding, M., Barthem, R., e Ferreira, E., 2003, *The Smithsonian Atlas of the Amazon*: Washington and London, Smithsonian Institution press.
- Guyot J.L., Filizola N., Quintanilla J., Cortez J. (1996). Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon, 55-63. In *Erosion and Sediment yield : Global and Regional Perspectives*, Exeter, July 1996. IAHS. 236.

- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A. 2005. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil), de 1995 à 2003. 7th IAHS Scientific Assembly - Sediment Budgets (Walling D.E. and Horowitz A.J., Eds.), Foz de Iguaçu (Brésil), 04/2005. IAHS Publ. 291, 347-356.
- Guyot, J.L., Bazan, H., Fraizy, P., Ordonez, J.J., Armijos, E., e Laraque, A., 2007a, Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru: a first estimation: Water Quality and Sediment Behaviour of the Future: Predictions for the 21st Century, p. 3-10.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., e Lagane, C., 2007b, Clay mineral composition of river sediments in the Amazon basin: Catena, v. 71, p. 340-356.
- Guyot J.L., Armijos, E, Bonnet, M.P, Bourrel, L., Calmant, S. Cochonneau, G., Crave, A. De Oliveira, E., Espinoza, J.C., Espinoza, R., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., Lagane, C., Laraque, A., Lavado, W., Martinez, J.M., Moquet, J.S., Moreira-Turcq, P., Noriega, L., Pombosa, R., Ronchail, J., Seyler, F., Seyler, P., Sondag, F., Vauchel, P., 2011. Hydrology and sediment transport in the Amazon basin, from the Andes to the ocean. In: Proceedings of the World's Large Rivers Conference, Vienna, 2011.
- Hacon, S.; Azevedo F. 2006 Plano de ação regional para prevenção e controle da contaminação por mercúrio nos Ecossistemas Amazônicos Brasília – DF – OTCA 2006. p 8-46.
- Hacon, S. 1991. Mercury Contamination in Brazil with emphasis on human exposure to mercury in the Amazonian Region. A Technical Report. Rio de Janeiro, FINEP. p. 69.
- Heathwaite, L., 1994. Eutrophication. *Geography Rev.* 7 (4), 31–37.
- Homma, A. K. O. 2006. Agricultura familiar na Amazônia: a modernização da agricultura itinerante. In: Sousa, I. S. F. (Ed.). Agricultura familiar na dinâmica da pesquisa agropecuária. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2006. p. 33-60.
- Horn C., Wesselingh F. P., ter Steege H., Bermudez M. A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., et al. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330: 927–931.
- Hovikoski J., Gingras M., Räsänen M., Rebata L.A., Guerrero J., Ranzi A., Melo J., Romero L., Nuñez del Prado H., Jaimes F., Lopez S. 2007. The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: high-frequency shifts of the low-gradient coastline: *Geological Society of America Bulletin*, 119, pp. 1506–1520
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2012. Censo Demográfico 2010. (Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010>. Acesso em 26 nov. 2012)
- Instituto Nacional De Pesquisas Espaciais – INPE. Monitoramento da floresta amazônica brasileira por satélite: Projeto Prodes. São José dos Campos. 2011 – Estimativa da Taxa de Desmatamento da Amazônia no período 2010-2011

(Disponível em: [http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes\\_1988\\_2011.htm](http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2011.htm). Acesso em: 24 nov. 2012)

- Jerlov N.G. 1968. Optical Oceanography, Oceanography Series Elsevier Pub. Co, Amsterdam. 199 p
- Jerlov, N. G., 1976, Marine Optics: Elsevier Scientific Pub: Amsterdam, 231 p.
- Johnson, R., Bronsdon, R., e Collins, R., 1998, Initial design of a model for Himalayan river sediments, p. 325-332.
- Justice, C.O., Townshend, J.R.G., Vermote, E.F., Masuoka, E., Wolfe, R.E., e Saleous, N., 2002, An overview of MODIS land data processing and product status: Remote Sensing of Environment, v. 83, p. 3-15.
- Kaimowitz D, Mertens B, Wunder S, Pacheco P. Center for International Forest Research; Bangor, Indonesia: 2004. Hamburger connection fuels Amazon destruction.
- Kirk, J. T. O., 1981, A Monte Carlo study of the nature of the underwater light field in, and the relationships between optical properties of, turbid yellow waters: Australian Journal of Marine & Freshwater Research, v. 32, p. 517-532.
- Kirk, J.T.O., 1983. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems; CSIRO, Canberra, Australia; Cambridge University Press:pp 401.
- Kirk, J. T. O., 1991, Volume scattering function, average cosines, and the underwater light field,: Limnology and Oceanography, v. 36, p. 455-467.
- Kirk J. T. O. 1994. Characteristics of the Light Field in Highly Turbid Waters: A Monte Carlo Study. Limnology and Oceanography, Vol. 39, No. 3. pp. 702-706.
- Lacerda. L. D. Ciclo biogeoquímico do mercúrio na Amazônia. In; Hacon, S.; Lacerda, L. D.; Carvalho, D.; Pfeiffer, W. C. eds. Riscos e Conseqüências do Uso do mercúrio. Rio de Janeiro, FINEP/ CNPq/MS/IBAMA. 1990. p. 80-90.
- Langer, O.E., 1980. Effects of sedimentation on salmonid stream life. In: Weagle, K. (Ed.), Report on the Technical Workshop on Suspended Solids and the Aquatic Environment. Whitehorse.
- Latrubesse E.M., 2008, Patterns of anabranching channels: the ultimate end member adjustment of mega rivers. Geomorphology 101:130–145
- Lechler PJ, Miller JR, Lacerda LD, Vinson D, Bozongo J-C, Lyons WB, Warwick JJ. 2000, Elevated mercury concentrations in soils, sediments, water, and fish of the Madeira River basin, Brazilian Amazon: a function of natural enrichments? Sci. Tot. Environ. 260:87-96.
- Lindqvist O., Johansson, K., Aastrup, M., Andersson, A., Bringmark, L., Hovsenius, G., Håkanson, L., Iverfeldt, Å. Meili, M., Timm, B. 1991. Mercury in the swedish environment – recent research on causes, consequences and corrective methods. Water, Air and Soil Pollution 55
- Lundberg J.G, Marshall L.G, Guerrero J, Horton B, Malabarba MCSL, Wesselingh F.1998. The stage for Neotropical diversification: a history of tropical South American rivers. IN: Malabarba LR, Reis RE, Vari RP, Lucena ZMS, Lucena

- CAS. Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes. Porto Alegre: EDIPUCRS, 1998. p13-48.
- Mallas J. e Benedito, N.; 1986. Mercury and gold mining in the Brazilian Amazon *Ambio*. V. 15. p. 248-249.
- Malm, O., Fonseca, M. De F., Miguel, P. H. (1998). Use epiphyte plants as biomonitors to map atmospheric in a gold trade center city, Amazon, Brazil *The Science of the Total Environment* 213(1): 57-64.
- Mapes R. W. 2009. Past and present provenance of the Amazon River. Doctoral Thesis University of North Carolina at Chapel Hill. 195 p.
- Marengo, J. A., 1995, Variations and change in south American streamflow: Climatic Change, v. 31, p. 99-117.
- Marengo J, Nobre C, Tomasella J, Oyama M, de Oliveira G, de Oliveira R, Camargo H and Alves L 2008 The drought in Amazonia in 2005 *J. Clim.* 21 495–516
- Marengo J A, Tomasella J, Soares W R, Alves L M and Nobre C., 2011. Extreme climatic events in the Amazon basin *Theoretical Appl. Climatol.* 107 73–85
- Margulis, S. 2003. Causas do desmatamento na Amazônia brasileira. The World Bank, Brasília.
- Martinez J M, Beaudoin A, Durand P, Le Toan T, Stach N. 2000. Estimation de la hauteur des peuplements forestiers par diffusiomètre radar. *Canadian Journal of Forest Research*, 30(12): 1983-1991
- Martinez JM, Le Toan, T.; 2007, Mapping of Food Dymanics and Spatial Distribution of Vegetation in the Amazon Floodplain Using Multitemporal SAR Data. *Remote Sensing of Environment*, 108 (3), 209-223.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., e Sondag, F., 2009, Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data: *Catena*, v. 79, p. 257-264.
- Martinez, J.M., Maurice-Bourgoin, L., Moreira-Turcq, P., e Guyot, J. L., 2004, Use of MODIS and MERIS data for the water quality monitoring of Amazonian rivers and floodplain lakes: LBA Third International Conference.
- Maurice-Bourgoin, L., Aalto, R., e Guyot, J.L., 2002, Sediment-associated mercury distribution within a major Amazon tributary: centuryscale contamination history and importance of floodplain accumulation, in IAHS, ed., *The structure, function and management implications of fluvial sedimentary systems*, proceeding of an international symposium held at Alice Springs, Autralia, 276, p. 161-168.
- Meade R.H. 1985. Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil, during 1982-1984. Denver, U.S Geological Survey Open fi le Report, 39 p.
- Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U.M., e Salati, E., 1985, Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river of Brazil: *Science*, v. 228, p. 488-490.



- Meade, R.H., Nordin, C.F., Curtis, W.F., Rodrigues, C., F.M., Vale, D., C.M., e Edmond, J.M., 1979, Sediment loads in the Amazon River: *Nature*, v. 278, p. 161-163.
- Meade, R.H., Rayol, J.M., Conceição, S.C., e Natividade, J.R.G., 1991, Backwater Effects in the Amazon River Basin of Brazil: *Environ.Geol.Water Sci.*, v. 18, p. 105-114.
- Meili M. 1997. Mercury in lakes and rivers. 22-48 p. En: Mercury and its effects on environmental and biology (Sygel A.S.H. Ed.), Tayloy and Francis Group, New York.
- Mertes, L. A. K., 1985, Floodplain development and sediment transport in the Solimões-Amazon River, Brazil [M.S. thesis]: Seattle, University of Washington, 108 p.
- Mertes L.A.K., Dunne T., Martinelli L.A. 1996, Channel-floodplain geomorphology along the Solimoes-Amazon River, Brazil *Geological Society of America Bulletin*, 108, pp. 1089–1107
- Mertes, L.A.K., Smith, C.T., e Adams, J.B., 1993, Estimating Suspended Sediment Concentrations in Surface Waters of the Amazon River Wetlands from Landsat Images: *Remote Sens.Environ.*, v. 43, p. 281-301.
- Miller J. R., Lechler P.J. e Bridge G. 2003. Mercury contamination of alluvial sediments within the Essequibo and Muzaruni Rlver Basins, Guyana. *Wat. Air and Soil Poll.* 148, 139-166.
- Milliman, J. D., e Meade, R. H., 1983, World-wide delivery of river sediment to the oceans: *Jour. Geology*: v. 91, p. 1-21.
- Mobley, C.D. 1994. *Light and water: radiative transfer in natural waters*. San Diego, Academic Press. 592 p.
- Mobley, C. D., 1999, Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements: *Applied Optics*, v. 38, p. 7442-55.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Oliveira, E., e Guimarães, V., 1996, Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents, in Chevallier, P., Pouyaud, and B., eds., *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement: L'hydrologie tropicale: geoscience et outil pour le développement*, Paris, AIHS, p. 209-222.
- Montalvão, R.M.G. e Bezerra, P.E.L. 1980. Geologia e tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (parte da Amazônia Legal Brasileira). *Rev. Bras. Geoc.*, 10: 1-27
- Moran, E.F., Brondizio, E., Mausel, P., e Wu, Y., 1994, Integrating amazonian vegetation, land-use, and satellite data: *BioScience*, v. 44, p. 329-338.
- Morel A. e Gentili B., 1993. Diffuse reflectance of oceanic waters.II. Bidirectional aspects, *Appl. Opt.* 32, 6864–6879.
- Morel, A. e Prieur, L. 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnology and Oceanography*, v. 22, n. 4, p. 709.

- Nepstad, D.; Verissimo, A.; Alencar, A.; Nobre, C.; Lima, E.; Lefebvre, P.; Schlesinger, P.; Potter, C.; Moutinho, P.; Mendoza, E.; Cochrane, M. E Brooks, V.. 1999. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. *Nature* 398: 505-508.
- Nepstad, D.C.; Stickler, C. M.; Almeida, O. T. 2006. Globalization of the Amazon soy and beef industries: opportunities for conservation. *Conservation Biology*, Malden, v. 20, p. 1595-1603, Nogués-Peagle, J., e Mo, C. K., 1997, Alternating wet and dry conditions over South America during summer: *Monthly Weather Review*, v. 125, p. 279-291.
- Nittrouer C.A., Kuehl S.A., DeMaster D.J., Kowsmann R.O. 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 97 : 444-458.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A. Sternberg, R.W. Figueiredo, A.G. e Faria, L.E.C. 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf, *Mar. Geol.* 125, 177-192
- Nogues-Peagle, J. e Mo, K. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125 :279–291..
- Novo, E.M.L.M., Hamsom, J.D., e Curran, P.J., 1989, The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentrations: *International journal of remote sensing*, v. 10, p. 1283-1289.
- Nriagu J. O.; Pfeiffer W. C.; Malm O.; Souza C. M. M.; Mierle G. 1992. Mercury Pollution in Brazil. *Nature*. p. 356, 389.
- Oltman R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. *U.S. Geological Survey Circ.*, 552, 16 p.
- Oliveira Jr., Antonio de. *Amazônia: a gênese de uma região de planejamento*. In: Aragón, L. E.; Oliviera, J. A. De (Org.). *Amazônia no cenário Sul-Americano*. Manaus: EDUA, 2009. p. 41-77.
- Organización Meteorológica Mundial. OMM., 1994, *Guía de Prácticas Hidrológicas Adquisición y Proceso de Datos ,Análisis, Predicción, y Otras Aplicaciones*, Quinta Edición , OMM–Nº 168.
- Peñaherrera, C. 1969. *Geografía General del Perú*. Tomo I,.Aspectos Físicos. Lima: Editorial Ausonia Talleres Graficos.
- Pereira, J. L. G., 1996, *Estudos de áreas de florestas em regeneração através de imagens Landsat TM*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais 137 p.
- Pfeiffer, W.C.; Lacerda, L.D. 1988. Mercury inputs into the Amazon Region, Brazil. *Environment Technology Letter*. V. 9. p.325- 330.
- Pfeiffer W. C., Lacerda L. D., Malm O., Souza C. M. M. Silveira E. G.; Bastos W. R. 1989. Mercury concentrations in Inland Waters of Gold Mining Areas in Rondonia, Brazil. *The Science of the Total*
- Posada-G, L. and Nordin, C. F. (1993). *Total Sediment Loads of Tropical Rivers*. *Hydraulics Engineering'93*, ASCE, Hydraulic Division, Vol. 1, pp. 258-262.

- Preisendorfer, R.W., 1976. Hydrologic Optics, Vol 1-6. Washington, Dep. of Commerce.
- Prieur, L., 1976, Transfert radiatif dans les eaux de mer. Application à la détermination de paramètres optiques caractérisant leur teneur en substances dissoutes et leur contenu en particules, Pierre et Marie Curie 243 p.
- Queiroz, I. R. 1995. Determinação de metilmercúrio em peixes de região de garimpo, Dissertação de mestrado. – Faculdade de Ciências Farmacêuticas da USP. 109p.
- Ramankutty, N., Foley, J.A., 1998. Characterizing patterns of global land use: na analysis of global croplands data. Journal of Geophysical Research 103 (D22) 13.
- Ribeiro Neto, A. 2006. Simulação hidrológica na Amazônia: Rio Madeira. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, 178 p.
- Richey J.E., Meade R.H., Salati E., Devol A.H., Nordin C.F., dos Santos U. 1986. Water Discharge and Suspended Sediment Concentrations in the Amazon River. Water Resources Research, 22(5):756-764.
- Richey, J.E., Nobre, C.A., e Deser, C., 1989, Amazon River Discharge and Climate Variability: 1903 to 1985: Science, v. 246, p. 101-103.
- Ritchie, J.C., Schiebe, F.R., e Cooper, C.M., 1989, Landsat digital data for estimating suspended sediment in inland water, p. 151-158.
- Roberts, D.A., Gardner, M., Church, R., Ustin, S., Scheer, G, e Green, R. O., 1998, Mapping chaparral in the Santa Monica mountains using multiple endmember spectral mixture models: Remote Sensing of Environment, v. 65, p. 267-279.
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N., 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. In: Hoorn, C. Wesselingh, F.P. (Eds.), Amazonia, Landscape and SpeciesEvolution: A Look into the Past. Blackwell-Wiley, Hoboken, 61–88.
- Roulet, M., Guimarães, J.R.D., e Lucotte, M., 2001, Methylmercury production and accumulation in sediments and soils of an Amazonian floodplain - Effect of seasonal inundation: Water, Air and Soil Pollution, v. 128, p. 41-60.
- Ryder, G.L., 1989. Experimental Studies on the Effects of Fine Sediment on Lotic Invertebrates Cited in Ryan P.A 1991.University of Otago, New Zealand, Otago.
- Saatchi, S.S.; Soares, J.V.; Alves, D.S. 1997. Mapping deforestation and land use in amazon rainforest by using SIR-C imagery. Remote Sensing Of Environment,59, 191-202 ,
- Salas, W. A.; Ducey, M. J.; Rignot, E.; Skole, D. 2002. Assessment of JERS-1 SAR for monitoring secondary vegetation in Amazonia: I. Spatial and temporal variability in backscatter across a chrono-sequence of secondary vegetation stands in Rondonia, International Journal of Remote Sensing, 23(7), 1357-1379.

- Salati, E., 1983, O clima atual depende da floresta. IN: SALATI, E. et al., Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia. São Paulo: Brasiliense, (Brasília): Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, p. 15-44.
- Salati, E., e Vose, P.B., 1984, Amazon basin: a system in equilibrium: *Science*, v. 225, p. 129-138.
- Sathyendranath, S., e Morel, A., 1983, Light emerging from the sea: Interpretation and uses, in Cracknell, A. P., ed., *Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology*, Dordrecht, Reidel Publishing, p. 323-357.
- Schalles, J.F., Gitelson, A., Yacobi, Y.Z. and Kroenke, A.E., 1998. Chlorophyll estimation using whole seasonal, remotely sensed high spectral-resolution data for an eutrophic lake. *J. Phycol.*, 34: 383-390.
- Schmidt G.W. 1972. Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year (August, 1969 - July 1970). *Amazoniana* 3(2) : 208-223.
- Schubart, H. O., 1983, "Ecologia e Utilização das florestas". In: Salati, E. et al., Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia. São Paulo: Brasiliense, (Brasília): Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, p. 102-143.
- Scotese C.R. e McKerrow W. S. 1990. Revised World maps and introduction. Geological Society, London, *Memoirs* January 1, 1990, v. 12, p. 1-21.
- Simões, S.J.C. e Coiado; E.M. (2001). Métodos de Estimativa da Produção de Sedimentos em Pequenas Bacias Hidrográficas, in: *Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas*. Org. por De PAIVA, J.B.D.; De PAIVA, E.M.C.D., Porto Alegre: ABRH, 2001. p. 365-394.
- Sioli, H., 1957, Sedimentation im Amazonasgebiet: *Geologische Rundschau*, v. 45, p. 608-633.
- Smith, R.C. e Baker S. 1981. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). *Appl. Opt.* 20: 177- 84.
- Soares-Filho, B.S. et al., 2006. Modelling conservation in the Amazon basin. *Nature* 440 (7083), 520–523.
- Souza Jr., C. M. e Barreto, P. 2001. Sistema de fiscalização, licenciamento e monitoramento de propriedades rurais de Mato Grosso. In : *Causas e dinâmicas do desmatamento da Amazônia*, MMA (ed) Brasília, p. 307-341.
- Souza Jr..C.M, Roberts D.A., Cochrane M.A. 2005. Combining spectral and spatial information to map canopy damage from selective logging and forest fires *Remote Sensing of Environment*, 98, pp. 329–343
- Souza C, Jr, Firestone L, Silva LM, Roberts D. 2003. Mapping forest degradation in the Eastern Amazon from SPOT 4 through spectral mixture models. *Remote Sensing of Environment*. 87 pp.494–506.
- Skole, D.L. e Tucker, C.J., 1993. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon satellite data from 1978 to 1988. *Science* 260, 1905–1910.
- Steinman, A.D., McIntire, C.D., 1990. Recovery of lotic periphyton communities after disturbance. *Environ. Manage.* 14, 598–604.

- Strozzi, T., Dammart, P. B. G., Wegmu" Ller, U., Martinez, JM., Askne, J., Beaudoin, A., Hallikainen, M. T., 2000, Land use mapping with ERS SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 766–775.
- Tam, A.C., e. Patel C.K.N. 1979. Optical absorption of light and heavy water by laser optoacoustic spectroscopy. *Appl. Opt.* 18: 3348-3357.
- Van de Hulst, H. C., 1957, *Light scattering by small particles*, v. 2: New York, Dover, 470 p.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochin, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., J., N.-P., Diaz, S., P-L., e Zhang, C., 2006., Towards a unified view of the American Monsoon System: *Journal of Climate*, v. 19, p. 4977- 5000.
- Vinzon A.W, 1998. A preliminary examination of Amazon shelf sediment dynamics. 168 p Engineer Degree Thesis Univeristy of Florida, Gainesville (1998)
- Vodacek, A. et al., 1995. The in situ and airborne fluorescence measurements to determine UV absorption coefficients and DOC concentrations in surface waters. *Limnology and Oceanography*, 40: 411-415
- Walling, D.E. e Webb, B.W. 1996. Erosion and sediment yield: a global overview. In: Walling, D.E., Webb, B.W. (Eds.), *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. (Proc.Exeter Symposium, July, 1996), IAHS Publication No. 236.IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 3– 19.
- World Meteorological Organization (WMO). 1994. *Guide to hydrological practices. Data Acquisition and Processing, Analysis, Forecasting and Others Applications*. World Meteorological Organization, WMO-nº.168. 5th ed. 735p., Geneva.
- Zhou, J., e Lau, K-M., 1998, Does a monsoon climate exist over South America?: *Journal of Climate*, v. 11, p. 1020–1040.