



Caracterização da dinâmica da pluma do rio Amazonas com base na salinidade sintética por satélite

Andréa de Lima Oliveira ¹

1 Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12227-010 - São José dos Campos - SP, Brasil
andrea.oliveira@inpe.br

Resumo:

A pluma do rio Amazonas é caracterizada por um grande volume de águas de baixa salinidade, alta concentração de nutrientes e material em suspensão e dissolvido, com diferentes padrões de dispersão ao longo do ano. Por seu volume e dispersão, exerce grande influência nas regiões do norte da costa sul-americana, do Caribe e do Atlântico Equatorial, principalmente no que diz respeito à concentração de fitoplâncton e produtividade primária, deposição e erosão de sedimentar, absorção de carbono e nutrientes, propriedades ópticas aparentes e inerentes da água e na intensificação de furacões. O monitoramento de sua dinâmica é essencial para a compreensão dos processos oceanográficos na região. Este trabalho visa à caracterização da pluma a partir do modelo de salinidade sintética em dados de CDOM do sensor *MEdium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS) (2002-2012). Os resultados indicam uma forte sazonalidade na variação da área, sendo que as maiores áreas foram observadas entre julho e setembro e as menores entre dezembro e fevereiro. Nos meses de novembro e dezembro foi possível observar a retroflexão da pluma, causada pela Corrente Norte do Brasil. Os resultados se mostraram adequados para a caracterização da dinâmica da pluma e devem ser analisados com relação a outras forçantes que interagem com a pluma, para uma melhor compreensão dessa interação.

1. Introdução

O rio Amazonas é responsável pelo aporte de cerca de 50% da água fluvial para o Oceano Atlântico (OLUME; RENBERTH, 2002). Devido ao volume de água que transporta, o rio Amazonas é um elo importante entre os processos hidrológicos em terra e os processos oceânicos (COLES et al., 2013). Normalmente, o aporte de água doce dos rios têm pouco impacto no balanço de salinidade das massas de água oceânicas, mas a vazão do rio Amazonas tem significativa influência na variabilidade de salinidade do Atlântico.

A influência da água amazônica é sentida à longas distâncias da foz, através do aumento da estratificação da superfície, levando à formação de camadas de barreira termohalina (Figura1), devido à diferença de densidade da água menos salina para a água mais salina, sendo que essa camada no Atlântico tropical ocidental consiste em uma cobertura menos salina e rasa sobre uma parcela de água isotérmica profunda, o que aumenta o aprisionamento da radiação solar na camada superficial, causando uma elevação na temperatura superficial ($>29^{\circ}\text{C}$) (GRODSKY et al., 2012). Este aumento na temperatura superficial é responsável pela intensificação de furacões (GRODSKY et al., 2012).

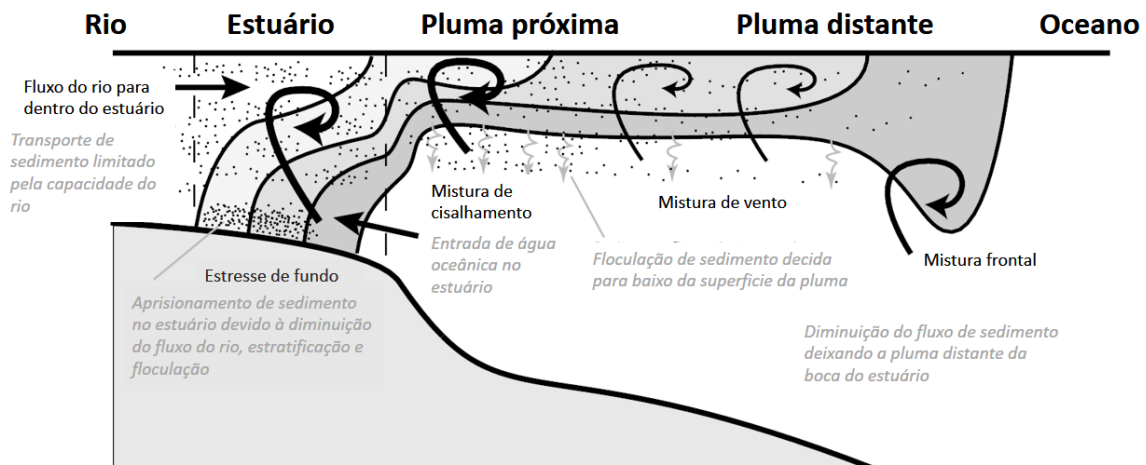


Figura 1: Uma seção transversal idealizada de uma pluma de rio aprisionada na superfície, marcando as várias regiões dinâmicas e os processos de mistura dominantes dentro de cada região (adaptado de HETLAND; HSU (2013)).

A pluma também exerce forte influência no aporte de nutrientes, microorganismos e fluxos de água doce que contribuem para o aumento da atividade

biológica e sequestro de carbono em mais de um milhão de quilômetros quadrados de oceano tropical (ARAUJO et al., 2017). Assim, o aporte de nutrientes pela pluma suportam a produção primária longe da costa (ARAUJO et al., 2017; YEUNG et al., 2012), onde a água oceânica tropical tende a ser pobre em nutrientes. O balanço do carbono na área de influência da pluma também tem sido foco de estudos que tentam modelar a variação de emissão e sequestro de carbono nessa região (ARAUJO et al., 2017; VALÉRIO et al., 2018; YEUNG et al., 2012).

Devido à influência que exerce nos processos descritos acima, monitorar e entender o comportamento da pluma do rio Amazonas é relevante tanto para entender quanto para modelagem de sistemas de previsão desses processos. No entanto, por ser muito extensa e variável, esse monitoramento torna-se inviável de ser realizado apenas por coletas em campo, com a cobertura necessária. O uso do sensoriamento remoto, nesse caso, possibilita um acompanhamento sinóptico da pluma.

A salinidade é o principal parâmetro para delimitar a extensão da pluma, porém, existem poucas opções de sensores capazes de estimar a salinidade por satélite, e os disponíveis possuem uma resolução espacial de 50 km (e.g. SMOS - *Moisture and Ocean Salinity*) sendo feito por radar. MOLLERI; NOVO; KAMPEL (2010) propuseram um modelo de salinidade sintética (SS) a partir de dados de CDOM (*Colored Dissolved Organic Matter*) do sensor *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS), com resolução espacial de 4km, sendo capaz de delimitar a área coberta pela pluma com melhor definição espacial.

O objetivo deste trabalho foi fazer a caracterização da pluma a partir da aplicação do modelo de salinidade sintética proposto por MOLLERI; NOVO; KAMPEL (2010) em dados de CDOM do sensor *MEdium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS) (2002-2012). Depois a partir dos dados de salinidade sintética aplicar um limiar de salinidade e com isso selecionar uma área contínua (a partir de um ponto de referência próximo à foz) e assim estimar as áreas e formas mensais da pluma. Também foi feita uma análise da distribuição da salinidade média mensal e sazonal na região, como objetivo de entender sua dinâmica.

2. Metodologia

2.1. Área de Estudo

A área de estudo foi delimitada entre as latitudes 20° N - 0° S e as longitudes 65° O – 45° O. Esta área foi definida com base em estudos anteriores (MOLLERI; NOVO; KAMPEL , 2010), se focando na área norte do oceano Atlântico Tropical (Figura 2).

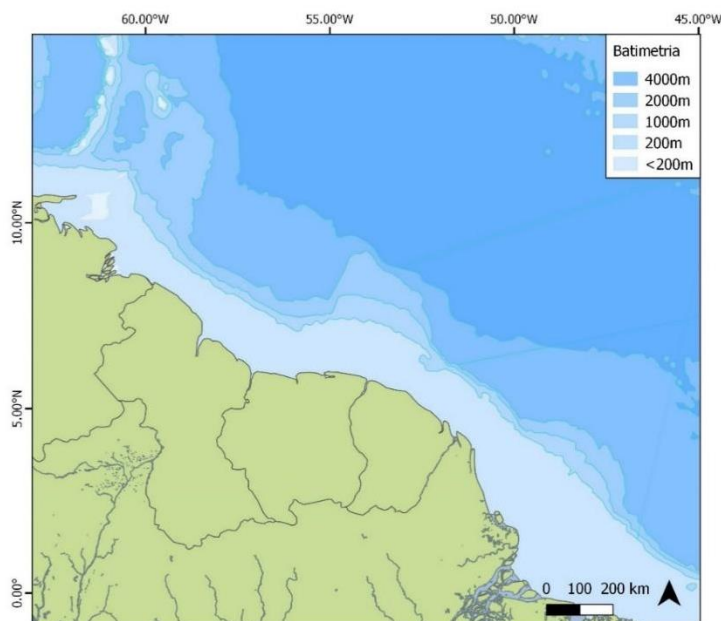


Figura 2: Área de estudo, foz do rio Amazonas e porção norte do oceano Atlântico Norte tropical.

Na figura também é possível observar a batimetria da região. Deve-se notar a presença da plataforma continental amazônica (PCA), uma feição que se destaca da plataforma continental brasileira, devido ao aporte de sedimentos trazidos pela foz do Rio Amazonas, que acabam se depositando nessa área (MOLLERI, 2008). A PCA está situada entre o Cabo Orange (4°N) e o Turiaçu (2°S), sua largura varia consideravelmente por toda a sua extensão, de 125km em sua área mais estreita (Cabo Orange), atingindo seu máximo na foz do Amazonas, onde alcança a largura de 320 km, formando um extenso delta submarino (CASTRO; MIRANDA, 1998). A profundidade da quebra de plataforma varia ao longo da costa, ficando entre as isóbatas de 75 e 115m (NETO; SILVA, 2004).

2.2. Diagrama OMT-G

O diagrama OMT-G permite a representação das classes, operações e relações na análise geográfica proposta. Assim, a figura 3, detalha as operações os produtos gerados ao longo do trabalho.

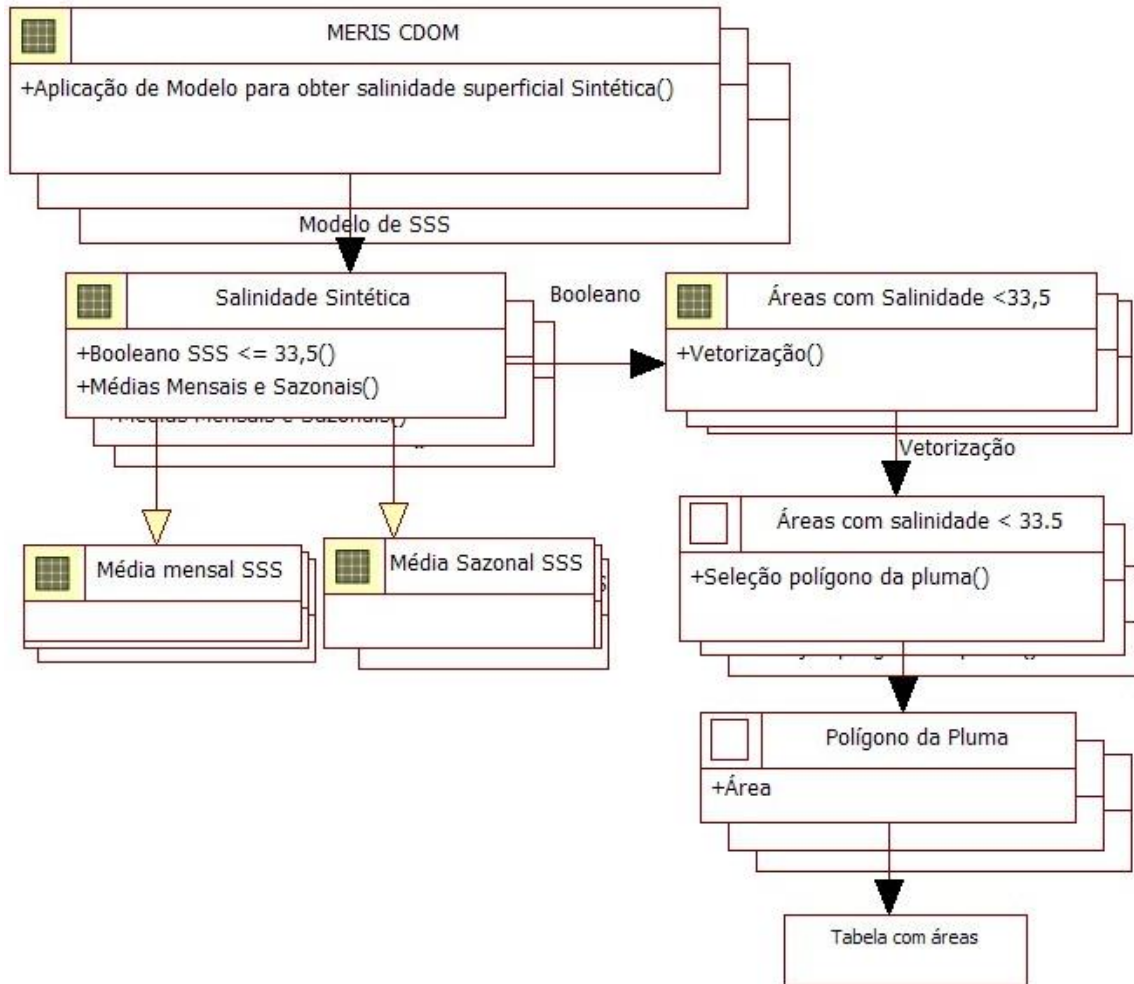


Figura 3. Diagrama OMT-G com as classes, operações e produtos gerados.

2.3. Modelo de Salinidade Sintética

A salinidade sintética foi obtida a partir do modelo desenvolvido por MOLLERI; NOVO; KAMPEL (2010), tendo como entrada os dados de CDOM (*Colored Dissolved Organic Matter*) obtidos pelo sensor MERIS (*MEdium Resolution Imaging Spectrometer*), na composição mensal, com resolução espacial de 4km, para uma série temporal de 10 anos (2002-2012), com correção atmosférica. Este modelo, foi

desenvolvido a partir do produto `adg_443_gsm` do SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) e um conjunto de dados de salinidade empírica da região, ajustando se em uma regressão linear, na qual os autores obtiveram um r^2 de 0,76. Assim, o modelo de salinidade sintética é dado pela Eq. 1 :

$$SS = -126.032 (\text{adg_443_gsm}) + 37.259 \quad (1)$$

Onde SS é a salinidade sintética estimada e `adg_443_gsm` é o produto do SeaWiFS, muito similar ao produto de CDOM, material orgânico dissolvido colorido, do sensor MERIS. Devido à essa similaridade, mesmo ponderando que futuramente deve-se fazer uma comparação dos dados do MERIS e do SeaWiFS para possíveis correções nos valores do modelo, para os objetivos deste trabalho foi utilizado sem ajustes.

2.4. Estimativa da área de pluma

A partir dos dados de salinidade sintética obtidos, foram extraídos os limites espaciais da pluma, considerando apenas salinidades menores ou iguais a 33,5 pps. Esses dados, foram vetorizados e a partir de uma análise topológica, selecionado-se apenas o polígono que tocava um polígono de referência próximo à foz do rio, que seria definido como a pluma. Com base nesse polígono foi estimada a área de pluma mensal para o período de maio de 2002 à fevereiro de 2012.

3. Resultados e Discussão

Os resultados indicam uma forte sazonalidade na variação da área, sendo que as maiores áreas foram observadas entre julho e setembro e as menores entre dezembro e fevereiro. Nos meses de novembro e dezembro foi possível observar a retroflexão da pluma, causada pela Corrente Norte do Brasil. Os resultados se mostraram adequados para entender dinâmica da pluma e devem ser analisados com base em outras forçantes que interagem com a pluma, para uma melhor compreensão dessa interação.

3.1. Salinidade Sintática

A salinidade sintética estimada por meio de dados de CDOM do MERIS, usando-se o modelo de MOLLERI; NOVO; KAMPEL (2010) parecem subestimar os valores de salinidade da região, de acordo com o observado em outros estudos (ARAUJO et al., 2017; MOLLERI; NOVO; KAMPEL, 2010). Por conta dessa subestimativa, as salinidades obtidas diferem cerca de 1 a 2 a menos da relatada em outros trabalhos. Portanto, apesar de responder de forma positiva ao modelo, deve-se fazer um ajuste para que tenha uma resposta mais precisa aos dados de CDOM do MERIS. Apesar dessa diferença, o comportamento da pluma pode ser observado.

Foi realizada uma média mensal da salinidade da região, descartando-se os valores nulos. Os resultados dessa média mostram uma correspondência sazonal forte (Figura 3).

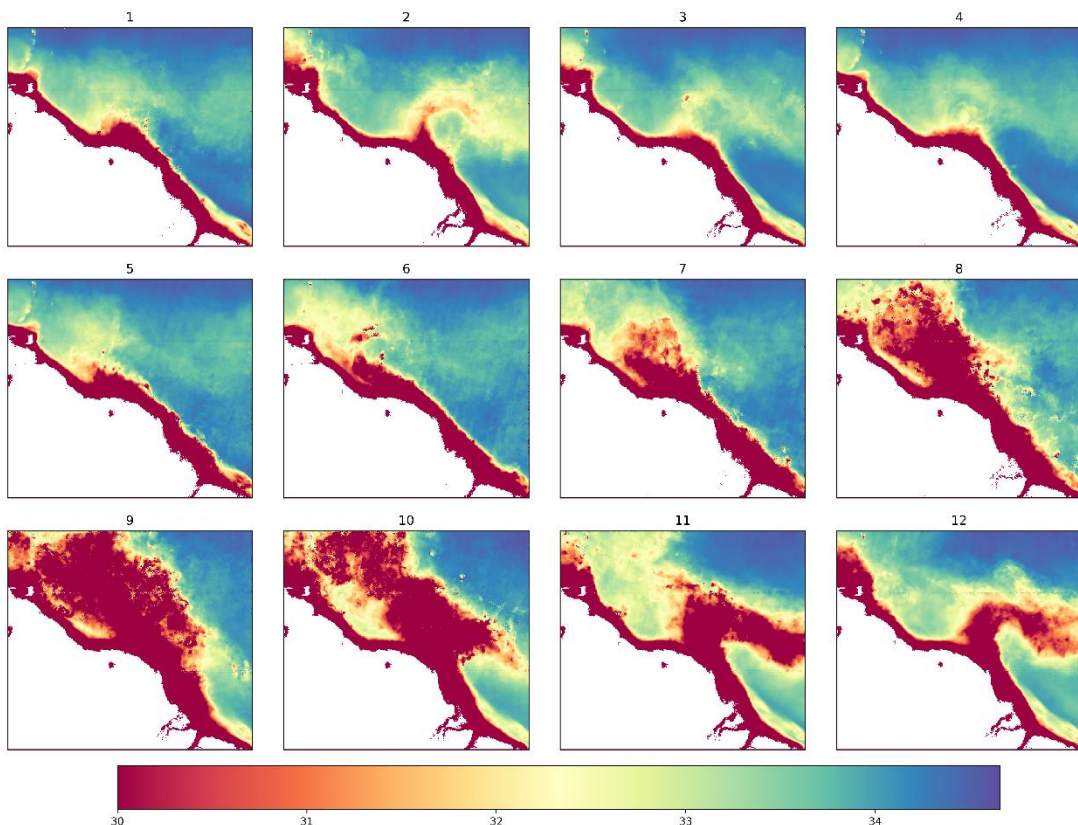


Figura 3. Médias mensais de salinidade na série temporal de (2002-2012), os números acima das imagens representam os meses de janeiro à dezembro.

A pluma aparece mais próxima da costa e mais retida de janeiro à maio (Figura 3. 1-5). A partir de maio e junho, começa a se espalhar em direção à região mais distante da costa, atingindo um máximo em setembro (figura 3.9). E a partir de outubro começa a diminuir novamente. Sendo que nos meses de novembro e dezembro pode-se observar a retroflexão da pluma pela interação com a Corrente Norte do Brasil (Figura 3.11 -12).

O desvio padrão dos dados mensais de salinidade também foi obtido, indicando as áreas que tiveram maior variação na salinidade (azul) e as áreas com menor variação (vermelho)(Figura 4). Pode-se observar que as áreas correspondentes à pluma apresentaram um maior desvio padrão, enquanto a área oceânica se mostrou mais estável. As áreas que representam o limite da pluma, apresentaram um desvio padrão mediano, indicando uma mistura da água da pluma com a água oceânica.

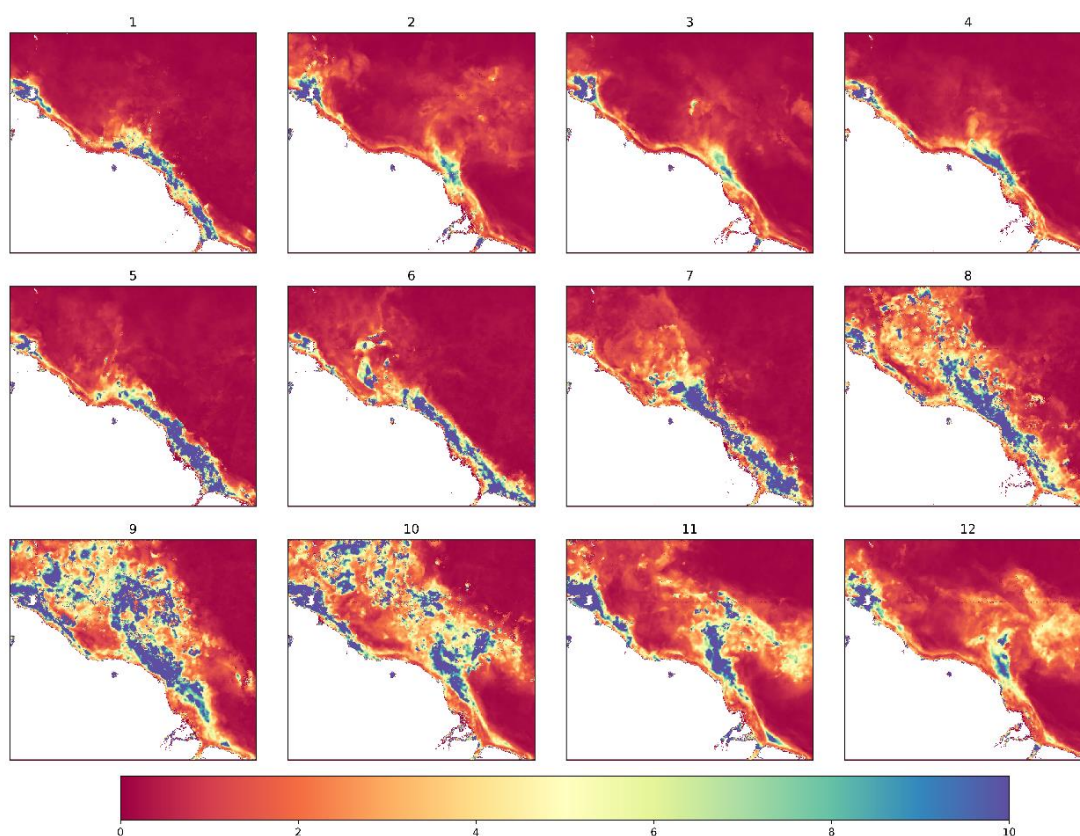


Figura 4. Desvio padrão da salinidade mensal da série temporal (2002-2012).

3.2. Análise da sazonalidade

Sazonalmente, a precipitação máxima sobre a Amazônia ocorre no inverno (dezembro a fevereiro) e na primavera (março a maio) do hemisfério norte (SOUZA et al., 2000). No entanto, a vazão máxima tem um atraso de dois a três meses, sendo observada entre maio e junho (OLUME; RENBERTH, 2002).

Considerando a sazonalidade descrita na literatura, e usando a divisão proposta por VALÉRIO et al. (2018), os meses foram agrupados em quatro categorias:

- “*Rising Water Season*”, período em que se observa um aumento gradual da vazão, compreende os meses de janeiro, fevereiro e março.
- “*High Water Season*”, período em que é observada a máxima vazão de água, compreende os meses de abril, maio e junho.
- “*Falling Water Season*”, período em que se observa uma diminuição gradual da vazão, compreende os meses de julho, agosto e setembro.
- “*Low Water Season*”, período em que se observa a mínima vazão, compreende os meses de outubro, novembro e dezembro.

A partir desse agrupamento, foi feita a média sazonal da salinidade (Figura 5).

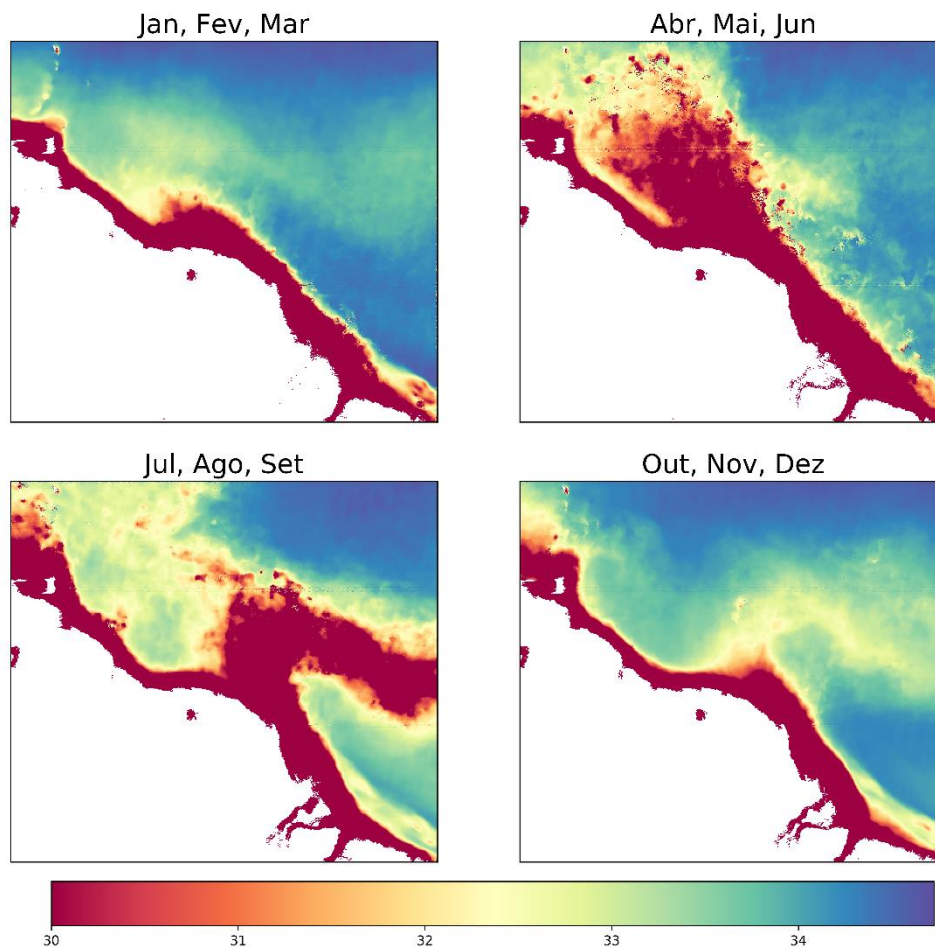


Figura 5. Médias sazonais de salinidade na série temporal de (2002-2012).

Pode-se observar que de janeiro à março (*Rising Water Season*) a pluma parece mais concentrada próxima à costa, embora se observe áreas de salinidade mais baixa à noroeste da foz, sem no entanto, se espalharem para áreas mais distantes da costa. No período de abril a junho (*“Rising Water Season”*), pode-se observar um maior espalhamento de águas com salinidade mais baixa, se concentrando, no entanto, na região à noroeste da foz, atingindo distâncias maiores da costa. No período de julho à setembro (*“Falling Water Season”*) pode-se observar nitidamente a retroflexão da pluma pela corrente norte do Brasil, além disso, pode-se perceber águas com salinidade menores se espalhando tanto para a região a noroeste da foz, quanto à norte da foz, indicando o processo de dispersão iniciado. No período de outubro à dezembro (*“Low Water Season”*), pode-se observar a concentração da pluma próxima à costa, no entanto, ainda é possível perceber a influência da retroflexão causada pela corrente do norte do Brasil, indicada por uma área de menor salinidade nesta região.

A figura 6, apresenta o desvio padrão sazonal da salinidade.

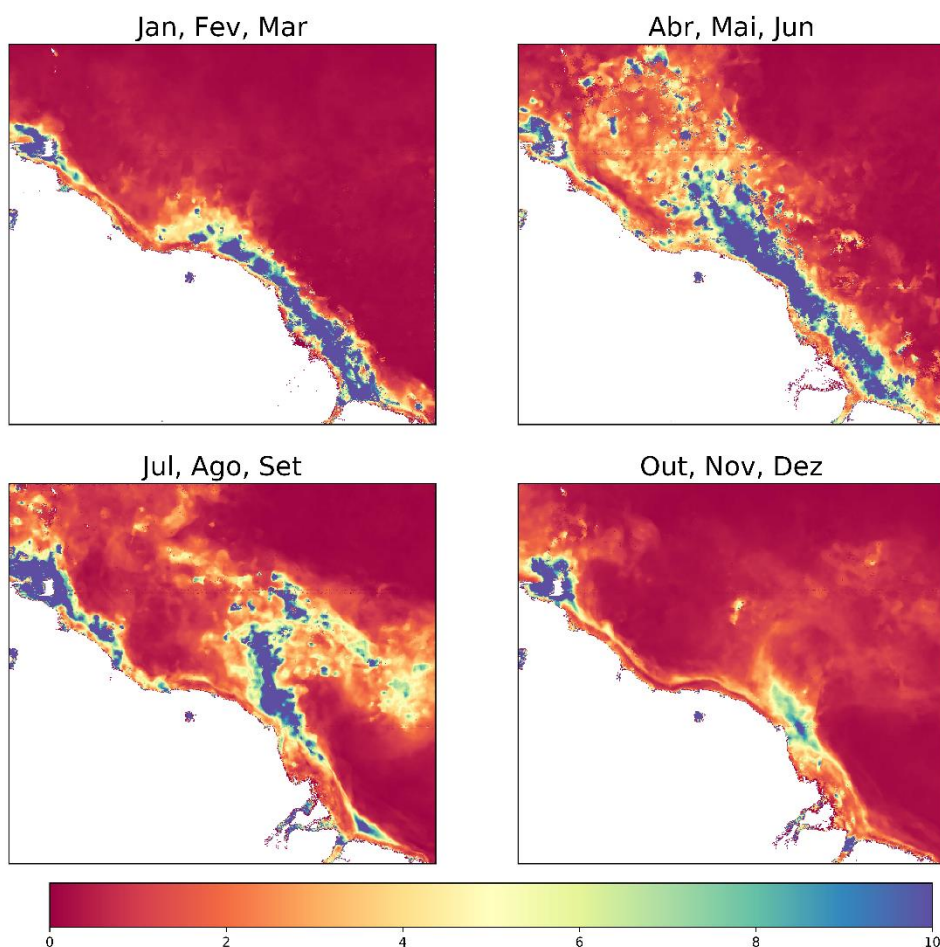


Figura 6. Desvio padrão da salinidade sazonal da série temporal (2002-2012).

Assim como, no desvio padrão observado na salinidade mensal, as áreas mais estáveis são as áreas com predomínio de águas oceânicas. De janeiro à março, nota-se que a área mais próxima da costa apresentou uma maior variação, enquanto houve um predomínio das áreas mais estáveis, mostrando que a maior variabilidade da salinidade se concentrou na área com influência da pluma, o que pode indicar uma variação no volume de água chegando na pluma. De abril à junho, o desvio padrão maior se estendeu para áreas mais distantes da costa, indicando o deslocamento da influência da pluma. De julho à setembro, é possível notar um maior desvio padrão na área de influência da retroflexão, indicando uma maior dinâmica nessa área. E de outubro a dezembro observa-se uma menor dinâmica, sendo observadas menores áreas com elevado desvio padrão, indicando uma menor variação de salinidade, e um menor aporte de água da pluma.

3.3. Área da Pluma

A área mensal da pluma foi obtida, sendo consideradas as áreas contínuas, que apresentava intersecção com um ponto de referência próximo à foz. A figura 7, apresenta um gráfico com as médias mensais da área da pluma, assim como o erro padrão.

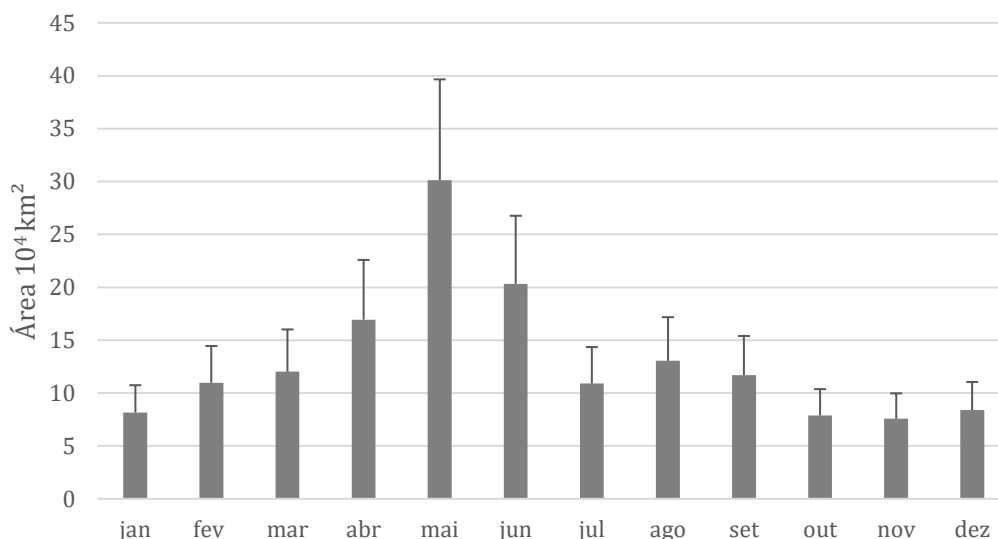


Figura 7: Gráfico com as médias mensais da área da pluma com o erro padrão.

Pode-se observar que os meses com as menores áreas da pluma foram outubro, novembro e dezembro. O que coincide com os meses que compõem o período de baixa (“*Low water season*”). Enquanto os meses com maiores áreas se concentram de abril à junho, também coincidindo com o período de alta (“*High Water Season*”), sendo que maio apesar de ter apresentado a maior área média, apresentou um maior erro e desvio padrão, sendo que o desvio padrão representando 16% do valor da média. Nota-se, dessa forma uma convergência entre os resultados observados da área da pluma, e a indicação de agrupamento sazonal proposta por VALÉRIO et al.(2018).

Apesar dos valores médios indicarem essa periodicidade, quando selecionados os valores máximos e mínimos de área, observa-se que o mínimo foi observado em abril de 2004 (Figura 8) e o máximo em agosto de 2009 (Figura 9). Indicando desvios no comportamento padrão observado pelas médias, o que pode ser devido à variações anuais, no comportamento da pluma, causados por variações nos períodos de cheia e baixas.



Figura 8. Área da pluma contida, em abril de 2004.

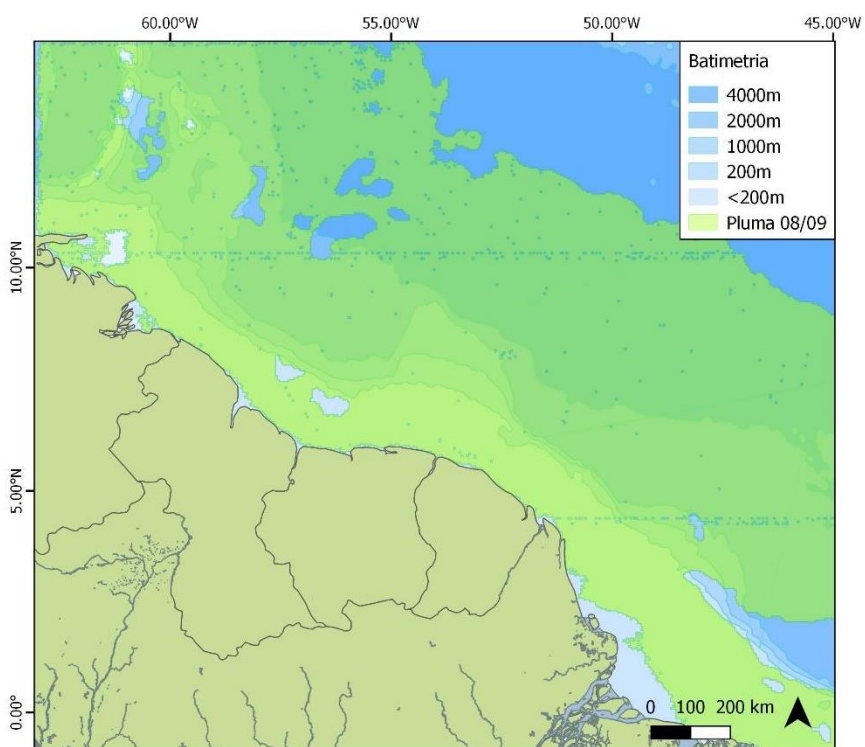


Figura 9. Área da pluma espalhada, em agosto de 2009.

A sazonalidade também é observada ao se plotar a área mensal da pluma ao longo da série temporal de dez anos (Figura 10), observa-se um padrão, representando o ciclo de cheia e o ciclo de baixa.

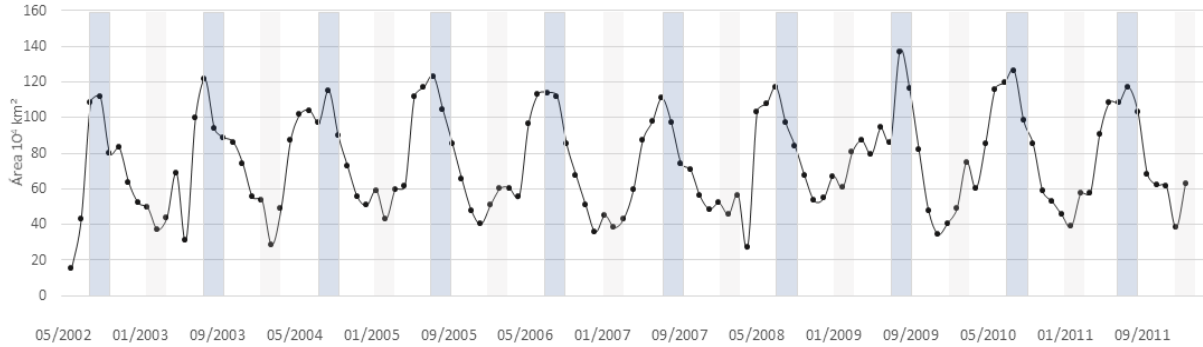


Figura 10: Gráfico com as áreas mensais da pluma, sendo que as faixas em azul representam o período julho, agosto e setembro e as faixas cinzas representam os meses janeiro, fevereiro e maio, os períodos de diminuição (“*Falling Water Season*”) e de aumento (“*Rising Water Season*”), respectivamente.

Na figura 10, pode-se perceber que houve um acompanhamento dos padrões de aumento e diminuição da pluma, com algumas interferências anuais. Essas interferências podem ser tanto devido à eventos climáticos que ocorreram em algum ano específico, como também, um ruído devido à metodologia utilizada.

A figura 11, apresenta um gráfico de vazão do rio Amazonas, na estação Óbidos, última estação, localizada próxima a foz, e um gráfico de área da pluma.

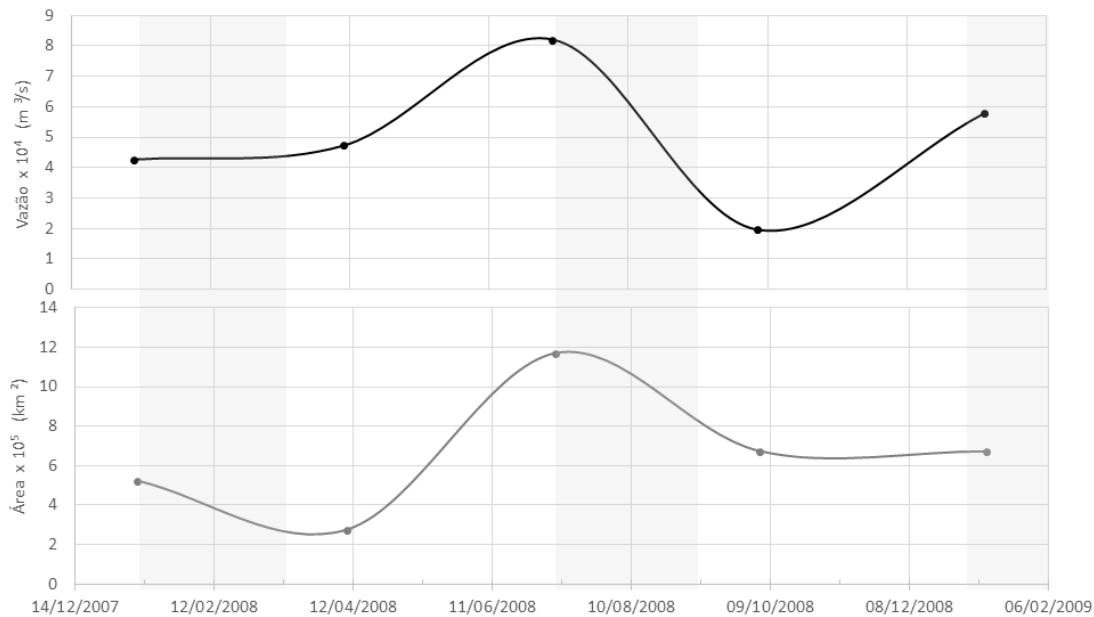


Figura 11: Comparação da área de pluma e da vazão média do rio na Estação Óbidos em 2008 e começo de 2009, as faixas cinzas representam os meses de janeiro, fevereiro e março, e julho, agosto e setembro (<http://mapas-hidro.ana.gov.br/Usuario/Exportar.aspx>).

Pode-se notar um pequeno deslocamento entre o gráfico da área da pluma e o da vazão, sendo que a área de pluma parece estar levemente atrasada com relação à curva da vazão, isso se deve, ao fato de que quando ocorre a vazão, ainda leva um tempo para a pluma ser espalhada, por isso, a fase tem um tempo de resposta se comparada à vazão.

Sazonalmente, a precipitação máxima sobre a Amazônia ocorre no inverno (dezembro a fevereiro) e na primavera (março a maio) do hemisfério norte (SOUZA et al., 2000). No entanto, a vazão máxima tem um atraso de dois a três meses, sendo observada entre maio e junho (OLUME; RENBERTH, 2002). A variação da vazão é controlada principalmente pelo volume de chuva que cai sobre a bacia amazônica. DAI et al.(2009) e outros estudos indicam as chuvas na bacia amazônica estão relacionadas à temperatura superficial Pacífico Equatorial, assim durante eventos de El Niño a precipitação na Bacia do Amazonas tende a ser menor, e consequentemente a vazão acompanha esse padrão.

O aporte de água doce do rio Amazonas no Oceano Atlântico Equatorial exerce influência na salinidade superficial da região, atuando como forçante para a circulação

termohalina. Huang e Mehta (2010) fizeram um modelo de circulação oceânica, temperatura superficial e salinidade, e bloquearam a vazão dos maiores rios que deságuam no Atlântico e nos outros oceanos, seus resultados sugerem a vazão desses rios pode estar desempenhando um papel importante na salinidade oceânica, temperatura e circulações; e que o bloqueio parcial ou total dos principais rios, desviando a água doce para uso da sociedade (e.g. distribuição, geração de energia) pode alterar significativamente a salinidade oceânica, as circulações, a temperatura e o clima.

Assim, a mudança na vazão do rio Amazonas, devido à barragem de seus afluentes para a construção de hidroelétricas, pode a longo prazo pode acabar gerando uma alteração na circulação e na precipitação, podendo acentuar as secas na região.

Nos meses de novembro e dezembro foi possível observar a retroflexão da pluma, causada pela Corrente Norte do Brasil, que está ligada a formação de “anéis” que se despendem da pluma e se deslocam para o norte (CASTELÃO; JOHNS, 2011).

4. Considerações finais

O modelo de salinidade sintética se mostrou adequado para a análise das características da pluma, gerando dados com uma resolução espacial melhor do que os sensores atualmente disponíveis para esse fim. No entanto, deve-se considerar o ajuste do modelo para ter resultados mais exatos de salinidade por meio de imagens de CDOM do MERIS. Além disso, o modelo poderia ser utilizado também em dados de CDOM do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), que ainda se encontra em operação para a análise do comportamento da pluma em uma série temporal mais longa e atualizada.

Apesar de o presente trabalho ter apresentado dados consistentes sobre as características e sazonalidade da pluma, deve-se considerar um aperfeiçoamento da metodologia buscand-se diminuir a interferência das nuvens.

Há potencial de busca de correlação dos dados encontrados no presente trabalho com as principais forçantes da pluma, tais como campo de ventos, vazão do rio Amazonas em uma série temporal maior, pluviosidade na bacia amazônica, e inter-relação com eventos do El Niño, que poderia se investigada em uma série temporal maior e atualizada.

Referências

ARAÚJO, M. et al. A Synoptic Assessment of the Amazon River-Ocean Continuum during Boreal Autumn : From Physics to Plankton Communities and Carbon Flux.

Frontiers in Microbiology, v. 8, n. July, p. 1–18, 2017.

CASTELÃO, G. P.; JOHNS, W. E. Sea surface structure of North Brazil Current rings derived from shipboard and moored acoustic Doppler current profiler observations.

Journal of Geophysical Research, v. 116, p. 1–12, 2011.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the western Atlantic Continental Shelf located between 4° N and 34° S. In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. (Eds.). **The sea**. [s.l.] Inc., John Wiley & Sons, 1998. p. 209-251 .

COLES, V. J. et al. The pathways and properties of the Amazon River Plume in the tropical North Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, p. 6894–6913, 2013.

GRODSKY, S. A. et al. Haline hurricane wake in the Amazon / Orinoco plume : AQUARIUS / SACD and SMOS observations. **Geophysical Research Letters**, v. 39, p. 4–11, 2012.

HETLAND, R. D.; HSU, T. J. Freshwater and sediment dispersal in large river plumes. In: ALLISON, M. A.; BIANCHI, T. S.; CAI, W.-J. (Eds.). . **Biogeochemical Dynamics at Major River-Coastal Interfaces: Linkages with Global Change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. p. 55–85.

HUANG, B.; MEHTA, V. M. Influences of freshwater from major rivers on global ocean circulation and temperatures in the MIT ocean general circulation model.

Advances in Atmospheric Sciences, v. 27, n. 3, p. 455–468, 2010.

MOLLERI, G. S. F. **Aplicação de dados de sensores remotos orbitais no estudo da variabilidade espacial e temporal da pluma do Rio Amazonas no período de 2000 a 2004**. [s.l.: s.n.].

MOLLERI, G. S. F.; NOVO, E. M. L. D. M.; KAMPEL, M. Space-time variability of

the Amazon River plume based on satellite ocean color. **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 3–4, p. 342–352, 2010.

NETO, J. A. B.; SILVA, C. G. Morfologia do fundo oceânico. In: NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. (Eds.). . **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004. p. 279.

OLUME, V.; RENBERTH, K. E. E. T. Estimates of Freshwater Discharge from Continents : Latitudinal and Seasonal Variations. v. 3, p. 660–687, 2002.

SOUZA, E. B. DE et al. On the influences of the El Niño, La niña and Atlantic Dipole Paterni on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. **Acta Amaz.**, v. 30, n. 2, p. 305–318, 2000.

VALÉRIO, A. DE M. et al. Using CDOM optical properties for estimating DOC concentrations and p CO₂ in the Lower Amazon River. **Optics Express**, v. 26, n. 14, p. 657–677, 2018.

YEUNG, L. Y. et al. Impact of diatom-diazotroph associations on carbon export in the Amazon River plume. **Geo**, v. 39, p. 1–6, 2012.