

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS MARINHAS - LABOMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS MARINHAS
TROPICAIS
NÍVEL: MESTRADO

DAYSIANE BARBOSA BRANDÃO

**ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂ NO OCEANO ATLÂNTICO UTILIZANDO
DADOS DE NAVIOS E SATÉLITE**

FORTALEZA

2017

DAYSIANE BARBOSA BRANDÃO

ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂ NO OCEANO ATLÂNTICO UTILIZANDO
DADOS DE NAVIOS E SATÉLITE

Dissertação de Mestrado submetida
ao Programa de Pós-Graduação em
Ciências Marinhas Tropicais da
Universidade Federal do Ceará,
como requisito parcial para a
obtenção do grau de Mestre em
Ciências Marinhas Tropicais.

Linha de Pesquisa: Análise de
impactos ambientais na região
oceânica e costeira.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Geraldo Ferreira

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

Universidade Federal do Ceará

Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

B817e Brandão, Daysiane Barbosa.

ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂ NO OCEANO ATLÂNTICO UTILIZANDO DADOS
DE NAVIOS E SATÉLITE / Daysiane Barbosa Brandão. – 2017.

69 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Fortaleza, 2017.
Orientação: Prof. Dr. ANTONIO GERALDO FERREIRA.

1. fugacidade de CO₂. I. Título.

CDD 551.46

DAYSIANE BARBOSA BRANDÃO

**ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂ NO OCEANO ATLÂNTICO UTILIZANDO
DADOS DE NAVIOS E SATÉLITE**

Dissertação de Mestrado submetida
ao Programa de Pós-Graduação em
Ciências Marinhas Tropicais da
Universidade Federal do Ceará,
como requisito parcial para a
obtenção do grau de Mestre em
Ciências Marinhas Tropicais.

Aprovada em ____/____/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Geraldo Ferreira
Universidade Federal do Ceará
(Orientador)

Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Ana Paula Morais Krelling
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dr. Tristan Charles Clitandre Rousseau
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Aos meus pais, Neida e Davi.

Ao meu amor, Andrey.

Aos meus sobrinhos amados, Sofia, Henrique e Paola.

AGRADECIMENTOS

Sou grata a todos que de alguma maneira me ajudaram na realização deste trabalho. E tenho maior gratidão:

Aos meus pais, Neida e Davi, por me ensinarem o quanto importante e valioso é a educação, por sempre me incentivarem e apoiarem. Vocês são minha base.

Aos meus avós, Rosa e Chico, os quais da sua maneira apoiaram a minha educação, incentivando ou engrandecendo com conhecimento prático.

À minha família, especialmente à minha mãe (Neida), à minha irmã (Ane), meu cunhado (Paulo) e aos meus sobrinhos (Sofia, Henrique e Paola), pelo suporte, amor, compreensão e companheirismo tão importantes nesta etapa de minha vida.

Ao Andrey Sindeaux, sua paciência, carinho, companheirismo, colo e incentivos foram essenciais.

Ao Prof. Dr. Antonio Geraldo Ferreira, que apoio e incentivos nessa jornada.

Aos professores do LOF, Carlos, Ana Paula e Kamila, sempre solícitos.

A Nathalie Lefèvre, por disponibilizar os dados que deram molde a este trabalho e as colaborações ao longo do mesmo.

Aos meus amigos e companheiros do LOF, Suzana, Babi, Igor, Rafa, Victinho, Matheus, Eddie e Vitória pela companhia em muitos momentos, troca de experiências, aprendizado e apoio durante esses dois anos juntos.

Aos amigos com os quais dividi muitos momentos de alegria e apoio, Jota, Sália, MV, Rhayan, Gabi, Airton, 41 e Hêmily.

Aos meus colegas da pós. Foi muito bom conhecer e partilhar momentos com todos, em especial, Heitor, Júlia, Ana Paula, Sylvânia, Nayara, Ellano, Alisson, Índira e Fran, foi muito bom dividir essa experiência com vocês.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro.

“O dia que você acha que sabe a sua morte ocorreu, porque agora não haverá nenhuma maravilha, alegria ou surpresa. Agora você vive uma vida morta.”

(Osho)

RESUMO

O dióxido de carbono (CO_2) atmosférico é responsável por mais da metade do potencial de aquecimento do efeito estufa por emissões antropogênicas, sendo sua concentração resultante do balanço entre fontes e sumidouros. O oceano é um dos principais reservatórios sumidouros de CO_2 , o qual também pode atuar como fonte de CO_2 para a atmosfera, dependendo de sua concentração no oceano. A análise de dados de temperatura e salinidade de águas oceânicas e fugacidade do CO_2 ($f\text{CO}_2$), são essenciais para a estimativa do fluxo de CO_2 no sistema oceano-atmosfera, o que possibilita uma melhor compreensão do papel dos oceanos no clima, bem como da variabilidade do CO_2 atmosférico. Estudos tem demonstrado que o oceano Atlântico Tropical (OAT) é uma importante fonte de CO_2 para a atmosfera, porém pouco se sabe sobre a variabilidade sazonal e interanual de seu fluxo na interface oceano-atmosfera, bem como o impacto nesse fluxo diante do aumento do CO_2 atmosférico, devido, por exemplo, aos efeitos antropogênicos. Com finalidade de contribuir para um melhor entendimento do fluxo de CO_2 , na interface oceano-atmosfera, no OAT, utilizou-se, para o cálculo desse fluxo dados de $f\text{CO}_2$, temperatura da superfície do mar (TSM), salinidade da superfície do mar (SSM), obtidos por navios de observação voluntária, que cruzaram o oceano Atlântico Tropical (20°N a 15°S), durante os anos de 2008 a 2014, sendo que os dados de velocidade do vento, nesse período, foram obtidos a partir das reanalises do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). As análises indicaram que a variabilidade interanual da fugacidade de CO_2 apresentou, de modo geral, aumento no período amostrado, quando considerado a área de estudo como um todo. Porém, a presença da Zona de Convergência InterTropical (ZCIT) ocasionou diminuição na $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ (fugacidade do CO_2 na água do mar). Esta diminuição está relacionada ao regime pluviométrico característico da ZCIT, que causa diminuição da SSM. A correlação obtida entre o $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ e a SSM foi significativa ($r = 0,7 \sim 0,9$), consequentemente, resultando em absorção de CO_2 fazendo com que essa região do OAT atue como sumidouro do CO_2 atmosférico. Verificou-se também que, em alguns períodos, a $f\text{CO}_2$ não apresentou correlação com a TSM e a SSM, o que sugere a influência de outras variáveis biofísicas na estimativa da fugacidade. A região entre 10° N e 20° N , apresenta comportamento relacionado à sazonalidade, atuando como sumidouro nos meses em que a TSM (dezembro a maio), apresenta valores menores em magnitude se comparado aos demais períodos do ano. Por outro lado, quando a TSM está mais elevada (junho a outubro), ela atua como fonte de CO_2 para atmosfera. Em média o fluxo de CO_2 do oceano para a atmosfera, no período amostrado, foi $0,84 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$, confirmando sua atuação como fonte de CO_2 para a atmosfera. A elaboração de um único modelo preditivo de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ para toda a região de estudo mostrou-se inviável, devido a região do estudo apresentar diferentes características, por exemplo, como as ligadas ao sistema de correntes atuantes na região.

Palavras-chave: fugacidade de CO_2 , temperatura da superfície do mar, salinidade da superfície do mar, AQUA/MODIS

ABSTRACT

Atmospheric carbon dioxide (CO_2) is responsible for more than half of the warming potential of the greenhouse effect by anthropogenic emissions, and its basis is the conversion of the balance between sources and sinks. The ocean is one of the main CO_2 sinks, which can also act as a source of CO_2 for an atmosphere, depending on its concentration in the ocean. An analysis of ocean temperature and salinity data and CO_2 fugacity ($f\text{CO}_2$) are essential for an estimation of the CO_2 flow without an ocean-atmosphere system, which enables a better understanding of the role of the oceans without climate, as well as the Variability of atmospheric CO_2 . Studies have shown that the Tropical Atlantic Ocean (TAO) is an important source of CO_2 for an atmosphere but little is known about seasonal and interannual variability of its flux at the ocean-atmosphere interface, as well as the impact of atmospheric CO_2 flux, due, for example, to anthropogenic effects. In order to contribute to a better understanding of the CO_2 flux at the ocean-atmosphere interface in the Tropical Atlantic Ocean, for the calculation of $f\text{CO}_2$ data, sea surface temperature (SST), sea surface salinity (SSM), obtained by voluntary observation vessels, which crossed the tropical Atlantic Ocean (15° S to 20° N) during the years 2008 to 2014, and wind speed data during this period were obtained from ECMWF re-examinations (European Center for Medium-Time Forecasting). As analyzes indicated that the interannual variability of CO_2 fugacity generally presents an increase in the sampled period when considered as a study area as a whole. However, a presence of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) caused a decrease in $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ (CO_2 fugacity in seawater). This decrease is related to the rainfall characteristic of the ITCZ, which causes a decrease in SSM. A correlation between $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ and SSM was significant ($r = 0.7 \sim 0.9$), consequently, resulting in CO_2 absorption causing this region of the OAT to act as a sink for atmospheric CO_2 . It was also verified that, in some periods, a CO_2 fugacity showed no correlation with a SST and SSM, which suggests an influence of other biophysical variables in the estimation of fugacity. The region between 10° N and 20° N presents seasonally related behavior, acting as a sink in the months in which the TSM (December to May), presents smaller values in magnitude when compared to the other periods. On the other hand, when a TSM is higher (June to October), it acts as a source of CO_2 for the atmosphere. On average, the CO_2 flow from the ocean to the atmosphere in the sampled period was $0.84 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$, confirming its performance as a source of CO_2 for the atmosphere. An elaboration of a single pre-launch model of $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ for the entire study region proved to be infeasible because the study region was presented, for example, as being linked to the current system of currents in the region.

Key-words: Surface ocean fugacity of CO_2 ; Sea Surface Temperature; Sea Surface Salinity; AQUA/MODIS

Lista de Ilustrações.

Figura 1. Média global de CO ₂ sobre pontos na superfície oceânica. As linhas vermelhas representam a média mensal. As pretas representam a média mensal após correção do ciclo sazonal.....	1
Figura 2. Média da fração molar de CO ₂ no ar seco sobre Mauna Loa representado pela linha vermelho. A linha preta representa a mesma coisa, com correção sazonal.	2
Figura 3. Representação do tamanho dos reservatórios de carbono (em giga tons de carbono) para 1990. As setas pretas representam o fluxo natural, pré-industrial, e as setas vermelhas representam as mudanças antropogênicas. No total os oceanos mantêm 38,000 Gt C.	3
Figura 4. Climatologia da média anual do fluxo de CO ₂ oceano-atmosfera (g-C m ⁻² y ⁻¹) para o ano de 2000 (em condições sem El Niño). Os tons de azul representam regiões sumidouras de CO ₂ e as em verde/amarelo representam regiões fontes de CO ₂ para atmosfera. O círculo foca a região deste estudo, oceano Atlântico tropical. Essa imagem é uma versão revisada com box de 4 ° de latitude e 5 ° de longitude, arquivos originalmente publicados em Takahashi (2009).	6
Figura 5. Rotas dos navios usadas neste estudo com a localização dos dados coletados. As cores representam a distribuição do fluxo de dióxido de carbono, sendo os tons de azul representando de regiões oceânicas sumidouras CO ₂ e os de amarelo representando de regiões oceânicas fonte de CO ₂ para a atmosfera.	9
Figura 6. Principais correntes superficiais atuantes no oceano Atlântico Tropical. As setas indicam a direção para onde cada corrente flui. Os 'r' indicam pontos onde ocorrem ressurgência. DG: Domo da Guiana. GA: Giro da Angola.	11
Figura 7. Navios de observação voluntária, que tinham a bordo o sistema autônomo para medições de CO ₂ Santa Cruz (A), Cap San Lorenzo (B), Rio Blanco (C) e Monte Oliva (D).	14
Figura 8. Rotas dos navios com a distribuição das coletas de dados no oceano Atlântico Topical. A graduação e cores indica o fluxo de CO ₂ para cada rota..	17
Figura 9. Mapa da média de TSM para o período amostrado (A) com dados "in situ" e (B) com dados obtidos no AQUA-MODIS. Nesta figura os círculos representam os pontos de amostragem "in situ".	21
Figura 10. Média da TSM de todos os meses amostrados para três regiões (20° N a 10° N, 10° N a 3° N e 3° N a 15° S).	22
Figura 11. Distribuição latitudinal da TSM ao longo do trajeto Brasil-França. (A) representa os meses amostrados em 2009. (B) representa os meses amostrados no primeiro semestre de 2010. (C) representa os meses amostrados em 2011. (D) representa os meses amostrados em 2012. (E) representa os meses amostrados em 2013.	24
Figura 12. Anomalia da TSM de janeiro a junho de 2010 (esquerda para direita). E as setas representam vetores da velocidade e direção dos ventos.	25
Figura 13. Distribuição latitudinal da fugacidade de dióxido de carbono de julho de 2008, dezembro de 2008 e dezembro de 2014.....	28

Figura 14. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de janeiro a abril de 2009 de 20 °N a 15 °S.....	30
Figura 15. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de janeiro de 2009 e 2010.....	32
Figura 16. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de julho de 2010 e 2011.....	33
Figura 17. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de março de 2010, 2011 e 2013.....	34
Figura 18. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono em abril de 2011 e 2013 de 20 °N a 15 °S (A). Distribuição da SSM (B). Distribuição da TSM (C). O quadro em amarelo foca o aumento da fCO ₂ sw de 10 a 15 °S, O retângulo verde foca a região do equador a 5 °N, onde possivelmente se encontra a ZCIT.....	35
Figura 19. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono em agosto de 2010 e 2012.....	36
Figura 20. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono em julho e dezembro de 2008.....	40
Figura 21. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono de janeiro a abril 2009.....	41
Figura 22. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono em julho de 2010 e 2011.....	42
Figura 23. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono em março de 2010, 2011 e 2013.....	43
Figura 24. Distribuição latitudinal do fluxo de dióxido de carbono (a), da fCO (b) e do Velocidade do vento em abril de 2011 e 2013.....	44

Lista de Tabelas

Tabela 1. Período, rota s e nome dos navios que coletaram os dados utilizados neste estudo. Os '*' indicam as rotas que tiveram inicio na localização mais ao sul das rotas.	12
Tabela 2. Correlação de Sperman entre a fCO _{2sw} e a TSM e a fCO _{2sw} e a SSM	27
Tabela 3. Valores médios de fCO _{2atm} para cada cruzeiro. Utilizados para calcular o ΔfCO ₂	38
Tabela 4 Correlação de Sperman entre a FCO ₂ e a TSM, FCO ₂ e a SSM, FCO ₂ e o vento para a região entre 10° N e 20° N, 10° N e 3° N e 3° N e 15° S.	39

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

OAT Oceano Atlântico Tropical

CCNE Contracorrente Norte Equatorial

CDIAC Carbon Dioxide Information Analysis Center

CNE Corrente Norte Equatorial

CO₂ Dióxido de carbono

CSE Corrente Sul Equatorial

ECMWF European Centre for Medium - Range Weather Forecasts

ENSO Oscilação Sul - El Niño

ERSL Earth System Research LaboratoryfCO₂ fugacidade de CO₂

FCO₂ fluxo de CO₂

FUNCENE – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

HN Hemisfério Norte

HS Hemisfério Sul

LDEO Lamont-Doherty Earth Observatory

LOCEAN Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

TSM Temperatura Superficial do Mar

SOCAT Surface Ocean CO₂ Atlas

SSM Salinidade da Superficial do Mar

VOS Navios de observação voluntária/ Volunteer Observing Ship

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

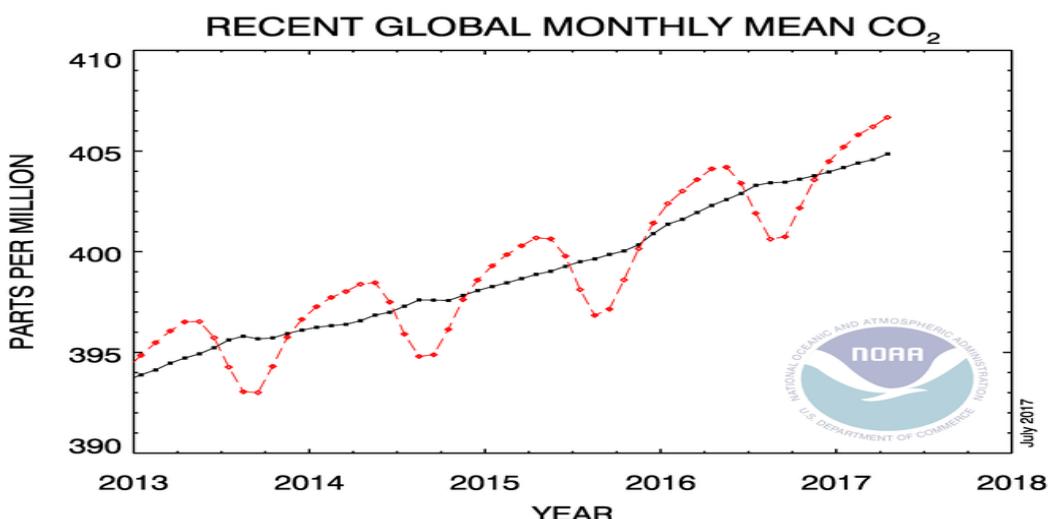
Sumário

1. Introdução	1
2. Objetivos	8
3. Materiais E Métodos	9
3.1. Área de Estudo	9
3.1.1. Oceano Atlântico Tropical (20 °N a 15 °S)	9
3.2. Aquisição de dados	12
3.2.1. Campanhas Oceanográficas (fCO ₂ , TSM, SSM)	12
3.2.2. Ventos	15
3.2.3. TSM do AQUA/MODIS	15
3.3. Tratamento dos dados	16
3.3.1. Fugacidade do dióxido de carbono no oceano (fCO _{2sw}) e na atmosfera (fCO _{2atm})	16
3.3.2. Fluxo de CO ₂	17
3.3.6. TSM AQUA/MODIS	20
4. Resultados e Discussão	21
4.1. TSM	21
4.2. Fugacidade do Dióxido de Carbono no Oceano	26
4.2.1. Variabilidade da fCO _{2sw}	28
4.3. Fluxo de CO ₂	37
4.3.1. Variabilidade do FCO ₂	40
5. CONCLUSÃO	46
Apêndice A	48
REFERENCIAS	51

1. Introdução

As mudanças climáticas globais são foco de muitas pesquisas na área ambiental e afins, isso porque influenciam o ambiente e a vida presente nele. Essas mudanças estão ligadas a intensificação do efeito estufa que vem ocorrendo, devido a uma maior concentração dos gases responsáveis pelo efeito estufa na atmosfera, como por exemplo, o metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), hidrofluorcarbonos (HFC), Perfluorcarbonos (PFC), dióxido de carbono (CO_2), e também o vapor de água (IPCC, 2014; OLIVEIRA, 2009). Dentre os gases do Efeito Estufa, um dos que apresentou aumento significativo em suas concentrações ao longo dos anos foi o dióxido de carbono (CO_2), cuja evolução da média global de CO_2 atmosférico nos últimos anos pode ser visualizada na Figura 1. Atualmente, a concentração global de CO_2 na atmosfera é de 406,67 ppm (média para o mês de abril de 2017 (TANS AND DLUGOKENCKY, 2017)). Essas medidas de CO_2 e outros gases do efeito estufa, são realizadas pelo Earth System Research Laboratory (ERSL) da divisão de monitoramento da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), que possui uma rede de distribuição global de amostragem do ar há diversas décadas.

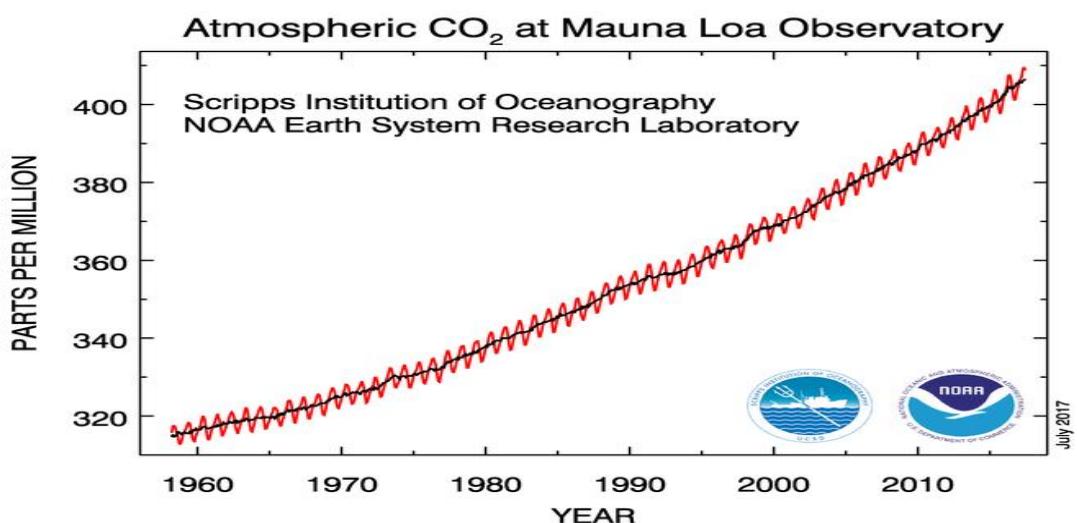
Figura 1. Média global de CO_2 sobre pontos na superfície oceânica. As linhas vermelhas representam a média mensal. As pretas representam a média mensal após correção do ciclo sazonal.



Fonte: NOAA/ESRL (2017).

A concentração do CO₂ na atmosfera vem se intensificando desde o início da era industrial, no fim do século 18, período no qual se passou a ter um aumento na liberação de CO₂ antropogênico para a atmosfera e ocasionando um aumento progressivo de suas concentrações, por volta de 120 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ da era pré-industrial à 2013 (LE QUÉRÉ et al, 2015; TANS AND DLUGOKENCKY, 2017). A Figura 2 representa uma média mensal de CO₂ atmosférico, sendo o mais longo registro direcionado as medições de CO₂, monitoramento em 1958 por pesquisadores do Instituto de Oceanografia Scripps e a partir de 1974 pela NOAA em Mauna Loa, mostrando um alto aumento recente de CO₂ na atmosfera, nos últimos 55 anos o aumento foi de aproximadamente 90 ppm.

Figura 2. Média da fração molar de CO₂ no ar seco sobre Mauna Loa representado pela linha vermelha. A linha preta representa a mesma coisa, com correção sazonal.



Fonte: NOAA/ESRL (2017).

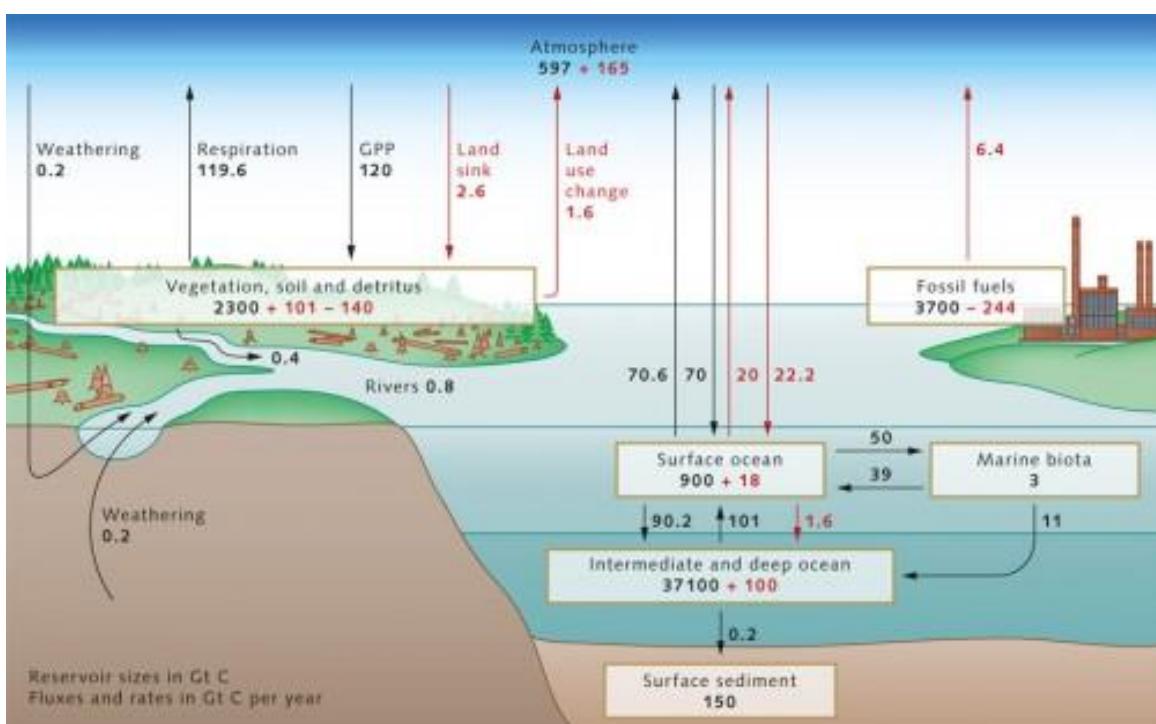
Na atmosfera, o carbono existe principalmente na forma de CO₂, e pode ser assimilado pelos ecossistemas terrestres, por meio da fotossíntese, e pelos oceanos, por meio da fotossíntese e dissolução na forma de carbonatos (SCHLESINGER, 1997; PILSEN, 1998; SIEGENTHALER AND SARMIENTO, 1993).

A concentração de CO₂ presente na atmosfera é resultante do balanço entre fontes e sumidouros nos ecossistemas terrestres, nos oceanos e na litosfera (ROSCOE, 2003). Por ter uma concentração muito baixa, na ordem de μm (10^{-6}), o CO₂ é considerado um gás traço na atmosfera. Contudo possui um

importante papel na manutenção do clima e na regulação da temperatura da Terra. Isso se deve a sua capacidade de absorver e emitir calor, sendo responsável por aproximadamente 70% do potencial de aquecimento do efeito estufa por emissões antropogênicas.

Os oceanos são o maior reservatório ativo de carbono (C) na Terra (Figure 3) e também aquele no qual as trocas entre os reservatórios acontecem mais rapidamente. Estima-se que o oceano global é capaz de absorver uma taxa de $2.6 \pm 0.5 \text{ Pg C yr}^{-1}$ (LE QUÉRÉ et al., 2014), indicando que, aproximadamente, 26% das emissões de CO₂ estão dissolvidos nos oceanos. Nele, o C pode ser encontrado em três formas principais: CO₂ dissolvido e os íons HCO₃⁻ e CO₃²⁻ (PILSEN, 1998; SIEGENTHALER AND SARMIENTO, 1993).

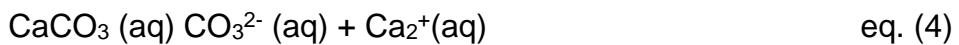
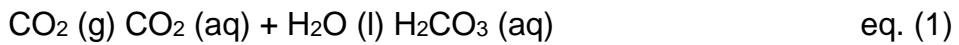
Figura 3. Representação do tamanho dos reservatórios de carbono (em giga tons de carbono) para 1990. As setas pretas representam o fluxo natural, pré-industrial, e as setas vermelhas representam as mudanças antropogênicas. No total os oceanos mantêm 38,000 Gt C.



Fonte: World Ocean Review, 2017.

O carbono presente no oceano é oriundo, principalmente, do sistema carbonato, o qual está diretamente ligado ao equilíbrio das reações que o CO₂ dissolvido realiza ao interagir com a água do mar. Nessas reações ocorre a formação do ácido carbônico (H₂CO₃) (eq. 1), o qual é instável, sendo assim, ele se dissocia rapidamente, liberando prótons (H⁺) e íon bicarbonato (HCO₃⁻)

(eq. 2), o qual também irá se dissociar liberando outro próton e então, forma o íon carbonato (CO_3^{2-}) (eq. 3) que reage com íons cálcio (Ca_2^+) (eq. 4) e magnésio formando carbonatos. Esses carbonatos precipitam, se acumulam no fundo oceânico e, também, podem ser incorporados por organismos marinhos. Após a morte, esses organismos marinhos se depositam no fundo do mar, processo conhecido como “bomba biológica” (LALLI e PARSONS 1993 in BORGES *et al*, 2007).



Na natureza, também ocorre o outro processo, no qual o CO_2 pode ser liberado do oceano para a atmosfera. E isso pode se dar de algumas formas, como:

- i) por meio da ressurgência, que traz à superfície águas ricas em CO_2 , e
- ii) pelo aquecimento das águas oceânicas, que diminui a solubilidade de CO_2 na água;
- iii) por meio da respiração dos organismos liberando CO_2 ; e
- iv) pela remineralização.

A bomba de solubilidade é outro processo pelo qual o CO_2 é absorvido pelo oceano. Esse processo é caracterizado pela dissolução do CO_2 em regiões polares, em especial a Antártica.

A absorção ou liberação de CO_2 pelos oceanos é afetada pela diferença de concentração de CO_2 entre o ar e a água do mar. A pressão parcial ou fugacidade de CO_2 vai mudar com a temperatura e a salinidade. Sendo assim os oceanos deixam de absorver CO_2 com aumentos na temperatura da camada de mistura, pois a solubilidade do CO_2 na água diminui e assim a capacidade de o oceano armazenar este gás também diminui. A salinidade é outro fator que vai atuar modificando a solubilidade do CO_2 na água do mar, visto que a solubilidade

é função da temperatura e salinidade da água, sendo assim, uma diminuição na salinidade vai ocasionar um aumento na capacidade do oceano de armazenar CO₂.

As diferenças entre a pressão parcial de CO₂ (pCO₂) na superfície oceânica e na atmosfera é o que vai definir qual a atuação de uma determinada região oceânica quanto ao consumo de CO₂, podendo ser uma fonte, quando o oceano está supersaturado de CO₂ e o libera para a atmosfera, ou consumidor/sumidouro, quando a região está insaturada, absorvendo CO₂ da atmosfera.

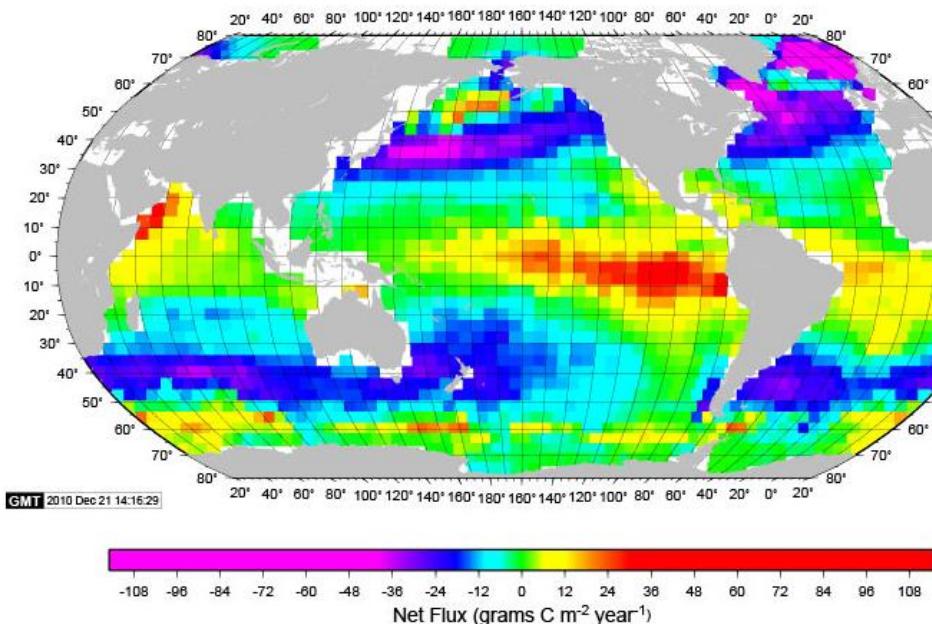
A troca de gases de CO₂ na interface oceano-atmosfera é conhecida como fluxo de dióxido de carbono (FCO₂). Esse FCO₂ do oceano para a atmosfera está associado a processos físico e biogeoquímicos. A variação na concentração de CO₂ torna algumas regiões oceânicas supersaturadas ou insaturadas em relação à concentração de CO₂ na atmosfera. A compreensão das interações oceano-atmosfera quanto ao CO₂ é possível por meio da distribuição da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) na superfície do oceano. Entretanto deve-se levar em consideração que o CO₂ é um gás de comportamento não ideal, deste modo, é mais adequado calcular a fugacidade do CO₂ (fCO₂), que é cerca de 0,3% menor que a pCO₂, apresentando aproximadamente 3 μatm de diferença (DICKSON *et al.*, 2007).

A troca de gases entre o oceano e atmosfera ocorre na superfície oceânica, podendo ser controlada por diversos fatores, como estado do mar, quebra de ondas e a velocidade do vento. Por ser a mais facilmente mensurada, a velocidade do vento é usada para parametrizar o processo de transferência de CO₂ entre o oceano e a atmosfera.

Na figura 4 visualizamos os valores médios do FCO₂ na superfície das águas oceânicas. De modo simplificado, as águas frias são um sumidouro de CO₂ (FCO₂ com valores negativos), enquanto que águas aquecidas são uma fonte de CO₂ (FCO₂ com valores positivos) para a atmosfera.

Figura 4. Climatologia da média anual do fluxo de CO₂ oceano-atmosfera (g-C m⁻² y⁻¹) para o ano de 2000 (em condições sem El Niño). Os tons de azul representam regiões sumidouras de CO₂ e os em verde/amarelo representam regiões fontes de CO₂ para atmosfera. O círculo foca a região deste estudo, oceano Atlântico tropical. Essa imagem é uma versão revisada com box de 4 ° de latitude e 5 ° de longitude, arquivos originalmente publicados em Takahashi (2009).

Fonte: LDEO, 2017.



Nas últimas décadas é crescente a quantidade de aquisição de dados de pCO₂ / fCO₂ por meio de navios voluntários (VOS), sendo este um dos principais modos pelos quais se possibilita o estudo sobre o ciclo do carbono no oceano e uma melhor documentação do aumento das concentrações atmosféricas de CO₂ (CLARGOO et al., 2015, SABINE et al., 2010).

O oceano Atlântico tropical, objeto de nosso estudo, funciona como fonte de CO₂ para a atmosfera, sendo assim, a superfície do oceano é considerada supersaturada de CO₂ em relação ao ar, por apresentar no oceano valores da pCO₂/fCO₂ maiores que na atmosfera ($p\text{CO}_{2\text{oceano}} > p\text{CO}_{2\text{atmosfera}}$). Takahashi et al. (2002), estimou valores entre 350μatm e 450μatm, para essa região. A atuação como fonte, dessa região (14 °N a 14 °S), pode ser explicada pela ressurgência equatorial e pelo transporte para oeste da corrente sul equatorial (SEC) (LEFÈVRE et al, 2010; 2014; TAKAHASHI et al., 2002; 2009; LIBES, 2009; GODDIJN-MURPHY et al., 2015), sendo que, as características da distribuição

da fCO₂ segundo Andrié *et al.* (1986) estão relacionadas, principalmente, com a circulação no Atlântico Tropical.

Como citado anteriormente, o oceano Atlântico Tropical é uma importante fonte de CO₂ para a atmosfera, entretanto há poucos e espaçados trabalhos observacionais disponíveis nesta região, ocasionando uma carência de informações. Deste modo estudos nesta região tem sua importância por permitir uma melhor caracterização de CO₂ nessa região do oceano Atlântico.

2. Objetivos

Objetivo Geral

Estudar o fluxo de CO₂ na interface oceano-atmosfera na região do Atlântico Tropical (20 °N e 15 °S) e compreender a influência de processos físicos, biogeoquímicos nesta distribuição.

Objetivos Específicos

Para a área de estudo:

- i) Avaliar a variabilidade anual e sazonal da fugacidade do CO₂ (fCO₂) na interface oceano-atmosfera no período compreendido entre 2008 a 2014;
- ii) Avaliar a influência de parâmetros abióticos (temperatura, salinidade) locais sobre os valores de fugacidade do CO₂ na superfície oceânica;
- iii) Determinar fontes e sumidouros no oceano Atlântico Tropical;

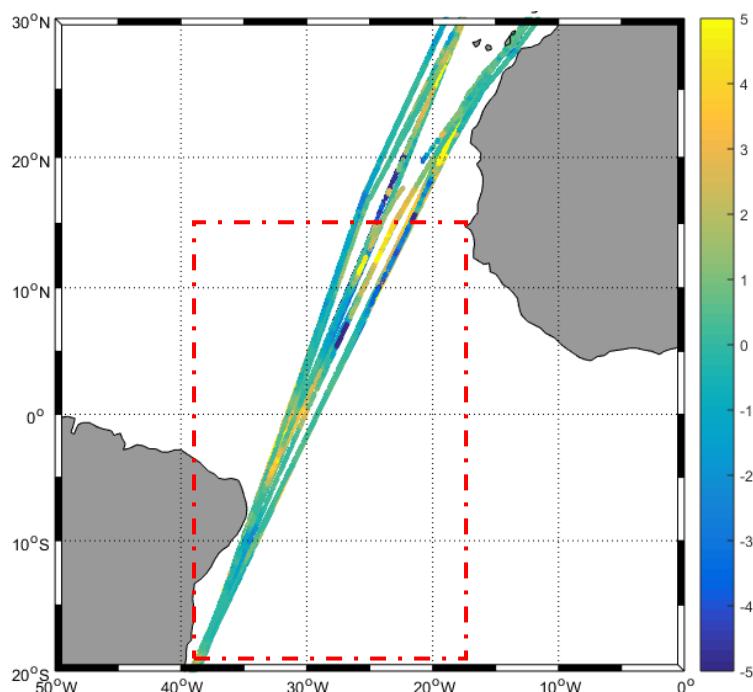
3. Materiais E Métodos

3.1. Área de Estudo

A área de estudo compreende a região tropical do oceano Atlântico Intertropical (20°N - 15°S). Nesta região ocorre a convergência dos ventos alísios dos hemisférios norte e sul, com consequente formação da zona de convergência intertropical (ZCIT).

Na região foram realizados 48 cruzeiros de janeiro a dezembro dos anos de 2008 a 2014, cujas rotas podem ser observadas na Figura 5.

Figura 5. Rotas dos navios usadas neste estudo com a localização dos dados coletados. As cores representam a distribuição do fluxo de dióxido de carbono, sendo os tons de azul representando de regiões oceânicas sumidouras CO_2 e os de amarelo representando de regiões oceânicas fonte de CO_2 para a atmosfera.



Fonte: elaborada pela autora (2017).

3.1.1. Oceano Atlântico Tropical (20°N a 15°S)

O oceano Atlântico tropical (OAT) é caracterizado por regime forte e constante de ventos, além da alta incidência solar (SERVAIN *et al.*, 1998) e a

posição/localização da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) influência nas mudanças do regime pluviométrico dessa região.

O encontro de ventos Alísios do HN (Alísios de Nordeste) com os do HS (Alísios de Sudeste) forma a ZCIT, essa convergência de ventos é a força que impulsiona o ar quente e úmido na superfície do oceano a ascender aos altos níveis da atmosfera, deste modo, favorecendo o processo de formação de nuvens, e assim contribuindo para a precipitação na região onde se encontra a atividade convectiva. A ZCIT pode migrar sazonalmente ao longo do ano entre as latitudes de 14º N a 4º S (FERREIRA E MELO, 2005), essa migração ocorre devido a mudanças no padrão de aquecimento solar da região e a intensidade dos ventos alísios, se posicionando mais ao norte em julho/agosto e mais ao sul em fevereiro/março. Devido ao regime de precipitação relacionado à presença da ZCIT, observa-se notáveis variações de salinidade. A TSM apresenta altos valores e baixa amplitude, devido à alta incidência da radiação solar na área, além disso, há relação de altos valores de TSM associados a ventos alísios mais fracos (SEAGER *et al.*, 2001).

Nessa região (20º N – 15º S) a TSM apresenta um fraco padrão de variabilidade que se compara ao fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENSO), mas que não se auto sustenta, esse fenômeno se caracteriza por altas TSM e ventos fracos. Relacionado à TSM, na região ainda podemos ter a presença de dipolos que se caracterizam por diferença de fase da TSM nos dois hemisférios. A diferença de TSM inter-hemisférica está relacionada à anomalia de chuvas no nordeste do Brasil - NEB (CARTON *et al.*, 1995). Assim quando a TSM no hemisfério sul se encontra mais aquecidas que no hemisfério norte ocorre um deslocamento da ZCIT em direção ao sul, o que pode ocasionar chuvas mais abundantes.

Essa região também se encontra sob a influência das correntes superficiais (Figura 6), sendo as principais, de modo simplificado, as do Sistema Equatorial de Correntes (DOMINGOS, 2005):

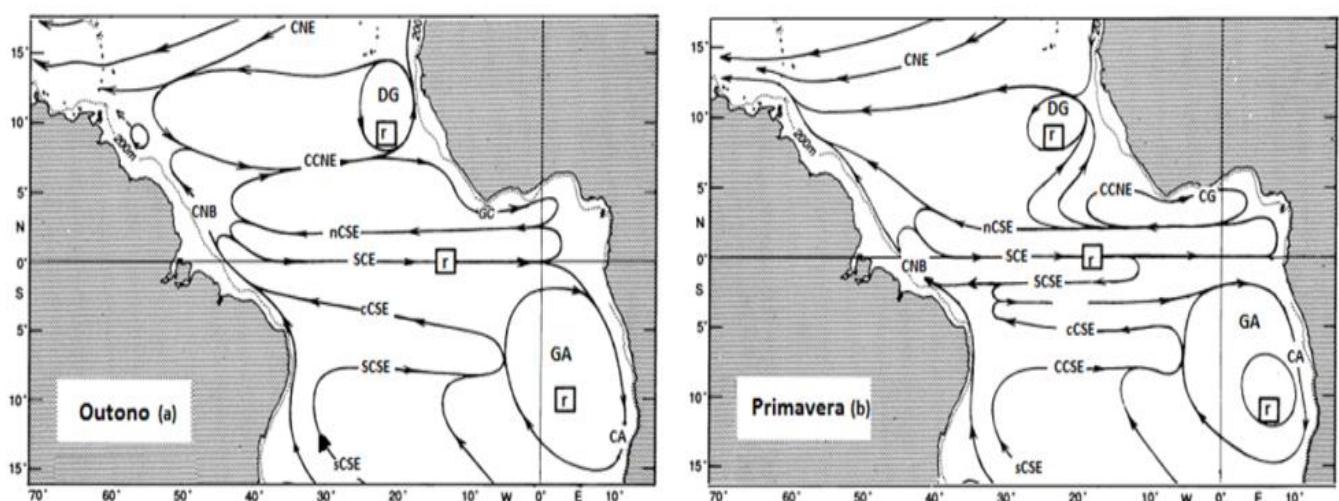
- i. Corrente Norte Equatorial (NEC): que flui para oeste em aproximadamente 10º N a 20º N,

- ii. Contracorrente Norte Equatorial, que flui para leste entre 10° N e 3° N, e a
- iii. Corrente Sul Equatorial, a qual flui para oeste entre 3° N e 15° S,
- iv. Corrente do Brasil e a Corrente Norte do Brasil.

A CNE inclui, na região leste da bacia oceânica, o Dome de Guiné (12° N a 8° N) região caracterizada por ressurgências sazonais, com picos de fevereiro a maio.

A contracorrente norte equatorial (CCNE) flui para leste por toda a bacia do atlântico, seu máximo direcionamento para leste se dá durante o outono boreal, desaparecendo no inverno e tornando a aparecer na primavera. A variabilidade sazonal da CCNE é associada a ZCIT, podendo ter seu sentido invertido durante a primavera boreal, fluindo então para oeste (STRAMMA e SCHOTT, 1999).

Figura 6. Principais correntes superficiais atuantes no oceano Atlântico Tropical. As setas indicam a direção para onde cada corrente flui. Os 'r' indicam pontos onde ocorrem ressurgência. DG: Domo da Guiné. GA: Giro da Angola.



Fonte: Adaptado Stramma e Schott (1999).

A CSE apresenta uma estrutura muito complexa, sendo subdividida em três ramos distintos: um mais ao norte (corrente sul equatorial ramo norte -

CSEN), um central (corrente sul equatorial ramo central - CESC) e um ao sul (corrente sul equatorial ramo sul - CSES) (STRAMMA e SCHOTT, 1999). Tais ramos são separados, respectivamente, pela corrente sul equatorial subsuperficial (CSESS) que flui entre 3 °S e 5 °S e pela contra-corrente sul equatorial (CCSE) que flui para leste entre 7 °S e 9 °S. O máximo direcionamento para oeste da CSE ocorre no verão boreal.

3.2. Aquisição de dados

3.2.1. Campanhas Oceanográficas (fCO₂, TSM, SSM)

De 2008 a 2014 realizou-se 48 cruzeiros (Tabela 1) para coleta de dados de CO₂ obtidos por um equipamento um sistema automático para medições de CO₂ na superfície da água similar ao descrito por Pierrot et al., 2009, instalado a bordo dos navios de observação voluntária, tais como o MS Monte Olivia, MS Rio Blanco, M/V Cap San Lorenzo e M/V Santa Cruz (Figura 7), navios, estes, que prestam serviço às pesquisas, cruzando o oceano Atlântico (24° S – 50° N e 3° E – 44° W).

*Tabela 1. Período, rota s e nome dos navios que coletaram os dados utilizados neste estudo. Os * indicam as rotas que tiveram início na localização mais ao sul das rotas.*

Nome do Navio	Data do Cruzeiro	ROTA
MS Monte Olivia *	27 – 28/01/2008	27° N a 37° N - 14° W a 19° W
MS Monte Olivia	12 – 20/07/2008	18° S a 41° N - 11° W a 38° W
MS Monte Olivia *	04 – 12/08/2008	22° S a 42° N - 10° W a 41° W
MS Monte Olivia	14 – 21/11/2008	3° S a 50° N - 2° W a 32° W
MS Monte Olivia *	06 – 16/12/2008	23° S a 51° N - 46° W a 1° E
MS Monte Olivia	27 - 31/12/2008	15° N a 48° N - 6° W a 24° W
MS Monte Olivia	01-05 e 18-28/01/2009	23° S a 51° N - 24° W a 42° W
MS Monte Olivia	06 – 17/02/2009	24° S a 50° N - 0° W a 46° W
MS Monte Olivia *	01 – 11/03/2009	18° S a 52° N - 39° W a 3° E
MS Monte Olivia *	12 – 23/04/2009	22° S a 52° N - 40° W a 4° E

MS Rio Blanco *	13 – 23/12/2009	19º S a 50º N - 1º W a 38º W
MS Rio Blanco	15 – 25/01/2010	22º S a 50º N - 1º W a 41º W
MS Rio Blanco *	07 – 17/02/2010	23º S a 50º N - 41º W a 1º E
MS Rio Blanco	26/02 - 08/03/2010	23º S a 50º N - 0 a 41º W
MS Rio Blanco	21 – 29/03/2010	18º S a 45º N - 5º W a 38º W
MS Rio Blanco	09 – 12/04/2010	38º N a 50º N - 1º W a 14º W
MS Rio Blanco	20 -22/04/2010	22º S a 6º S - 33º W a 41º W
MS Rio Blanco *	06 – 15/05/2010	23º S a 32º N - 17º W a 44º W
MS Rio Blanco	29/05 – 10/06/2010	22º S a 50º N - 1º W a 41º W
MS Rio Blanco *	24/06 – 06/07/2010	23º S a 50º N - 0 a 44º W
MS Rio Blanco	15 – 29/07/2010	22º S a 50º N - 0 a 41º W
MS Rio Blanco *	13 – 25/08/2010	23º S a 50º N - 2º W a 42º W
MS Rio Blanco	02 – 13/09/2010	9º S a 50º N - 0 a 35º W
MS Rio Blanco *	30/09 – 13/10/2010	23º S a 50º N - 3º W a 42º W
MS Rio Blanco	23/10 – 04/11/2010	24º S a 49º N - 5º W a 46º W
MS Rio Blanco	17/11 – 01/12/10	21º S a 50º N - 0 a 40º W
MS Rio Blanco	18 – 31/03/2011	23º S a 50º N - 1º W a 43º W
MS Rio Blanco *	15 – 26/04/2011	23º S a 50º N - 3º W a 44º W
MS Rio Blanco	06 – 19/05/2011	23º S a 49º N - 5º W a 43º W
MS Rio Blanco *	01/06 – 14/06/2011	24º S a 50º N - 1º W a 44º W
MS Rio Blanco *	20 – 30/07/2011	21º S a 34º N - 8º W a 40º W
MS Rio Blanco	24/06 – 07/07/2011	23º S a 50º N - 0 a 42º W
M/V Santa Cruz *	10/05/12 – 21/05/2012	18º S a 45º N - 5º W a 38º W
M/V Santa Cruz	03/06/12 – 12/06/2012	19º S a 39º N - 13º W a 39º W
M/V Santa Cruz *	28/06 – 10/07/2012	23º S a 48º N - 5º W a 44º W
M/V Santa Cruz *	17/08 – 29/08/2012	23º S a 50º N - 2º W a 43º W
M/V Santa Cruz	07/09 – 17/09/2012	19º S a 49º N - 5º W a 39º W
M/V Santa Cruz	26/10 – 28/10/2012	39º N a 50º N - 1º W a 14º W
M/V Santa Cruz	29/03 – 08/04/2013	13º S a 50º N - 1º W a 37º W
M/V Santa Cruz *	26/04 – 07/05/2013	22º S a 46º N - 5º W a 42º W
M/V Santa Cruz	17/05 – 29/05/2013	23º S a 50º N - 0 a 44º W
M/V Santa Cruz	17/01 – 30/01/2014	23º S a 50º N - 1º W a 45º W
M/V Cap San Lorenzo	15/11 – 19/11/2014	23º S a 23º N - 22º W a 43º W

Fonte: Elaborado pela autora (2017).

Na mesma tubulação usada para a entrada de água para o sistema de medição de CO₂, há um termosalinômetro da SeaBird (SBE21) instalado. Todos os dados coletados tiveram as suas posições georreferenciadas, o que nos auxiliará para alcançarmos os objetivos propostos para este trabalho.

Figura 7. Navios de observação voluntária, que tinham a bordo o sistema autônomo para medições de CO₂ Santa Cruz (A), Cap San Lorenzo (B), Rio Blanco (C) e Monte Oliva (D).



Fonte: CDIAC, 2017.

A resolução de medição de CO₂ é de 0.01 µmol/m, com acurácia de ± 1% nominal. A resolução da pressão é de 0.02 hectopascal (hPa) e acurácia de ± 1.2 hPa.

A resolução da TSM é de 0,001 °C, com acurácia de ±0,001 °C. A resolução da SSM é de 0,002%, com acurácia de ±0,002%. (Fonte: <http://www.seabird.com/sbe21-seacat-thermosalinograph>.)

Os dados de fCO₂ foram cedidos pela Dra. Nathalie Lefèvre, do Laboratoire d'océanographie et du climat: expérimentations et approches numériques - LOCEAN). Parte desses dados está disponível no portal da CDIAC (http://cdiac.ornl.gov/oceans/VOS_Program/) (Banco de dados SOCAT).

3.2.2. Ventos

A base de dados de ventos foi extraída do portal ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), do projeto ERA-Interim (DEE *et al.*, 2011).

Originalmente os dados de vento estão na forma de componente zonal e meridional (u₁₀ e v₁₀) equivalente a 10 metros de altura em relação ao nível do mar.

Por esta base, os dados estão disponíveis desde janeiro de 1979, com quatro valores diários para cada componente, sendo análises das horas 0, 6, 12 e 18 UTC. Quanto a resolução espacial, os dados estão disponíveis em uma grade de 0,75° de latitude por 0,75° de longitude (DEE ET AL., 2011). Foram usados os dados de média diária dentro da área de estudo (20° N - 15 °S, 3° E – 45° W).

3.2.3. TSM do AQUA/MODIS

Os dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foram extraídos do satélite AQUA, sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), por meio do Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC), encontrados no site <http://thredds.jpl.nasa.gov/las/getUI.do>. No nível três, são geradas, a partir do sensor MODIS (bandas espectrais 31 e 32 – o MODIS possuí, no total, 36 bandas), a TSM utilizando os canais espectrais centrados em 11 e 12 μm, que correspondem às bandas do infravermelho termal do espectro eletromagnético. A largura da área observada é de 2.330 km e a quantidade de pixels na imagem varia para as distintas bandas. O MODIS

possui, no nadir, resolução espacial de 250 m, apresentando resolução radiométrica de 12 bits e resolução temporal de 12 horas, sendo que o site mencionado acima disponibiliza os dados com resolução espacial de 4 km. O AQUA é um satélite de órbita polar sunsíncrona que orbita a terra a 860 km de altitude cruzando o equador às 13:30 h 19 (GMT) em órbita ascendente, ou seja, de sul para norte, adquirindo imagens em 36 bandas espectrais.

3.3. Tratamento dos dados

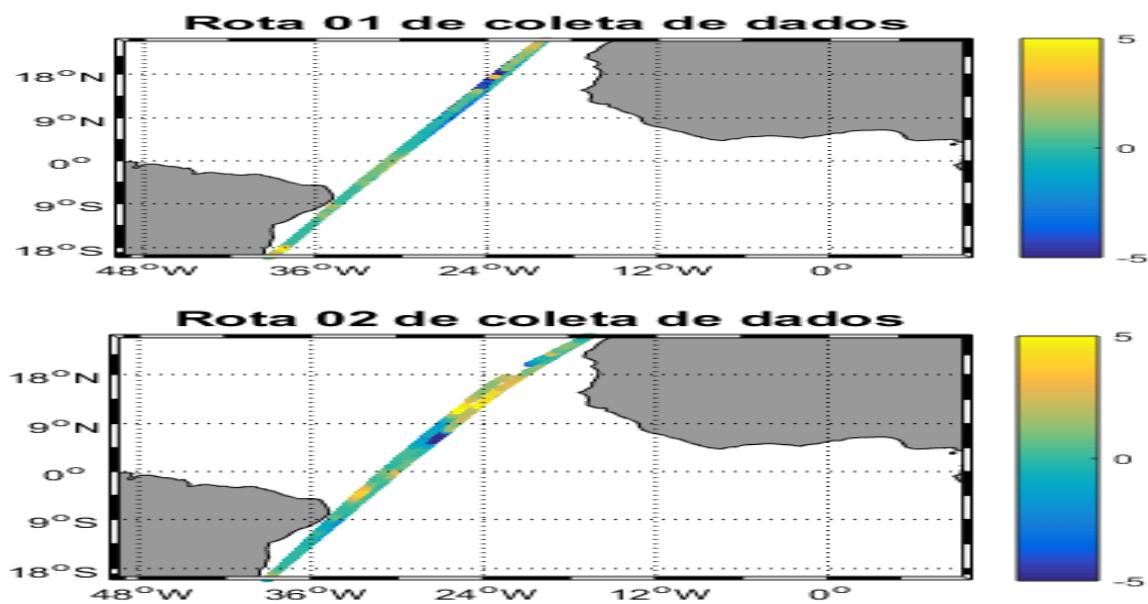
3.3.1. Fugacidade do dióxido de carbono no oceano ($f\text{CO}_{2\text{sw}}$) e na atmosfera ($f\text{CO}_{2\text{atm}}$)

Para visualizar os procedimentos necessários no tratamento desses dados vide Apêndice A. Os dados são separados por cruzeiro, onde cada arquivo incluía valores da fugacidade no oceano e atmosfera (já tratados), TSM, SSM, localização e horário de cada ponto amostrado.

Para fazer os cálculos de diferença de fugacidade na interface oceano-atmosfera ($\Delta f\text{CO}_2$) foi feita a média mensal de $f\text{CO}_{2\text{atm}}$ correspondente a cada mês amostrado pelos navios. A utilização da média mensal de $f\text{CO}_{2\text{atm}}$ é viável para o cálculo do fluxo na interface oceano atmosfera devido a variação de $x\text{CO}_2$ na atmosfera sobre o oceano ser pequena e ocorrer de maneira muito lenta, de modo que alterações significativas somente são observadas em períodos superiores a um mês (Takahashi et al., 2002; LIBES, 2009; WEISS, 1979).

Devido algumas regiões apresentarem diferentes características se fez necessário separar os resultados de acordo com a rota, com isso, os dados utilizados nesse estudo se referem a duas rotas de viagem (Figura 8). A rota dois apresentou uma menor amostragem, sendo possível apenas uma análise interanual. Além disso, utilizamos, em alguns momentos uma divisão de regiões de acordo com a atuação das principais correntes do Sistema Equatorial de Correntes (NEC, NEEC e SEC).

Figura 8. Rotas dos navios com a distribuição das coletas de dados no oceano Atlântico Tropical. A graduação e cores indica o fluxo de CO₂ para cada rota.



Fonte: Elaborado pela autora (2017).

3.3.2. Fluxo de CO₂

O fluxo de CO₂ foi calculado por meio da Equação 4:

$$F = Kv \cdot Ks \cdot (\Delta fCO_2); \quad \text{eq. (4)}$$

Onde F é o Fluxo de CO₂, Kv é a velocidade de transferência do gás, Ks é o coeficiente de solubilidade e $\Delta(fCO_2)$ é a diferença de fugacidade de CO₂ entre o oceano e a atmosfera.

Para o cálculo do fluxo, usamos um fator de conversão para a velocidade Kv, a qual se encontra em cm/h e vai para m/dia. Esse fator de conversão é 0.24 (Andrié *et al.*, 1986). Sendo assim, a unidade do fluxo de CO₂ é mmol/m².dia.

A solubilidade (Ks) foi calculada a partir dos dados dos navios, para defini-la usamos a relação utilizada por Weiss, 1974 (Equação 5).

$$Ks = \exp \left(A1 + A2 \cdot \left(\frac{100}{K} \right) + A3 \cdot \log \left(\frac{tk}{100} \right) + sal \cdot \left(B1 + B2 \cdot \left(\frac{tk}{100} \right) + B3 \cdot \left(\frac{tk}{100} \right)^2 \right) \right) \quad eq. (5)$$

Onde, A1 = -58,0931; A2 = 90,5069; A3 = 22,2940; B1 = 0,027766; B2 = -0,025888; B3 = 0,0050578 são constantes para o cálculo da solubilidade de CO₂ na água do mar;

tk corresponde a temperatura em Kelvin
(*tk*=TSM+273,15),

sal corresponde a salinidade,

O Ks está em unidades de mol l⁻¹atm⁻¹.

Como a solubilidade do CO₂ depende da temperatura e da salinidade da água do mar, temos que a solubilidade diminui com o aumento da TSM ou SSM, sendo assim, mais solúvel em águas geladas dos polos do que nas águas quentes do equador.

Os cálculos para a velocidade de transferência de gás na interface oceano-atmosfera foram feitos de acordo com Sweeney *et al.* (2007) (Equação 6). Onde temos uma dependente da velocidade do vento.

$$kv = f \cdot u^2 \cdot \left(\frac{Sc(TSM)}{660} \right)^{-0,5} \quad eq.(6)$$

Onde f é o fator de proporcionalidade, que é igual a 0,27;

u é a velocidade do vento a dez metros de altitude, que é calculada pela raiz quadrada da soma ($u10^2+v10^2$), em m/s;

660 é o número de Schmidt do CO₂ para água do mar a aproximadamente 20 °C e 35 de salinidade.

O Kv está em cm/h.

O cálculo do número de Schmidt é feito por meio da Equação 7, de acordo com Wanninkhof (1992).

$$n^0 Schmitd = 2073,1 - 125,62(tsm) + 3,6276(tsm^2) - 0,043219(tsm^3);$$

eq. (7);

Onde tsm é a temperatura da superfície do mar em graus Celsius.

Neste caso, o número de Schmidt está adequado aos estudos referentes a água do mar.

O número de Schmidt é uma razão adimensional da viscosidade cinemática da água pelo coeficiente de difusividade do CO₂, utilizado na caracterização de fluxos de fluidos com processos de difusão de momento e massa ocorrendo simultaneamente. Este responde a taxa de troca dos gases entre o oceano e atmosfera (SWEENEY et al., 2007).

3.3.6. TSM AQUA/MODIS

Os dados de TSM do AQUA/MODIS correspondiam a médias mensais, referentes a cada mês que foi amostrado “in situ”. Estes foram utilizados para uma comparação com os dados “in situ”. Para isso, calculamos médias para cada latitude e longitude referente a todos os meses amostrados. O que gerou um mapa de distribuição da média mensais de TSM, e junto a ele foi plotado a média para cada latitude e longitude amostrada nos dados “in situ”.

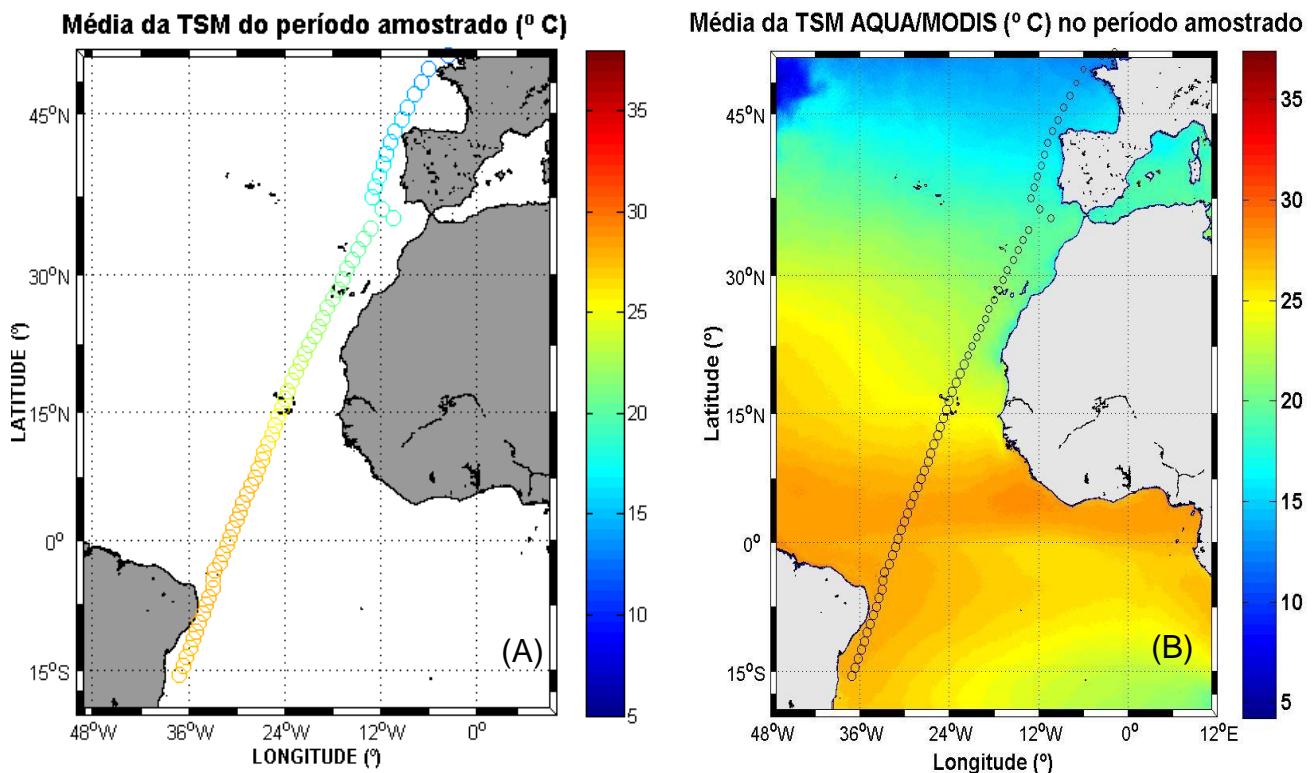
4. Resultados e Discussão

4.1. TSM

Os dados de média mensal obtidos no AQUA/MODIS permitem uma determinação precisa da TSM no oceano Atlântico tropical, podemos observar que os dados *in situ* e satélite se apresentam com boa concordância na Figura 9, em (A) observamos uma média da TSM “*in situ*” para cada latitude e longitude em todo o período amostrado e em (B) uma média dos dados obtidos do AQUA/MODIS.

Na figura 9-B é possível observar um cinturão de TSM mais elevada, 27 °C a 30 °C, no HN, correspondente ao equador termal. Além disso, as maiores amplitudes de TSM estão na região leste da bacia do Atlântico, com menores TSM na costa noroeste da África, associadas a ressurgência costeira (SERVAIN, 1987).

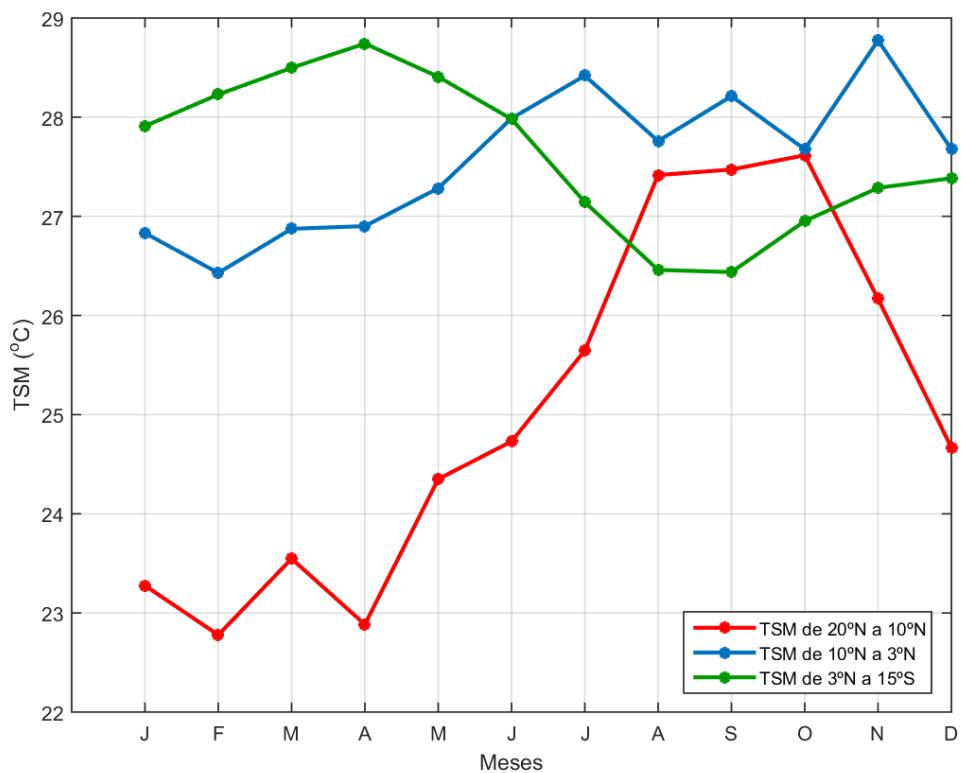
Figura 9. Mapa da média de TSM para o período amostrado (A) com dados “*in situ*” e (B) com dados obtidos no AQUA-MODIS. Nesta figura os círculos representam os pontos de amostragem “*in situ*”.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

Ao analisarmos a distribuição latitudinal da TSM a partir das medições realizadas pelos navios (Figuras 10 e 11-A-E), verifica-se que a existência de um ciclo sazonal bem definido. A Figura 10 temos as medias de TSM para as regiões de atuação das principais correntes do Sistema Equatorial de Correntes, demonstrando bem o ciclo sazonal presente nessas regiões. No HS, durante o primeiro semestre a TSM é mais elevada que no segundo semestre, com valores crescentes até meados de março, o que caracteriza o verão austral, com máximos valores em abril e maio. A TSM começa a diminuir em meados de junho, atingindo os valores mínimos nos meses de julho a setembro, durante o inverno austral. De 3° N a 15° S, a TSM tem valores médios acima de $27,5^{\circ}\text{C}$.

Figura 10. Média da TSM de todos os meses amostrados para três regiões (20° N a 10° N, 10° N a 3° N e 3° N a 15° S).



Fonte: elaborado pela autora (2017).

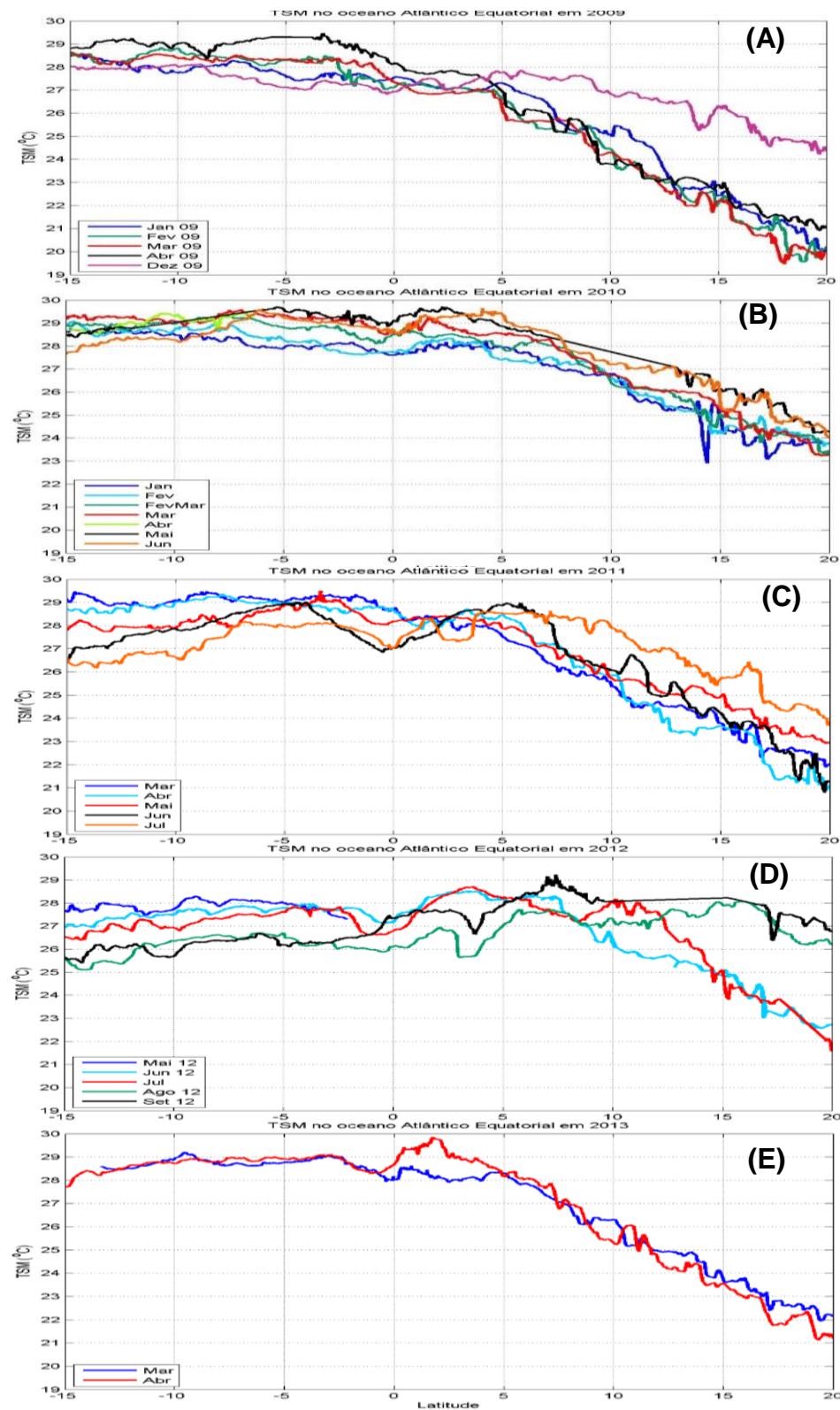
No HN, a temperatura vai diminuindo à medida que nos afastamos do equador, na maioria das vezes, as de temperatura são mais elevadas no

segundo semestre. No primeiro semestre a TSM começa a aumentar em junho atingindo o máximo em agosto, voltando a diminuir em novembro. De modo geral a partir de 10 °N, a TSM tem um declínio, mesmo no verão boreal. A amostragem nessa latitude é feita na porção leste do OAT, próxima a costa noroeste Africana, sendo esses baixos valores de TSM relacionados a zonas de ressurgência costeira na região (SERVAIN et al., 1987).

A maior variabilidade ocorre acima de 5 °N, com valores entre 26 e 20° C, exceto o ano de 2010, que apresentou valores entre 23 °C e 30 °C para todas as latitudes. Esses valores de TSM encontrados no ano de 2010 estão relacionados a anomalias positivas que ocorreram durante o primeiro semestre do ano, se estendendo até abril/maio. Essas anomalias estão relacionadas a uma forte Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) positiva, a uma fraca Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e aos efeitos do El Niño (LEFÈVRE *et al.*, 2013).

A Oscilação do Atlântico Norte em sua fase negativa apresenta anomalias positivas de TSM, na região próxima à costa Africana, como pode ser verificado no mapa de anomalias de TSM na bacia oceânica (Figura 12), e também na distribuição latitudinal da TSM para o primeiro semestre de 2010 (Figura 11-b).

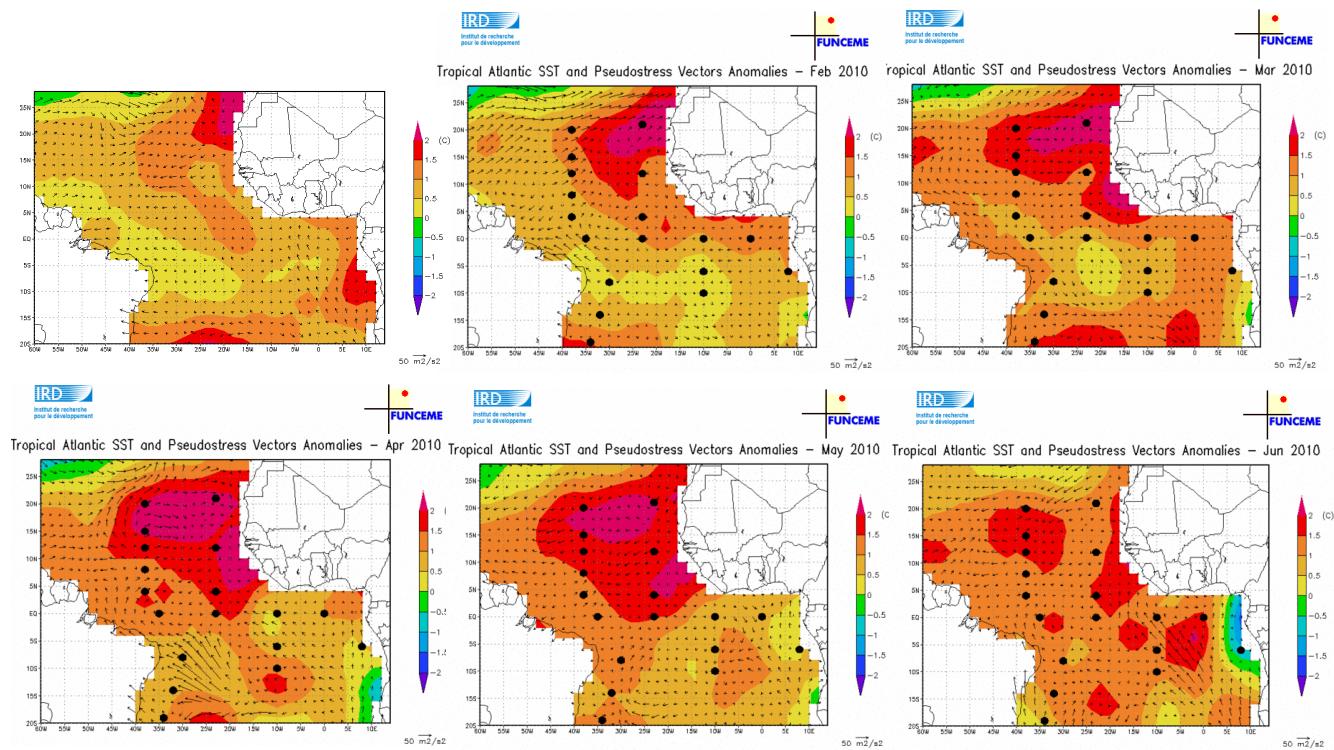
Figura 11. Distribuição latitudinal da TSM ao longo do trajeto Brasil-França. (A) representa os meses amostrados em 2009. (B) representa os meses amostrados no primeiro semestre de 2010. (C) representa os meses amostrados em 2011. (D) representa os meses amostrados em 2012. (E) representa os meses amostrados em 2013.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

As anomalias positivas de TSM de até 2 °C, para o primeiro semestre de 2010 vistas na Figura 12, coincidem com a ocorrência do El Niño de 2009, o qual se estendeu até meados de março de 2010, mas seus efeitos no oceano se estenderam por mais alguns meses, devido ao oceano apresentar de forma retardada as variações de TSM ligadas aos fenômenos atmosféricos.

Figura 12. Anomalia da TSM de janeiro a junho de 2010 (esquerda para direita). E as setas representam vetores da velocidade e direção dos ventos.



Fonte: FUNCEME, 2016.

4.2. Fugacidade do Dióxido de Carbono no Oceano

Com base nos dados analisados, observou-se ao longo de toda a região de estudo uma alta variabilidade nos valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ e, consequentemente, $\Delta f\text{CO}_{2\text{sw}}$ e $f\text{CO}_2$. É possível notar ainda, a existência de um gradiente norte-sul, gradiente também evidenciado em outros trabalhos na região como em Oudot et al., (1995), Takahashi (2009), Lefèvre *et al.* (2010). Nosso trabalho também verificou que durante o primeiro semestre os maiores valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ estavam no oceano atlântico tropical (OAT) sul e no segundo semestre os maiores valores se encontram no OAT norte.

Analizando as figuras 13 a 19, verificamos que na região entre 2°N e 12°N , encontramos baixos valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$, devido aos baixos valores de SSM, que variavam entre 33,5 e 35 psu, associados a presença da ZCIT. Essa diminuição na SSM se deve as intensas precipitações que ocorrem por conta da ZCIT, que ocasionam uma diluição química. A insaturação do $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ em 10°N foi reportada anteriormente em outros estudos, Lefèvre et al. (2010), Oudot et al. (1995) e Andrié (1986), que os associaram a baixos valores de SSM. A avaliação estatística mostrou uma correlação positiva e com altos valores entre a $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ e a SSM (Tabela 2). Nessas regiões observamos que os valores da $f\text{CO}_{2\text{ar}}$ eram maiores que da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$, o que consequentemente resultava em absorção de CO_2 fazendo com que essa região do OAT atue mais comumente como sumidouro.

Na porção leste (20°N a 10°N) do OAT a salinidade e a $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ tem uma relação direta, assim, os mínimos valores de SSM vão também ser as áreas de mínimos $f\text{CO}_{2\text{sw}}$. Na porção oeste do OAT (3°N a 15°S) ocorre uma proporção inversa, assim, com diminuição da SSM ocorre aumento da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$.

O ano de 2010, apresentou maiores valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$, nos meses do primeiro semestre, até meados de abril/maio, devido aos eventos de anomalia de TSM que ocorreram na região, como o El Niño de 2009. O El Niño do Pacífico influencia variações climáticas no Atlântico devido a conexão de transferências atmosféricas entre as duas bacias oceânicas, isso porque o aquecimento das águas do Pacífico causa aquecimento da parcela de ar dessa região. Ar, este que vai para leste, em direção ao oceano Atlântico.

Tabela 2. Correlação de Sperman entre a fCO_{2sw} e a TSM e a fCO_{2sw} e a SSM.

fCO_{2sw} 10º N A 20º N	TSM	SAL	fCO_{2sw} 3º N A 10º N	TSM	SAL	fCO_{2sw} 3º N A 15º S	TSM	SAL
JAN/09	0,82	0,70	jan/09	0,82	0,53	jan/09	0,34	0,38
FEV/09	0,82	0,74	fev/09	0,96	0,62	fev/09	0,22	0,07
MAR/09	0,90	0,91	mar/09	0,95	0,00	mar/09	0,22	0,39
ABR/09	0,09	0,13	abr/09	0,63	0,58	abr/09	0,68	0,00
JAN/10	0,70	0,69	jan/10	0,96	0,68	jan/10	0,81	0,63
JUL/08	0,54	0,34	jul/08	0,49	0,83	jul/08	0,71	0,69
DEZ/08	0,81	0,88	dez/08	0,66	0,63	dez/08	0,02	0,11
JUL/10	0,19	0,40	jul/10	0,29	0,94	jul/10	0,58	0,67
JUL/11	0,01	0,08	jul/11	0,55	0,57	jul/11	0,64	0,57
JUN/10	0,17	0,04	jun/10	0,11	0,62	jun/10	0,52	0,44
JUN/12	0,71	0,61	jun/12	0,25	0,62	jun/12	0,30	0,58
MAI/10	0,77	0,57	mai/10	0,68	0,31	mai/10	0,89	0,83
MAI/11	0,05	0,03	mai/11	0,20	0,42	mai/11	0,24	0,06
MAR/10	0,93	0,89	mar/10	0,91	0,12	mar/10	0,16	0,92
MAR/11	0,27	0,02	mar/11	0,64	0,37	mar/11	0,63	0,04
MAR/13	0,54	0,73	mar/13	0,06	0,49	mar/13	0,72	0,32
ABR/11	0,23	0,04	abr/11	0,03	0,40	abr/11	0,74	0,03
ABR/13	0,23	0,02	abr/13	0,61	0,12	abr/13	0,40	0,27
SET/10	0,87	0,84	set/10	0,61	0,79	set/10	0,10	0,05
SET/12	0,88	0,40	set/12	0,79	0,87	set/12	0,01	0,43
AGO/10	0,79	0,71	ago/10	0,68	0,76	ago/10	0,73	0,71
AGO/12	0,86	0,31	ago/12	0,74	0,82	ago/12	0,38	0,67

Fonte: Elaborado pela autora (2017).

Na região entre 10º N e 20º N, a fCO_{2sw} seguiu a tendência do ciclo sazonal relacionado a TSM, deste modo durante o verão boreal tivemos altos valores da fCO_{2sw} e no inverno boreal os menores valores de fCO_{2sw}. Nessa região a TSM apresentou amplitude de até 4 ºC.

De 3º N a 15º S, os menores valores da fCO_{2sw} foram encontrados nos meses de junho a outubro, com mínimos valores em julho/agosto e os máximos em março/abril, bem como a TSM nesta região.

Shutler et al. (2016), utilizou dados do Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT) v1,5 em sua ferramenta de processamento de FCO₂, a “FluxEngine”, para

mostrar a flexibilidade e viabilidade de seu uso. O resultado gerado, corroborou com os obtidos em nosso estudo, mostrando que existe um gradiente norte-sul de fCO_{2sw}, com as regiões ao sul do equador com valores, no mesmo trajeto dos dados desse estudo, entre 375 μatm a 400 μatm , e ao norte do equador variando entre 330 μatm a 375 μatm .

Em praticamente todos os meses amostrados, é possível observar um aumento da fCO_{2sw} aproximadamente 6 ° S e 9 ° S, chegando a uma variação de até 40 μatm . Essa variação está relacionada uma mudança de massas de água, caracterizada pela contracorrente sul equatorial (CCSE), a qual ocorre aproximadamente em 8 °S, com atuação sazonal, sendo associada com a ZCIT no hemisfério sul. Essa corrente traz a superfície águas quentes e salinas, fatores que contribuem para a diminuição da solubilidade e assim aumento da fCO_{2sw} na região. Em 8° S, próximo à costa brasileira, ocorre ainda a bifurcação da CSE para fornecer aguas para a Corrente do Brasil e Corrente Norte do Brasil

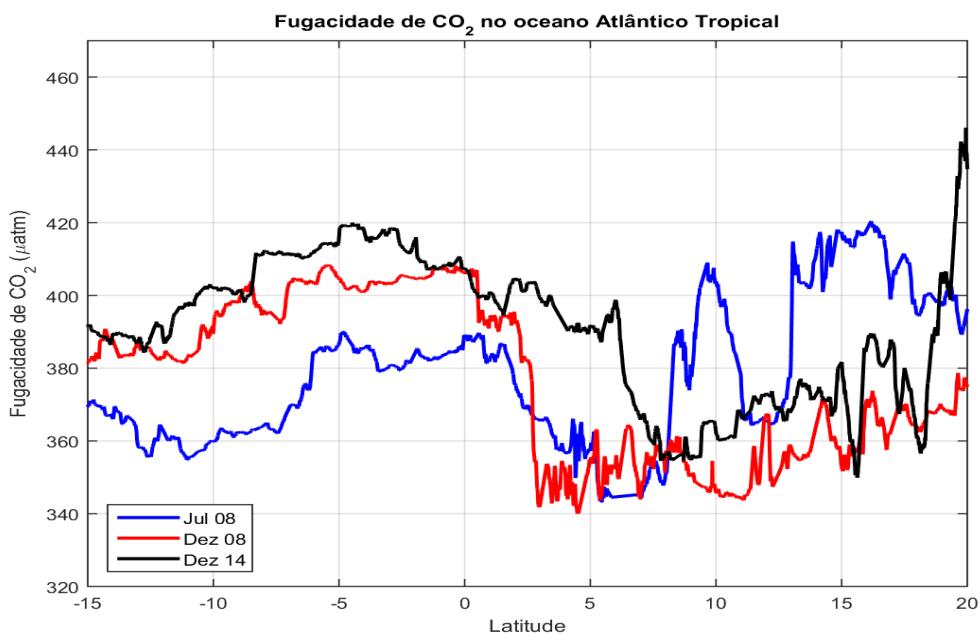
4.2.1. Variabilidade da fCO_{2sw}

Julho – dezembro 2008 e dezembro de 2014(rota 01).

No hemisfério sul, região entre 3° N a 15° S (Figura 13), o comportamento da fugacidade é semelhante para as diferentes estações (inverno – verão austral), onde foi verificado um aumento da fCO_{2sw} por volta de 10/8° S, atingindo até 30 μatm nos dois meses amostrados, esse comportamento também foi observado para dezembro de 2014, como citado anteriormente, esse aumento da fCO_{2sw} nessa região deve estar relacionado a entrada da CCSE. Os máximos valores para dezembro foram observados nessa região (380 a 410 μatm), porém, o mês de julho apresentou valores mais baixos em até 20 μatm (355 a 390 μatm) se comparado ao mês de dezembro.

Figura 13. Distribuição latitudinal da fugacidade de dióxido de carbono de julho de 2008, dezembro de 2008 e

dezembro de 2014.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

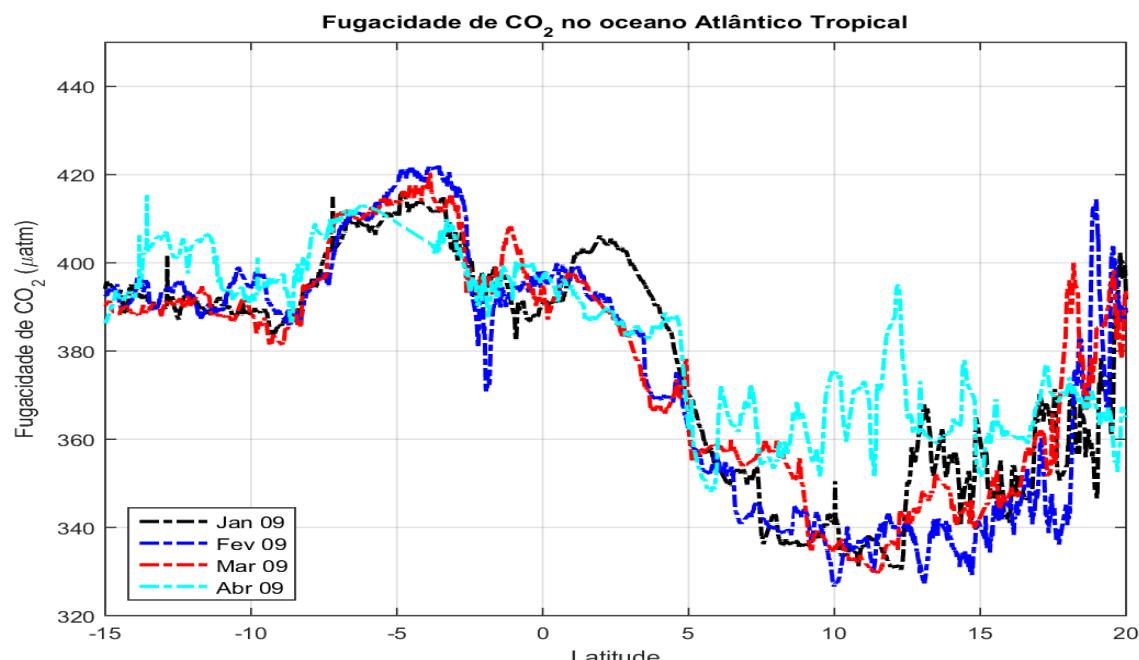
Na região de 3º N a 10º N, há uma diminuição da fCO_{2sw}. Nela encontram-se os mínimos valores para julho e dezembro de 2008 (340 a 345 μatm). A localização dos menores valores da fCO_{2sw} coincidem com a posição da ZCIT, a qual ocasiona precipitações na região, resultando também, em menores valores de SSM, com alta correlação entre a fCO_{2sw} e SSM para julho/08 ($r = 0.83$). Na região entre 10º N e 20º N dezembro/08 continuou com valores mais baixos e julho apresentou uma grande variabilidade, entre 11º N e 13º N atingindo os valores máximos entre 13º N e 17º N (420 μatm). O alto valor de fCO_{2sw} em 10º N pode ser explicado a ocorrência de ressurgência próxima a costa africana, a qual tende a trazer águas mais ricas em nutrientes para a superfície, isso por que a termoclitina nessa região está mais próxima à superfície. Devido a maior quantidade de CO₂ na superfície oceânica, há um favorecimento da liberação do CO₂ para a atmosfera. Fenômeno semelhante é encontrado nos meses de junho e julho.

Essa variação sazonal, pode estar relacionada as variações na TSM, de aproximadamente 3 °C de 15 a 20 °N. A correlação entre a fCO_{2sw} e a TSM para julho, nessa área, foi de $r= 0.88$.

Janeiro a abril de 2009 (rota 01).

O ano de 2009 apresentou um padrão de distribuição da fCO_{2sw} semelhante para os meses de janeiro a abril (Figura 14), com leves diferenças entre 10° S e 15° S. O mês de abril apresentou os maiores valores, 390 µatm a 415 µatm, sendo que nesse período houve leve variação da SSM e TSM, de aproximadamente 0,25 psu e 0,5° C, respectivamente. Como observado em outros períodos, ocorreu um aumento da fCO_{2sw} na região na CSE, por volta de 8° S.

Figura 14. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de janeiro a abril de 2009 de 20 °N a 15 °S.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

Entre 5° S e o equador, o mês de abril apresenta uma diminuição de aproximadamente 10 µatm, concomitantemente a um aumento na TSM, de aproximadamente de 1° C, e diminuição da salinidade em 1 psu, se comparado aos demais meses. Os valores encontrados em 5 °S se comparam aos valores médios encontrados por Oudot et al. (1995) ao longo de 35 °W, bem como os valores da diferença de fugacidade. Entretanto, os valores de TSM encontrados

para esse estudo se apresentaram maiores de 0,5 a 1º C. e a SSM se apresentou menor em até 0,4 psu.

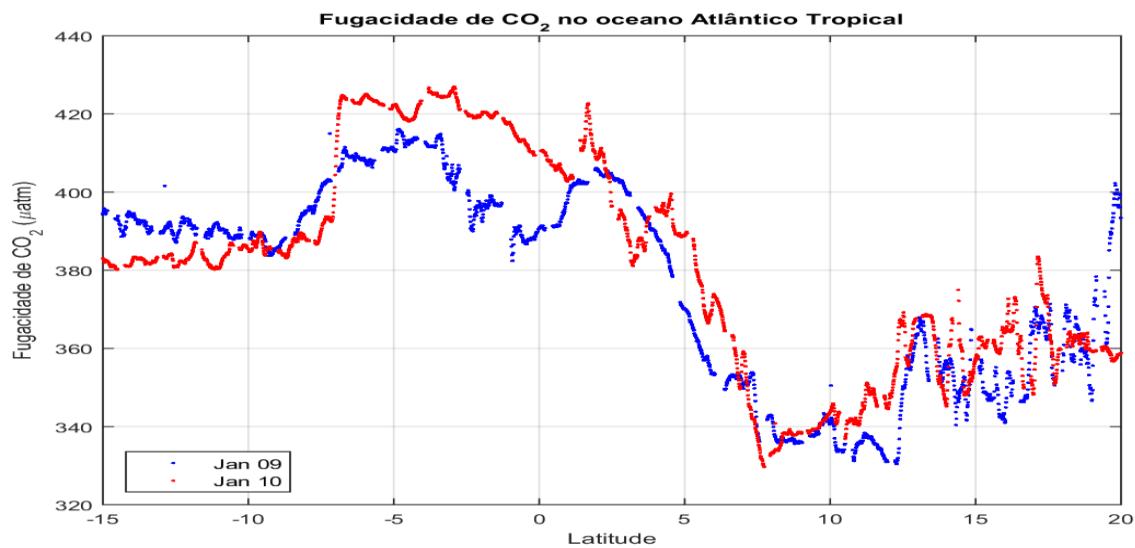
Na CCNE/CNE, encontramos os mínimos valores de fCO_{2sw}, e isso pode ser observado em todos os meses amostrado para esse estudo. De 5º N a 12º N a fCO_{2sw} acompanha a tendência da TSM, apresentando leves variações e com valor mínimo de, aproximadamente, 330 µatm para janeiro, fevereiro, março. O mês de abril apresenta-se com valores mais elevados, com mínimo em 350 µatm, e segue a tendência da SSM.

O aumento da fCO_{2sw} de janeiro para abril entre 5º N e 15º N podem ser explicados pelo resfriamento das águas oceânicas dessa região (20 a 26º C) devido ao inverno boreal e não pela SSM, visto que nesse período a mesma se encontra acima de 35 psu.

Janeiro 2009-2010 (rota 01).

De 15º S a 8º S a fCO_{2sw} ocorre apresenta uma redução dos valores de 2009 para 2010 (Figura 15), com média de 390,34 µatm para 383,88 µatm. De modo geral, nessa região a fCO_{2sw} para esses anos apresentam um padrão em oposição. A máxima TSM, 28,5º C, e SSM, 37,04 psu, ocorre por volta de 14,5º S, com fCO_{2sw} de 394 µatm. Entre 9º S e 4º S a fCO_{2sw} há um aumento mais significativo, com média de 404,73 µatm (2009) e 408,04 µatm (2010). A partir de 3º S os valores vão diminuindo até o mínimo em 12,27 ºN, 330,4 µatm para 2009 e 7,71 ºN, com 329,9 µatm para 2010. Entre 3 ºS e o equador ocorreu uma das maiores diferenças entre os dois anos, chegando a 20 µatm, o que só é visto novamente em 20 ºN, diferença de 40 µatm. A partir de 13 ºN a fCO_{2sw} aumenta chegando a 400 µatm em 2009 e 385 µatm em 2010.

Figura 15. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de janeiro de 2009 e 2010.



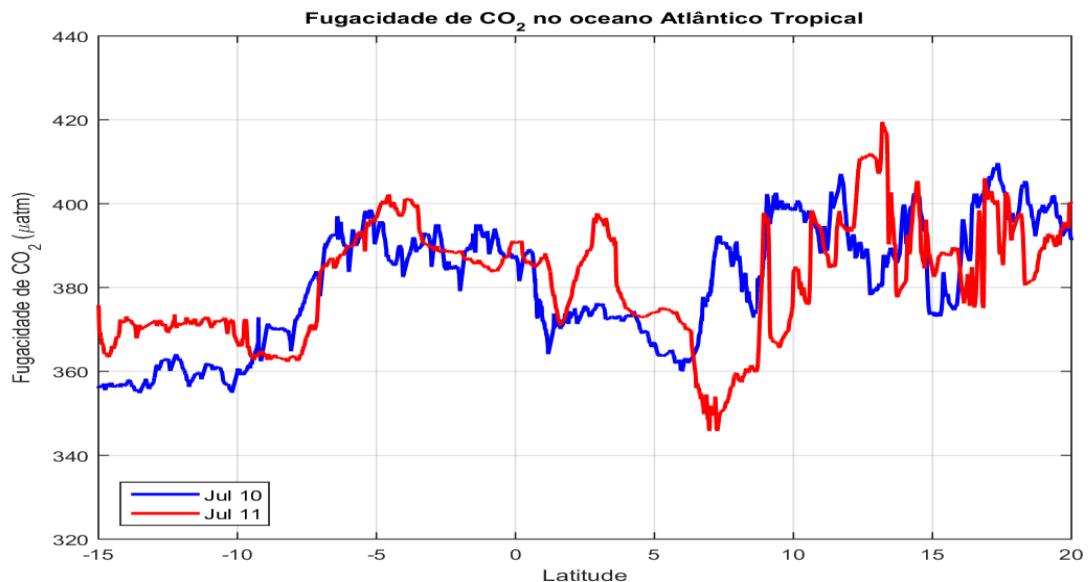
Fonte: elaborado pela autora (2017).

Julho 2010/2011 (rota 01).

A distribuição latitudinal da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ ao longo julho de 2010 e julho/2011 (Figura 16) apresenta ação opostas para uma mesma região, onde temos uma diminuição da fugacidade de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ em 2010, há diminuição em 2011. Levando em consideração o trajeto, de modo geral, 2011 apresentou maiores valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ que em 2010. Na região da CCNE a fugacidade segue padrão semelhante ao da SSM, indicando que nesta região a SSM é o principal direcionador da fugacidade, com $r=0.94$ para 2010.

A maior variabilidade para julho de 2011 ocorreu entre 9° S e 5° S , região de atuação da CSE, onde observou-se um aumento da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ de até 30 μatm . Essa insaturação pode estar relacionada a SSM que apresentou uma diminuição de 1,5 psu. Outro ponto de variabilidade ocorre na mudança de região das correntes superficiais, CSE e CCNE, em 3° N até 7° N , região na qual observa-se uma diminuição da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ em 50 μatm , tornando a aumentar em 9° N . Nessa região a $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ de julho de 2010 teve alta correlação com a SSM ($r=0.94$). Na região da CNE encontraram-se os maiores valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ para o período, variando de 375 μatm a 420 μatm . Os valores máximos da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ se encontram no HN, na região de atuação na CNE (10° N a 20° N), chegando a atingir 420 μatm .

Figura 16. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de julho de 2010 e 2011.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

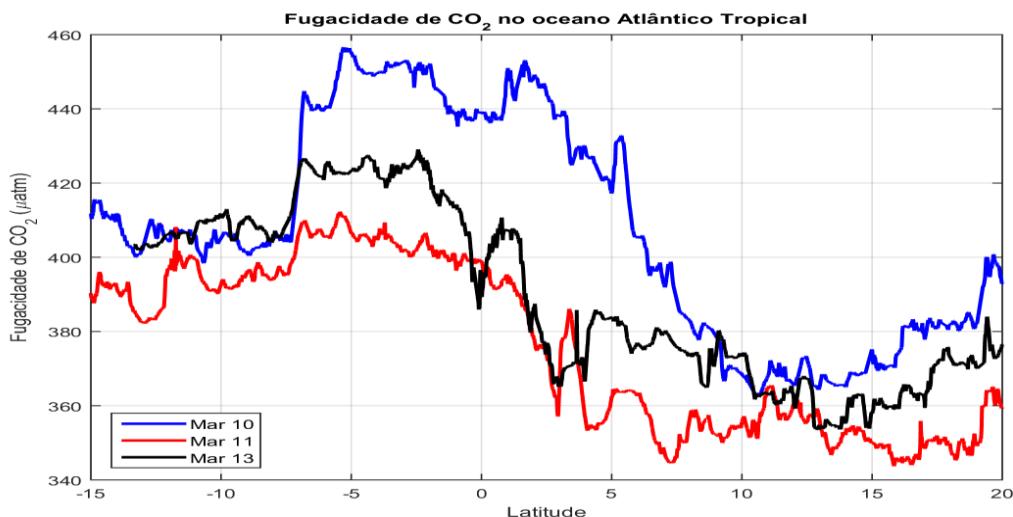
Março 2010, 2011 e 2013 (rota 01).

A distribuição latitudinal dos cruzeiros exibe similaridade da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ ao longo dos diferentes anos para o mês de março (Figura 17). Essas diferenças ocorrem na intensidade da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$. Como esperado, por volta de 8° S/7° S há um aumento na $f\text{CO}_{2\text{sw}}$, como citado anteriormente, relacionado a mudança de massas d'água, com diminuição dos valores até 10N. Os máximos valores da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ para este mês são no HS, em 5°S, sendo o maior valor em 2010 de, aproximadamente, 455 μatm . Os valores para o ano de 2010, podem apresentar uma anomalia, consequente dos efeitos de oscilação Multidecadal do Atlântico, oscilação do Atlântico Norte e fenômeno ENSO. No HS, o $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ se relacionou mais as variações da TSM em 2011 e 2013 ($r = 0,7$) e para 2010 com a SSM ($r=0,91$).

De modo geral, o ano de 2010 teve os maiores valores, onde as regiões com diferença máxima alcançaram entre 25 μatm , e 45- μatm , observando os três anos estudados. Esses altos valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ em 2010, estão associados a anomalia positiva de TSM para o mesmo período.

Os mínimos valores se encontram no hemisfério norte, na região da CNE: 2010 entre 11° N e 13° N com 365 μatm ; 2011 entre 16° N e 18° N com 345 μatm ; e 2013 entre 13° N e 15° N com 355 μatm .

Figura 17. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono de março de 2010, 2011 e 2013.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

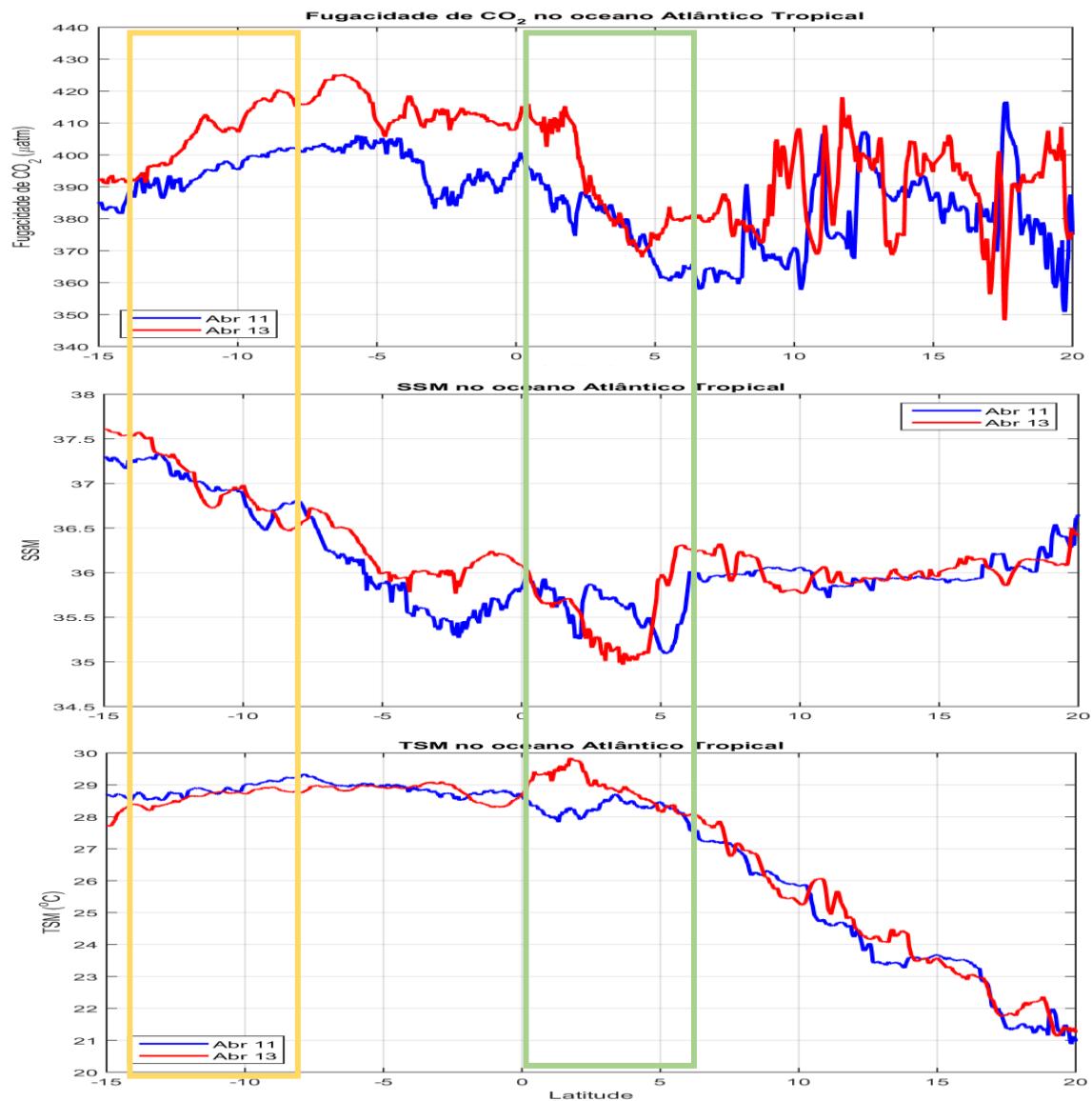
Abril de 2011 e 2013 (rota 02).

A distribuição latitudinal dos cruzeiros exibe similaridade da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ ao longo dos diferentes anos para o mês de abril (Figura 18), as diferenças ocorrem na intensidade da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$. De modo geral, o ano de 2013 teve os maiores valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$, onde as regiões com diferença máxima alcançaram entre 25 μatm a 50 μatm .

Diferente dos demais meses, o aumento da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ no HS se inicia em 12° S, região onde se verifica também a diminuição da SSM. Entretanto a correlação entre essas duas variáveis não apresentou forte correlação estatística ($r= 0,03$), nessa região houve correlação significativa om a TSM ($r=0.74$). O mês de abril, em geral apresenta baixos valores de SSM entre 5° N e o equador, devido a ZCIT se encontrar em deslocamento de sua posição mais ao sul para a sua posição mais ao norte, podemos ver na região altos valores de TSM e diminuição da SSM (Figura 17-B e 17-C - retângulo verde).

Os mínimos valores de $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ se encontram no hemisfério norte, na região da CNE, entre 15 e 20 °N em 2010 com 349 μatm e em 2013 com 351 μatm . Não houve correlação significativa entre a $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ e a TSM ou SSM entre de 2 °N e 20 °N, o que sugere que outras variáveis estão controlando a variabilidade da fugacidade.

Figura 18. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono em abril de 2011 e 2013 de 20 °N a 15 °S (A). Distribuição da SSM (B). Distribuição da TSM (C). O quadro em amarelo foca o aumento da $f\text{CO}_{2\text{sw}}$ de 10 a 15 °S. O retângulo verde foca a região do equador a 5 °N, onde possivelmente se encontra a ZCIT.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

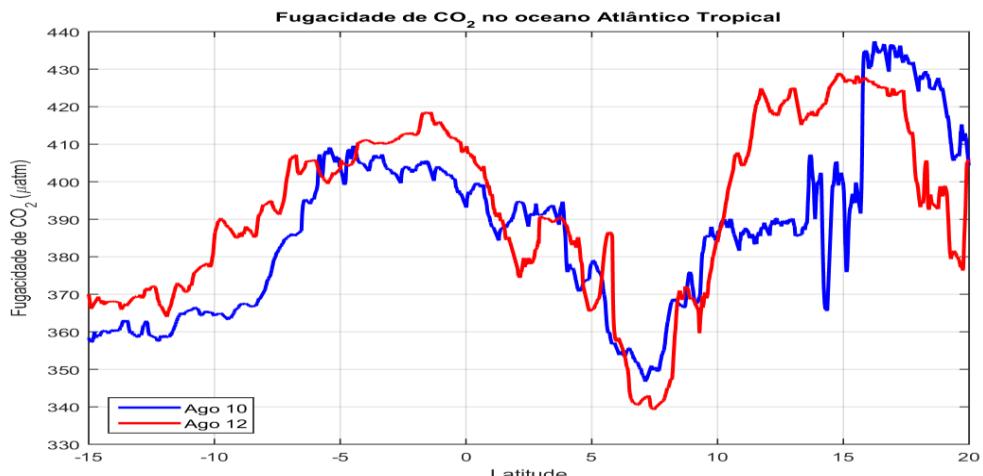
Agosto de 2010 e 2012 (rota 02).

A distribuição latitudinal dos cruzeiros exibe similaridade da fCO_{2sw} ao longo dos diferentes anos (Figura 19). Como na rota 01, por volta de 8/7S há um aumento na fCO_{2sw}, alcançando 40 μatm . com diminuição dos valores até 5 °N. Os máximos valores da fCO_{2sw} para este mês são no HS, em 5 °S e equador, sendo o maior valor em 2012 de, aproximadamente, 420 μatm . Os valores para o ano de 2010, apresentam-se, em média, menor que os de 2012. No HS, o fCO_{2sw} se relacionou mais as variações da SSM ($r = 0.6658$) para 2012, o ano de 2010 relacionou mais as variações da TSM ($r=0.7290$).

De modo geral, o ano de 2012 teve os maiores valores, onde as regiões com diferença máxima alcançaram entre 25 e 45- μatm , observando os três anos.

Os mínimos valores se encontram no hemisfério norte, entre 5 e 8°N com 348 μatm , 2010 e 340 μatm em 2012. Os mínimos valores da fCO_{2sw} estão relacionados as mínimas SSM (2010 - $r= 0,7647$ e 2012 – $r=0,8228$).

Figura 19. Distribuição da fugacidade de dióxido de carbono em agosto de 2010 e 2012.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

4.3. Fluxo de CO₂

Analizando a distribuição do fluxo de CO₂ na interface oceano-atmosfera ao longo do oceano atlântico tropical observou-se que o oceano se comportou como uma fonte de CO₂ para a atmosfera em, praticamente, todo o período amostrado. Porém, uma região pode apresentar comportamento diferente, sendo o oceano no HN um absorvedor/capturador de CO₂ atmosférico. Como era de se esperar, devido à solubilidade ser maior em regiões mais frias, os pontos mais ao Norte apresentam maior fluxo de CO₂, sendo o fluxo nessa região muito mais relacionado a TSM.

A fCO_{2sw} é o principal parâmetro que caracteriza o FCO₂ na interface oceano-atmosfera, e isso se deve a baixa variabilidade do coeficiente de transferência do gás e do fCO_{2atm} (TAKAHASHI *et al.*, 2002). Sendo assim, a direção da troca de CO₂ na interface oceano-atmosfera é governada pela diferença de fugacidade ($\Delta f\text{CO}_2$). Nesse estudo, a concentração de CO₂ foi maior no oceano, deste modo o CO₂ cruza a interface oceano-atmosfera em direção à atmosfera e a transferência do gás ocorre no sentido oceano-atmosfera, o que caracterizou esta região oceânica como uma área fonte de CO₂. Esse comportamento, de modo geral, como fonte para a atmosfera, foi mostrado em outros estudos, como Andrié *et al.* (1986), Oudot *et al.* (1995), Feely *et al.*, (2002), Takahashi *et al.* (2002, 2009), Libes (2009), Lefèvre *et al.* (2010, 2013, 2014), Schuster *et al.* (2013), Lauderdale *et al.* (2016), Padin *et al.* (2010).

Para calcular o fluxo, $\Delta f\text{CO}_2$ foi calculada utilizando os valores de fCO_{2sw} de cada latitude amostrada e reduzimos o valor médio da fCO_{2atm} de cada cruzeiro. Os valores de fCO_{2atm} utilizados estão apresentados na Tabela 3.

Tabela 3. Valores médios de fCO_{2atm} para cada cruzeiro. Utilizados para calcular o ΔfCO_2 .

	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
Jan		373,95	375,85				381,92
Fev		373,82	372,55				
Mar		376,76	377,26	375,08		382,80	
Abr		378,80	378,4	375,08		381,12	
Mai			375,69	375,60	380,76		
Jun			374,76	376,60	378,37		
Jul	371,60		373,23	372,08	378,34		
Ago			371,77		374,94		
Set			370,72		377,90		
Out	370,28		372,78				380,19
Nov			372,29				387,69
Dez	376,65	373,40	374,23				

Fonte: elaborado pela autora (2017).

Takahashi et al. (2009) calcularam a média climatológica anual (1970 a 2007) do fluxo de CO₂ na interface oceano-atmosfera do oceano global a partir da distribuição mensal climatológica da pCO₂ na superfície oceânica, sem contabilizar os períodos de El Niño e usando como ano referência o ano de 2000. Os resultados mostram que a média do fluxo anual para o Atlântico tropical (14° S a 14° N) é de 0,6 t-C.mês⁻¹.km⁻² e baixa variabilidade sazonal. A atuação como fonte nesse trabalho esteve ligada as características dessa região.

A ΔfCO_2 foi o principal fator determinante da direção do fluxo, visto que a tendência desta variável era seguida pelo fluxo. Baseado nos resultados das correlações (Tabela 4) determinou-se os processos que mais influenciam o FCO₂ na região do oceano Atlântico tropical. No HN o vento, região entre 10° N a 20° N, a TSM e a SSM apresentaram altas correlações com o FCO₂, não sendo encontrado um fator que se destacasse mais. Para a região de 3° N a 10° N, correlações significativas foram encontradas com o vento e com a TSM. Na região de 3° N a 15° S, para os meses do primeiro semestre (jan – mai), o fluxo de CO₂ teve alta correlação com o vento (variando de $r = 0,77$ a $0,94$). Nessa região não foi possível observar nenhuma correlação significativa entre o fluxo e a TSM, o que pode estar relacionado à baixa variabilidade de TSM na região. Na região do HS o fator dominante na determinação do fluxo foi a velocidade do vento, bem como o encontrado por Oudot et al. (1995) na parte oeste (35 °W). Verificamos que a atuação do vento atua inversamente ao FCO₂ assim, maiores ventos resultam em um menor escape de CO₂ da superfície oceânica.

Tabela 4. Correlação de Sperman entre a FCO₂ e a TSM, FCO₂ e a SSM, FCO₂ e o Kv, e FCO₂ e o Ks para a região entre 10° N e 20° N, 3° N e 10° N e 3° N e 15° S.

	F/vento 20° N – 10° N	F/SSM 20° N – 10° N	F/TSM 20° N – 10° N	F/vento 10° N – 3° N	F/SSM 10° N – 3° N	F /TSM 10° N – 3° N	F/vento 3° N – 15° S	F/SSM 3° N – 15° S	F /TSM 3° N – 15° S
jan/09	0,34	0,80	0,87	0,93	0,35	0,91	0,84	0,22	0,58
fev/09	0,94	0,88	0,84	0,20	0,52	0,84	0,78	0,23	0,12
mar/09	0,85	0,93	0,91	0,44	0,01	0,93	0,77	0,22	0,58
abr/09	0,50	0,23	0,20	0,81	0,52	0,66	0,84	0,15	0,16
jan/10	0,05	0,53	0,52	0,93	0,74	0,97	0,66	0,29	0,47
jul/08	0,29	0,13	0,32	0,82	0,66	0,29	0,52	0,67	0,65
dez/08	0,04	0,75	0,76	0,93	0,42	0,03	0,87	0,30	0,14
jul/10	0,68	0,29	0,06	0,25	0,95	0,20	0,51	0,70	0,64
jul/11	0,49	0,16	0,14	0,80	0,66	0,30	0,15	0,54	0,59
jun/10	0,76	0,50	0,61	0,64	0,62	0,44	0,24	0,05	0,04
jun/12	0,54	0,66	0,77	0,02	0,27	0,20	0,08	0,39	0,26
mai/10	0,70	0,63	0,43	0,52	0,34	0,70	0,08	0,62	0,53
mai/11	0,54	0,03	0,03	0,76	0,14	0,47	0,84	0,53	0,23
mar/10	0,48	0,92	0,95	0,83	0,03	0,96	0,91	0,45	0,34
mar/11	0,82	0,12	0,03	0,84	0,63	0,85	0,50	0,28	0,28
mar/13	0,67	0,07	0,19	0,76	0,56	0,78	0,94	0,75	0,22
abr/11	0,11	0,43	0,00	0,42	0,05	0,23	0,89	0,38	0,36
abr/13	0,28	0,03	0,10	0,02	0,46	0,13	0,88	0,53	0,22
set/10	0,95	0,74	0,77	0,54	0,16	0,40	0,58	0,13	0,05
set/12	0,90	0,56	0,10	0,06	0,86	0,70	0,09	0,42	0,09
ago/10	0,74	0,86	0,66	0,33	0,68	0,72	0,11	0,73	0,56
ago/12	0,82	0,43	0,91	0,01	0,77	0,62	0,10	0,51	0,47

Fonte: elaborado pela autora (2017).

A variabilidade do fluxo na região é muito pequena, por vezes estando quase em equilíbrio entre o oceano e a atmosfera. Na análise do fluxo de CO₂ na região entre 10° N e 20° N é possível identificar um padrão sazonal, atuando como fonte de junho a outubro, e como sumidouro de dezembro a maio.

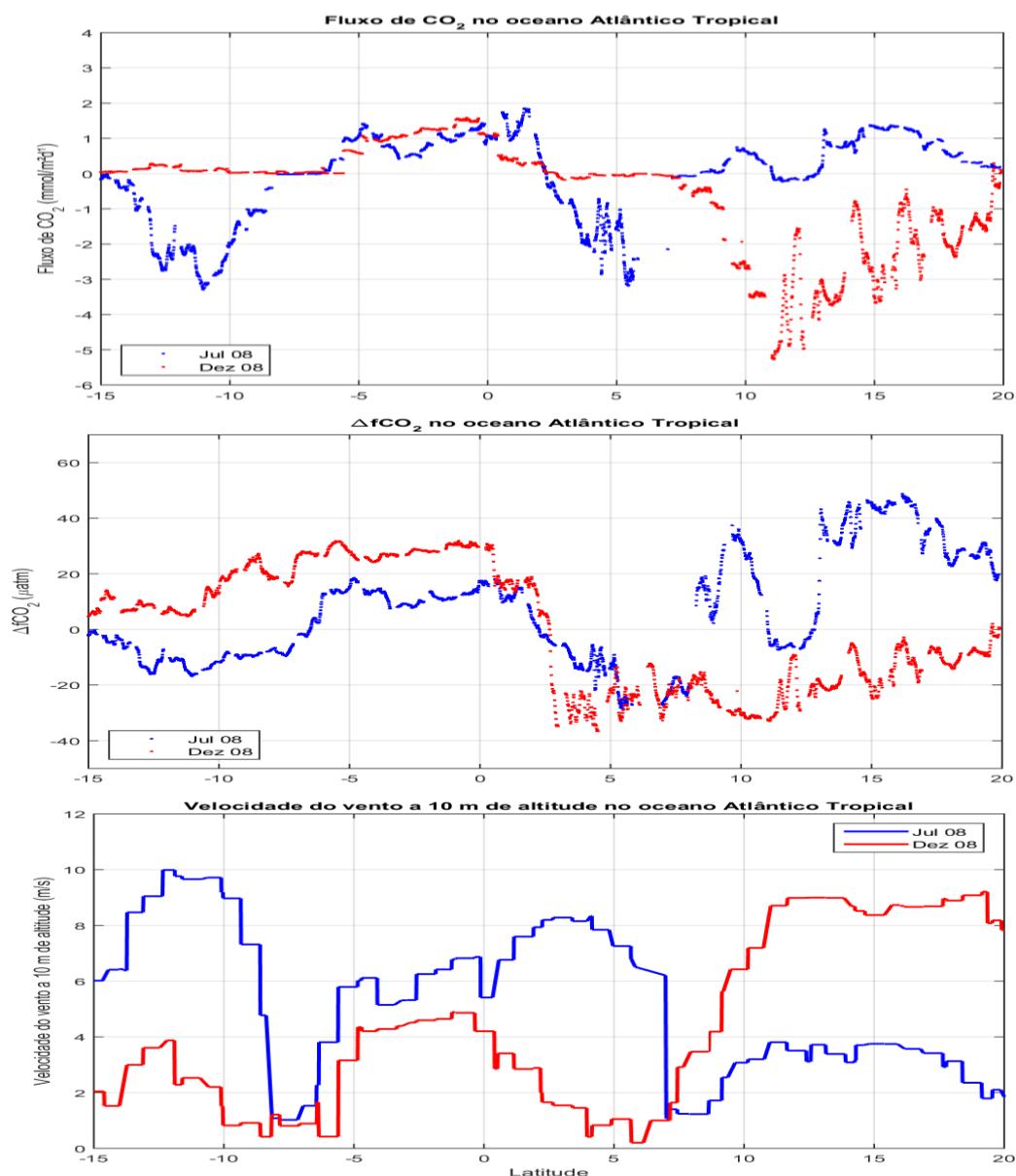
Weng *et al.* (2015) utilizaram um modelo acoplado para estudar a variabilidade espacial e temporal do pCO₂ e FCO₂ de 1984 a 2013 no oceano Pacífico e Atlântico equatorial. De acordo com estes autores, o fluxo médio da região equatorial do oceano Atlântico foi de 4 a 7 mmol m⁻² d⁻¹, valores acima da média do encontrado para este estudo, -1 a 2,5 mmol m⁻² d⁻¹.

4.3.1. Variabilidade do FCO₂

Julho - dezembro de 2008 (rota 01).

De modo geral a região atua como fonte para os dois meses (Figura 20), em especial a região entre 15° S e 3° N, com valores máximos de 1,8 mmol.m^{-2.d⁻¹. Na região entre 3° N e 10° N encontramos uma relação positiva e alta correlação entre o FCO₂ e o vento para os dois meses (julho r= 0,82, dezembro r= 0,93), não havendo correlação significativa com a TSM e SSM.}

Figura 20. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono em julho e dezembro de 2008.



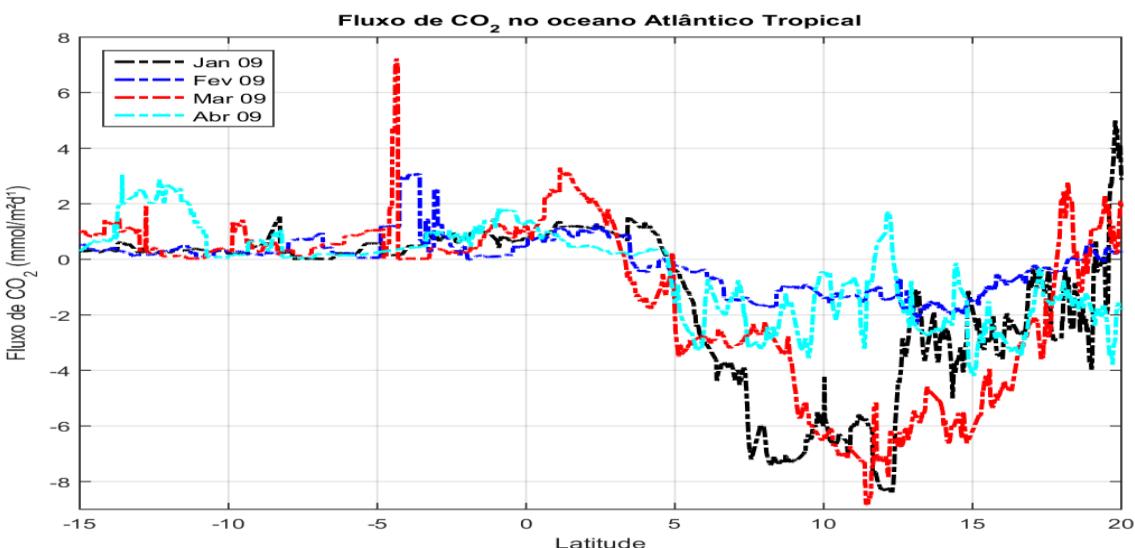
Fonte: elaborado pela autora (2017).

Na região ao sul do equador, temos valores negativos de FCO₂ para julho, correspondendo a região onde ocorreu uma maior intensidade do Kv, atingindo 10 m/s (Figura 20 C), coincidindo com o valor mínimo do FCO₂, -3,4 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$. Ventos mais intensos, de modo geral, tendem a forçar a entrada e/ou impedir a saída de CO₂ da superfície oceânica. Comportamento semelhante a esse, também é encontrado no HN, de 3° N a 8° N.

Janeiro a abril de 2009 (rota 01).

Durante esses quatro meses o HS atua apenas como fonte de CO₂ para a atmosfera (Figura 21). O fator que mais se relacionou a esse comportamento foi o vento, com correlações mais significativas para janeiro e abril ($r=0,84$), fevereiro e março, $r= 0,78$ e $0,77$, respectivamente. O máximo valor de fluxo do oceano para a atmosfera foi encontrado em março, em 5° S, 7,5 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$.

Figura 21. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono de janeiro a abril 2009.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

Já no HN, entre 3° N e 10° N, o comportamento é de sumidouro de CO₂, o principal fator que possibilita esse comportamento é a TSM, bem como o vento com altos valores. O coeficiente de Sperman dá correlação significativa entre o TSM e o FCO₂ para janeiro a março ($r>0,84$) e menor significância para abril

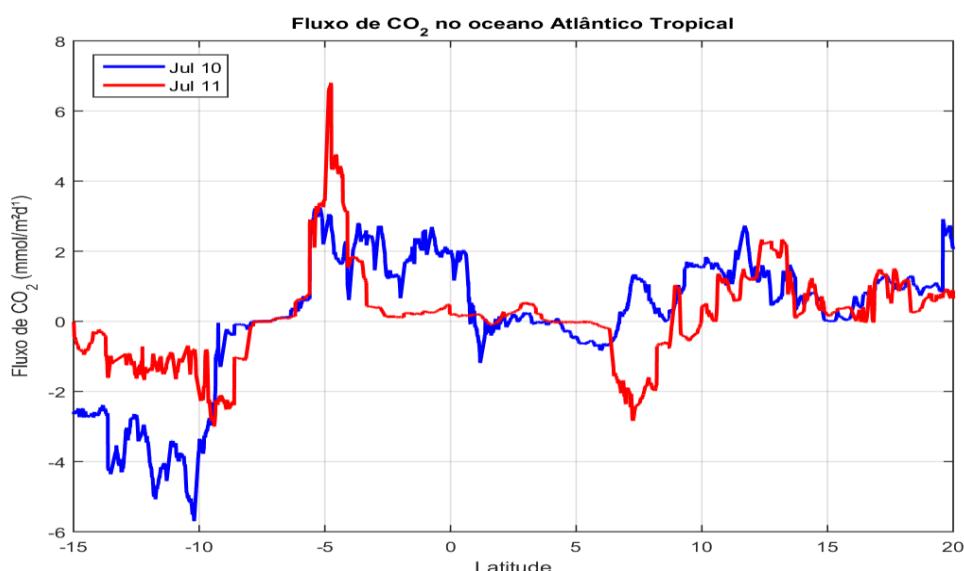
($r=0,66$). O vento também resultou em correlação significativa com o fluxo para janeiro ($r=0,93$) e abril (0,81).

Bem como a região citada anteriormente, a região de 10° N a 20° N, teve forte influência do vento ($r>0,85$) e TSM ($r>0,84$), sendo que nessa região o fluxo também apresentou altas correlações com a SSM ($r>0,80$). FCO₂ máximo foi de $-10 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$. Nessa região e período, os ventos estão mais intensos, de 7 a 14 m/s, o que interfere na troca entre o oceano e a atmosfera, além disso, os baixos valores da TSM e valores levemente mais altos de solubilidade favorecem a absorção de CO₂ no oceano.

Julho 2010/2011 (rota 01).

Julho teve comportamento semelhante nos dois anos amostrados (Figura 23), sendo de em geral fonte de CO₂ para a atmosfera. A região ao sul do equador, de 15° S a 6° S, comportou-se como sumidouro de CO₂, essa foi a região do HS que apresentou os maiores valores de solubilidade, o que faz com que o CO₂ tenha menor capacidade de escapar para a atmosfera. A partir de 6° S, o comportamento passou a ser de fonte. O fluxo em julho de 2010, entre 3° N e 10° N, teve alta correlação com a SSM ($r=0,95$) e em 2011, na mesma região, a correlação significativa ocorreu com o vento ($r=0,86$).

Figura 22. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono em julho de 2010 e 2011.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

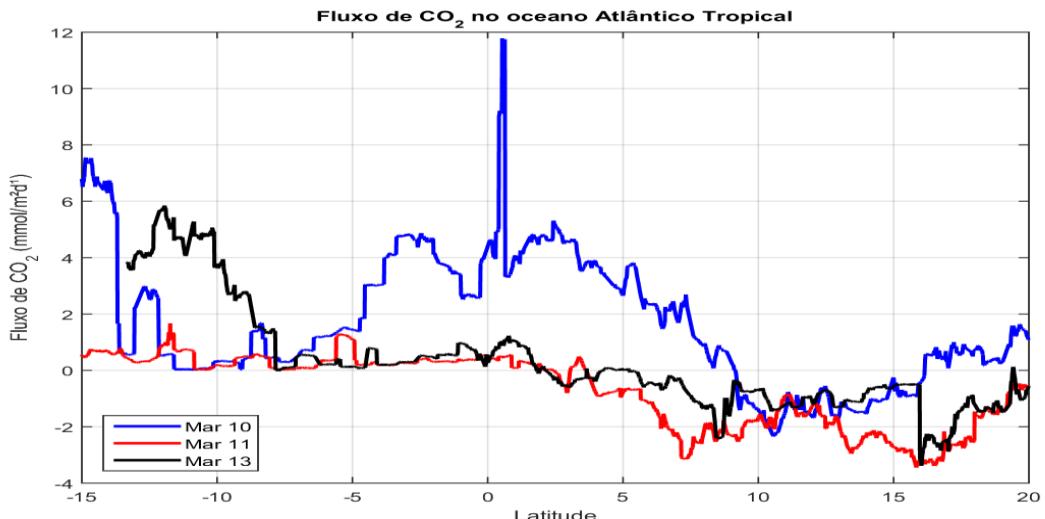
A região mais ao norte, entre 10° N e 20° N, não teve correlação significativa com nenhuma das variáveis avaliadas, entretanto, acredita-se que a sua atuação como fonte se deve a valores mais altos de TSM na região.

Março 2010, 2011 e 2013 (rota 01).

Para março (Figura 23), o HS atuou como fonte de CO₂ para a atmosfera, a região obteve correlação significativa com o vento para 2010 e 2013. O ponto de máximo fluxo ocorre em 2010, em 1° N, coincidindo com o ponto de máxima velocidade do vento, e leve diminuição da salinidade e aumento da TSM.

No HN, até 10° N, o fluxo foi diminuindo, passando de fonte a sumidouro de CO₂ atmosférico. O fluxo nessa região apresentou correlações significativas, com o vento e TSM ($r= 0,77$ a $0,96$).

Figura 23. Distribuição do fluxo de dióxido de carbono em março de 2010, 2011 e 2013.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

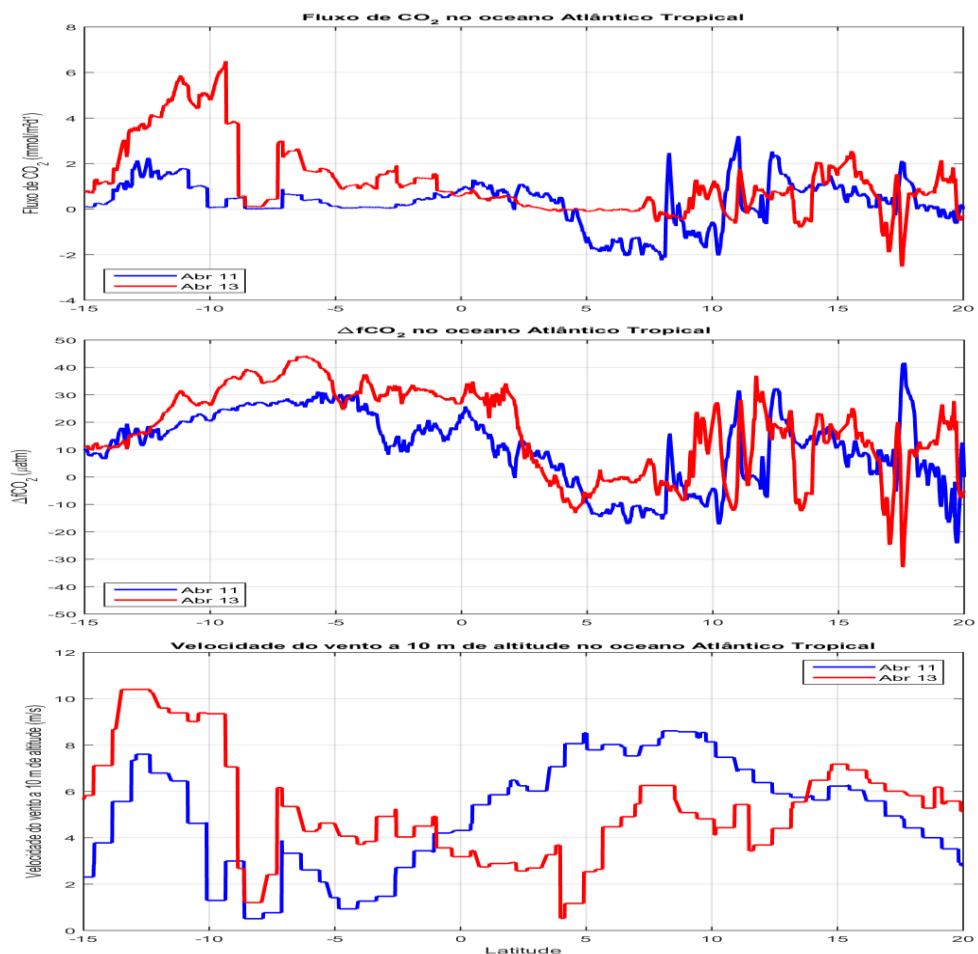
Os menores valores do fluxo se encontram na região mais ao norte, com valores negativos, indicando a atuação como sumidouro de CO₂ atmosférico. Os baixos valores do fluxo estão associados a ressurgência que ocorre na região, trazendo águas mais frias a superfície oceânica. Esse resultado corrobora com

Padin et al. (2010), que encontrou na região a atuação como sumidouro durante a primavera boreal.

Abril de 2011 e 2013 (rota 02).

A distribuição latitudinal dos cruzeiros exibe uma grande diferença do FCO₂ na região entre 10° S e 15° S se compararmos o mês de abril (Figura 24 A) nos dois anos, essa diferença está ligada a velocidade do vento, que em 2013, alcançou 11 m/s nessa região ($r= 0,89$ e $r=0,88$, 2010 e 2013 respectivamente). Nas demais regiões do trajeto a variabilidade do FCO₂ está diretamente ligada a diferença de fugacidade na interface oceano-atmosfera. Os máximos valores do FCO₂ foram observados em 2013, com 6,4 mmol.m⁻².d⁻¹.

Figura 24. Distribuição latitudinal do fluxo de dióxido de carbono (a), da $\Delta f\text{CO}_2$ (b) e da Velocidade do vento em abril de 2011 e 2013.



Fonte: elaborado pela autora (2017).

Nas demais regiões não encontramos correlação significativa entre o fluxo e o vento, TSM ou SSM, o que sugere que parâmetros biológicos podem estar sendo o fator determinante para o fluxo.

Como citado anteriormente, algumas regiões podem apresentar diferente comportamento quanto a saturação de CO₂. De modo geral, entre 5° S e 15° S e entre 5° N e o equador, os meses de dezembro a maio se comportam como fonte e de junho a outubro como sumidouros. Na região de 20° N a 10° N, o comportamento é oposto, assim, os meses de dezembro a maio se comportam como sumidouros e de junho a outubro como fonte.

Na região entre o equador e 5° S todos os meses se comportaram como fonte de CO₂ para a atmosfera, com base no avaliado, interligamos esse comportamento a chegada de uma contracorrente na região, CCSE, que traz a região águas mais aquecidas e salinas, o que favoreceu a liberação de CO₂ para a atmosfera. A região entre 10° N e 5° N, todos os meses se comportaram em equilíbrio ou como sumidouro de CO₂ para a atmosfera, neste caso também interligamos o comportamento a atuação de uma contracorrente na região, CCNE, que traz a região águas mais frias, favorecendo o comportamento de absorção de CO₂ no oceano.

5. CONCLUSÃO

A concentração de CO₂ no oceano atlântico tropical aumentou durante o período amostrado, alcançando 20 µatm maior para 2014 em relação a 2008, com base nas médias de fCO_{2sw} para os meses amostrados.

Os maiores valores da fCO_{2sw} encontram-se nas regiões mais quentes e salinas e os menores fCO_{2sw} em regiões menos quentes e salinas. A variabilidade interanual e sazonal da fCO_{2sw} é fortemente influenciada por fatores termodinâmicos. A presença da ZCIT, faz com que a SSM seja fator controlador da variabilidade da fCO_{2sw}.

O sistema de Correntes Equatorial de Correntes, também influenciam a distribuição de da fCO_{2sw}, como pode ser visto nas regiões onde atuam as CCNE e CCSE, regiões nas quais todos os meses apresentam apenas um comportamento, devido principalmente as características de TSM e SSM.

No estudo, observou-se que entre 5º N e 12º N, encontram-se os mínimos valores de fCO_{2sw} em praticamente todos os meses amostrados, bem como os mínimos valores de SSM, a avaliação estatística mostrou uma correlação positiva e com altos valores para estas variáveis. O que consequentemente resulta em absorção de CO₂ fazendo com que essa região do OAT atue mais comumente como sumidouro.

A análise da distribuição do fluxo de CO₂ na interface oceano-atmosfera ao longo do oceano atlântico tropical evidenciou que, para o período amostrado, o oceano comportou-se como uma fonte de CO₂ para a atmosfera. Conclusão baseada nos valores de FCO₂ e Δ fCO_{2sw}, em grande parte positivos, calculados ao longo da região de estudo. O FCO₂ positivo, são consequências diretas dos altos valores de fCO_{2sw} na região. Sendo o gradiente norte-sul observado no padrão do fluxo dependente principalmente da Δ fCO_{2sw}.

A região entre 10º N e 20º N, apresenta atuação relacionada a sazonalidade, atuando como sumidouro nos meses com menores TSM (dezembro a maio) e como fonte quando a TSM está mais elevada (junho a outubro). Assim como essa, outras regiões apresentam comportamento oposto

em diferentes épocas do ano, 5º S e 15º S e entre 5º N e o equador, os meses de dezembro a maio se comportam como fonte e de junho a outubro como sumidouros.

A elaboração de um único modelo preditivo de $f\text{CO}_2_{\text{sw}}$ para toda a região de estudo mostrou-se inviável, devido a região do estudo apresentar diferentes características, como as ligadas ao sistema de correntes atuantes na região.

Apêndice A

Um sistema automático para medições de CO₂ na superfície da água similar ao descrito por Pierrot *et al.*, 2009 foi instalado nos navios utilizados para coletar os dados. Esse sistema consiste em um equilibrador do CO₂ nas fases ar-mar, um detector de infravermelho não dispersivo (LiCor 7000 Inc., USA), um GPS e uma série de válvulas controladas automaticamente por um computador usando um software escrito em Labview. Há ainda, uma tubulação para entrada de ar no topo da ponte, o que permite que a medição do CO₂ atmosférico seja feita em conjunto com a da água.

A resolução de medição de CO₂ é de 0.01 umol/m, com acurácia de $\pm 1\%$ nominal. A resolução da pressão é de 0.02 Hectopascal (hPa) e acurácia de ± 1.2 hPa.

Na mesma tubulação usada para a entrada de água para o sistema de medição de CO₂, tem instalado um termosalinômetro da SeaBird (modelo SBE21).

A resolução da TSM é de 0,001 °C, com acurácia de $\pm 0,001$ °C. A resolução da SSM é de 0,002%, com acurácia de $\pm 0,002\%$. (Fonte: <http://www.seabird.com/sbe21-seacat-thermosalinograph>.)

Os dados gerados pelo sistema automático para medições de CO₂ na superfície da água estavam inicialmente separados por viagem indicando o cruzeiro e o mês no qual os dados foram coletados.

O equipamento de medição do CO₂ gera um arquivo com data e hora, localização do navio, fração molar de dióxido de carbono (xCO₂), pressão atmosférica (Patm), temperatura no equilibrador (Teq), pressão no equilibrador (Peq), água (H₂Omm), fugacidade do CO₂ no equilibrador (fCO₂eq), fugacidade do CO₂ na atmosfera (fCO₂atm).

O arquivo gerado pelo Labview inclui além das variáveis descritas acima a temperatura da superfície do mar (TSM) e salinidade na superfície do mar (SSM).

Como o CO₂ é um gás de comportamento não ideal, sugere-se que não se use a pressão parcial diretamente para o cálculo do fluxo entre as interfaces

oceano-atmosfera, por isso converte-se em fugacidade CO₂ (fCO₂) e só então aplicar ao cálculo do fluxo. Deste modo, é feita uma correção da pCO₂ de um gás não-ideal quanto às interações moleculares entre o CO₂ e os outros gases presentes no ar para, então, obter a fugacidade (DICKSON *et al.*, 2007; PIERROT *et al.*, 2009;). Para essa correção utiliza-se as equações a 8, 9 e 10 (DICKSON *et al.*, 2007):

$$f\text{CO}_{2\text{eq}} = p\text{CO}_{2\text{eq}} \times \exp \left[\frac{(B + 2\delta)P_{\text{atm}}}{RT} \right] \quad \text{Eq. (8);}$$

$$\begin{aligned} B(T) = & -1636,75 + (12,0408T) - (0,0327957T^2) \\ & + (0,0000316528T^3) \end{aligned} \quad \text{Eq. (9);}$$

$$\delta = 57,7 - 0,118T; \quad \text{Eq. (10)}$$

Onde Patm é a pressão atmosférica dada em hPascal;
 B(T) é coeficiente de CO₂ puro dado em cm³mol⁻¹;
 δ é o coeficiente de CO₂ no ar;
 T é a temperatura dada em Kelvin; e
 R é a constante da lei dos gases, igual a 8.314J.K⁻¹.mol⁻¹.

Os dados de fugacidade precisam ser corrigidos para a temperatura '*in situ*' segundo Takahashi *et al.*, (1993), onde converte-se a fugacidade do CO₂ no equilibrador (fCO_{2eq}) para a fugacidade do CO₂ na temperatura da superfície do mar (fCO_{2sw}). Essa correção se faz necessária por haver uma diferença na temperatura da água enquanto passa pela bomba e tubulação do navio, sendo a água no equilibrador cerca de 0,2 °C mais aquecida que a TSM. Por meio da Equação (11) faz-se essa correção:

$$f\text{CO}_{2\text{sw}} = f\text{CO}_{2\text{eq}} \cdot \exp[0,0423 \cdot (T_{\text{SM}} - T_{\text{eq}})] \quad \text{Eq. (11)}$$

Para calcular o fluxo, é feita uma padronização dos dados da fugacidade com o intuito de eliminar possíveis variações sazonais para uma TSM média representativa da região. Boa parte dos estudos vistos para esse trabalho utilizam 27 °C. Parard *et al.*, (2010) utilizou as 25,5° C. Então, utiliza-se a equação (12) modificada, como mostrada a seguir:

$$fCO_{2sw} = fCO_{2sw} \cdot \exp[-0,0423 \cdot (TSM - 27)] \quad \text{Eq. (12);}$$

O cálculo da fugacidade na atmosfera usa equação semelhante à utilizada para o oceano (Equação 13).

$$fCO_2air = xCO_2air \times (Patm - Pw(tsm)) \times \exp \left[\frac{(B + 2\delta)Patm}{RT} \right] \quad \text{eq. (13);}$$

A partir disso é feita a média mensal de fCO_2 correspondente a cada mês amostrado pelos navios. A utilização da média mensal de fCO_{2atm} é viável para o cálculo do fluxo oceano atmosfera devido a variação de xCO_2 na atmosfera sobre o oceano ser pequena e ocorrer de maneira muito lenta, bem como alterações significativas somente serem observadas em períodos maiores a um mês (Takahashi *et al.*, 2002; LIBES, 2009; WEISS, 1979).

Após esse tratamento os dados estão viáveis para o cálculo de fluxo.

REFERENCIAS

- Andrié, C.; Oudot, C.; Genton, C.; Merlivat, L. CO₂ fluxes in the tropical Atlantic during FOCAL cruises. **Journal Of Geophysical Research**, VOL. 91, Nº. c10, PAGES 11,741-11,755, OCTOBER 15, 1986. doi: 10.1029/JC091iC10p11741
- Bakker, D. C. E. *et al.* An update to the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT version 2). **Earth System Science Data**, 6 (1), pp. 69-90. 2014. doi: 10.5194/essd-6-69-2014
- Carton, J. A.; Cao, X.; Giese, B. S.; da Silva, A. M. Decadal and interannual SST Variability in the Tropical ocean. **Journal of physical oceanography**. V 26. 1996.
- Clargoo, N. M.; Salt, L. A.; Thomas, H.; de Baar, H. J. W. Rapid increase of observed DIC and pCO₂ in the surface waters of the North Sea in the 2001-2011 decade ascribed to climate change superimposed by biological processes. **Marine Chemistry** 177 (2015) 566– 581. 2015
- Cooper, D. J.; Watson, A. J. and Ling, R. D.; 1998. Variation of P along a North Atlantic shipping route U.K. to CO₂ the Caribbean/: A year of automated observations. **Marine Chemistry** 60 _1998. 147–164. PII S0304-4203_97.00082-0.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA; Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R; Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, K 'allberg P, Kohler M; Matricardi M, McNally AP, MongeSanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C; Thepaut J-N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Q. J. R. Meteorol. Soc.** 137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828
- Dickson, A.G., Sabine, C.L. and Christian, J.R. (Eds.) 2007. **Guide to best practices for ocean CO₂ measurements**. PICES Special Publication 3, 191 pp.

Goddijn-Murphy, L. M.; Woolf, D. K.; Land, P. E.; Shutler, J. D.; Donlon, C. The Ocean Flux Greenhouse Gases methodology. **Ocean Sci.**, 11, 519–541, 2015.

IPCC, 2014: **Climate Change 2014: Synthesis Report**. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp

Landschützer, P., Gruber, N., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Nakaoka, S., Payne, M. R., Sasse, T. P., and Zeng, J.: A neural network-based estimate of the seasonal to inter-annual variability of the Atlantic Ocean carbon sink, **Biogeosciences**, 10, 7793-7815, doi:10.5194/bg-10-7793-2013, 2013.

Le Quéré, C. et al. Global Carbon Budget 2015, **Earth Syst. Sci. Data**, 7, 349-396, doi:10.5194/essd-7-349-2015, 2015.

Lefèvre, N. et al. Origins of CO₂ undersaturation on the Atlantic. **TELLUS**, v. 62B, p.595–607, 2010.

Lefèvre, N.; Caniaux, G.; Janicot, S.; Gueye, A. K. Increased CO₂ outgassing in February-May 2010 in the tropical Atlantic following the 2009 Pacific El Niño.

Journal Of Geophysical Research: Oceans, Vol. 118, 1645–1657, doi:10.1002/jgrc.20107, 2013.

Lefèvre, N.; Taylor, A. Estimating pCO₂ from sea surface temperatures in the Atlantic gyres. **Deep-Sea Research I**, v.49, p.539–554, 2002.

Lefèvre, N.; Urbano, D. F., Gallois, F; Diverrès, D. Impact of physical processes on the seasonal distribution of the fugacity of CO₂ in the western tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.119, 2014.

Libes, S.M. **An Introduction to Marine biogeochemistry**. Academic Press, p. 928. (2009).

Lumpkin, R.; Garzoli, S.L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research I**. 52. (2005).

Oliveira, G. S. **Mudanças climáticas**: ensino fundamental e médio / Gilvan Sampaio de Oliveira, Neilton Fidelis da Silva, Rachel Henriques. – Brasília:

- MEC, SEB; MCT; AEB, 2009. 348 p. --: il. – (Coleção Explorando o ensino; v. 13)
- Oudot, C.; Ternon, J. F.; Lecomte, J. Measurements of atmospheric and oceanic CO₂ in the tropical Atlantic: 10 years after the 1982-1984 FOCAL cruises. **Tellus** (1995), 47B, 70-85.
- Padin, X. A.; Vázquez-Rodríguez, M.; Castaño, M.; Velo, A.; Alonso-Pérez, F.; Gago, J.; Gilcoto, M.; Álvarez, M.; Pardo, P. C.; de La Paz, M.; Ríos, A. F.; Pérez, F. F. Air-Sea CO₂ fluxes in the Atlantic as measured during boreal spring and autumn. **Biogeosciences**, 7, 1587-1606, 2010. doi:10.5194/bg-7-1587-2010
- Parard, G.; Lefèvre, N. and Boutin, J.; 2010. Sea water fugacity of CO₂ at the PIRATA mooring at 6°S, 10°W. **Tellus** (2010), 62B, 636–648. DOI: 10.1111/j.16000889.2010.00503.x.
- Pfeil, B. et al. A uniform, quality controlled Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT), **Earth Syst. Sci. Data**, 5, 125–143, doi:10.5194/essd-5-125-2013, 2013.
- Pierrot, D., Neill, C., Sullivan, K., Castle, R., Wanninkhof, R., Lüger, H., Johannessen, T., Olsen, A., Feely, R. A., and Cosca, C. E.: Recommendations for autonomous underway pCO₂ measuring systems and data reduction routines, **Deep-Sea Res. Pt. II**, 56, 512–522, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.005, 2009
- Pilsen, Michael E.Q. **An Introduction to the chemistry of the sea**. New Jersey: Prentice Hall, c1998. 431p.: ISBN 0132589710
- Roscoe, R. Rediscutindo o papel dos ecossistemas terrestres no sequestro de carbono. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, Brasília, v. 20, n. 2, p. 209-223, maio/ago. 2003
- Sabine, C. L., Ducklow, H., and Hood, M. International carbon coordination. Roger Revelle's legacy in the Intergovernmental Oceanographic Commission, **Oceanography**, 23, 48–61, 2010.

Schlesinger, William H. **Biogeochemistry**: an analysis of global change. 2.ed. San Diego: Academic Press, 1997. 588p. ISBN 012625155X.

Servain, J.; Seva, M.; Lukas, S.;Rougier, G. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature: 1980-1984. **Ocean-Air Interactions**, 1, 109-182. 1987.

Shutler, J. D.; Land, P. E.; Piolle, J.-F.; Woolf, D. K.; Goddijn-Murphy, L.; Paul,F.; Girard-Ardhuin, F.; Chapron, B.; Donlon, C. J. FluxEngine: A Flexible Processing System for Calculating Atmosphere–Ocean Carbon Dioxide Gas Fluxes and Climatologies. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, Volume 33. **American Meteorological Society**. 2016. DOI: 10.1175/JTECH-D-14-00204.1.

Siegenthaler, U.; Sarmiento, J.L. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. **Nature**, v 365, 1993.

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). **Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, and New York. 2007.

Sweeney, C., et al. Constraining global air-sea gás Exchange for CO₂ with recente bomb 14C measurements. **Global Biogeochemical Cycles**, v.21, 2007.

Takahashi, T. Carbon dioxide in the atmosphere and Atlantic Ocean water. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**. V 66, nº2. 1961. Impact Factor: 3.43 · DOI: 10.1029/JZ066i002p00477

Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J. G. and Chipman, D. W. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. **Global Biogeochem. Cycles** 7(4), 843–878. 1993.

Takahashi, T. et al. Global sea–air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. **Deep-Sea Research II**, v.49, p.1601–1622, 2002.

Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A. and co-authors. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. **Deep-Sea Res.** 56, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.009.

Tans, P.; Dlugokencky, E.; NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/). Available at: http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html#global_data (último acesso: 16 Julho de 2017), 2017.

Wanninkhof, R.H. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. **Journal Geophysical Research**, v.97, p.7373-7382, 1992.

Weiss, R.F. CO₂ in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. **Marine Chemistry**, v.2, p.203-215, 1974.