



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIENCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

LUÍS HENRIQUE BEZERRA ALVES

**RESPOSTAS DOS FLUXOS DE CO₂ AOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO
OCEANO-ATMOSFERA NA ILHA DE FERNANDO DE NORONHA**

Recife
2023

LUÍS HENRIQUE BEZERRA ALVES

**RESPOSTAS DOS FLUXOS DE CO₂ AOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO
OCEANO-ATMOSFERA NA ILHA DE FERNANDO DE NORONHA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Oceanografia. Área de concentração: Correspondente ao indicado na ata de defesa

Orientador(a): Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda
Coorientador(a): Prof. Dr. Manuel de Jesus Flores Montes
Profa. Dra. Nathalie Lefèvre

Recife

2023

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Alves, Luís Henrique Bezerra.

Respostas dos fluxos de CO₂ aos processos de interação oceano-atmosfera na ilha de Fernando de Noronha / Luís Henrique Bezerra Alves. - Recife, 2023.
107 : il., tab.

Orientador(a): Dóris Regina Aires Veleda

Coorientador(a): Manuel de Jesus Flores Montes

Coorientador(a): Nathalie Lefèvre

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, 2023.
Inclui referências, apêndices.

1. Oceanografia. 2. Oceanografia Física. 3. Interação Oceano-Atmosfera. 4. Fluxo de CO₂. 5. Fernando de Noronha. I. Veleda, Dóris Regina Aires. (Orientação). II. Montes, Manuel de Jesus Flores. (Coorientação). IV. Lefèvre, Nathalie. (Coorientação). V. Título.

550 CDD (22.ed.)

LUÍS HENRIQUE BEZERRA ALVES

**RESPOSTAS DOS FLUXO DE CO₂ AOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO
OCEANO-ATMOSFERA NA ILHA DE FERNANDO DE NORONHA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Oceanografia.

Aprovada em: ____/____/____.

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Doris Regina Aires Veleda (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Bianca Sung Mi Kim (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dra. Edvânia Pereira dos Santos (Examinadora Externa)
Agência Pernambucana de Águas e Clima - APAC

Prof. Dr. Gbekpo Aubains Hounsou Gbo (Examinador Externo)
Universidade Federal Do Ceará - UFC

Dr. Thiago Luiz do Vale Silva (Examinador Externo)
Agência Pernambucana de Águas e Clima - APAC

Dedico a minha família

AGRADECIMENTOS

Desejo exprimir os meus agradecimentos a todos àqueles que, de alguma forma, permitiram que esta tese se concretizasse.

Primeiramente à minha orientadora, Dra. Dóris Veleda, do Departamento de Oceanografia da UFPE, que em meio a diversas turbulências nesse período de doutorado ela foi tanto orientadora como, por muitas vezes, uma amiga. Ela também me ofereceu todo o suporte necessário para a realização da tese, como esteve comigo em todos os passos na confecção dos scripts e análise dos resultados.

Ao meu co-orientador, Dr. Manuel Flores, do Departamento de Oceanografia da UFPE, pelo apoio e suporte ao longo do doutorado e pelas discussões principalmente no entendimento do ciclo de carbono.

À minha co-orientadora Nathalie Lefèvre, do LOCEAN/IPSL, *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Sorbonne Université*, que sempre esteve disponível para reuniões, mesmo estando locada na França e auxiliou na interpretação e discussão dos dados de fluxo de carbono.

Ao Dr. Thiago Luiz do Vale Silva, da APAC, que me auxiliou na parte da modelagem, desde a configuração do modelo, quanto na obtenção dos dados e que também atuou bastante como um amigo, quando nós tínhamos longas conversas sobre os dramas da vida no período da pandemia.

Gostaria de agradecer ao Dr. Pedro Tyaquiçã, que foi parceiro ao longo desse doutorado e que sempre que precisei de algum acesso ao laboratório ou resolver algum problema com os computadores, ele se fazia disponível e sempre solícito.

Ao MSc. Francis Lopes, pelas discussões que tivemos sobre a modelagem e interpretações. Inclusive nas trocas de informação no desenvolvimento dos scripts em python para a extração dos dados.

Aos meus amigos que me ofereceram tempo de qualidade para poder desopilar nos momentos de lazer. Principalmente nos períodos de pandemia onde as pessoas ficaram mais distantes e os grupos de conversa por aplicativo tornou-se a forma comum de conversas e boas risadas.

À minha mãe que me ofereceu toda uma estrutura, não só agora como em toda a minha vida, para que eu conseguisse obter uma educação de qualidade e que nada me faltasse para atingir os meus objetivos.

Aos meus primos, Matheus e Clara, que durante a pandemia foram as pessoas mais próximas para se ter conversas e risadas de forma presencial.

Aos professores do Departamento de Oceanografia da UFPE pelo conhecimento adquirido nas disciplinas cursadas. Agradeço também aos técnicos do departamento, principalmente ao André Cordeiro pelas conversas.

À coordenação do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia que sempre me ajudou nas soluções de dúvidas e problemas que se apresentaram ao longo do doutorado.

À CAPES pela bolsa de doutorado que me foi ofertado por 51 meses.

E ao Sport Club do Recife, que na conclusão desse doutorado, no ano de 2023, está tendo o melhor início de temporada dos últimos 15 anos. Quem me conhece, sabe que esse clube é o responsável, semanalmente, pelo meu bom ou mau humor.

“Eles não sabem o que é felicidade, porque felicidade é torcer pelo Sport.”
- Ariano Suassuna

RESUMO

O ciclo do carbono é imprescindível para a vida humana. Em equilíbrio, ele é responsável pela manutenção da vida no planeta, uma vez que o carbono é um elemento presente em todas as moléculas orgânicas e em diversas inorgânicas. Com o aumento da influência antrópica no ciclo, desde o início da Revolução Industrial, esse ciclo passou a sofrer alterações em suas concentrações nos principais reservatórios: atmosfera, hidrosfera e litosfera. O dióxido de carbono (CO₂) é um dos gases responsáveis pelo efeito estufa, ou seja, o aumento de sua concentração acaba afetando o clima. Com isso, os oceanos passaram a desempenhar um papel significativo no equilíbrio do carbono disponível na atmosfera na forma de CO₂.

A porção oeste do Oceano Atlântico Sul apresenta águas oligotróficas, com forte estratificação mantida por temperaturas superiores a 20°C, baixa concentração de nutrientes e produção primária reduzida. Nesse contexto, a Ilha de Fernando de Noronha atua de maneira significativa na região ao alterar os parâmetros físicos, oceânicos e atmosféricos. A influência da ilha nas porções oceânica e atmosférica foi analisada por meio da saída de um modelo acoplado oceano-atmosfera (COAWST). Os parâmetros de estudo foram delimitados a uma profundidade de 300 metros na porção oceânica e até 100 metros de altura na porção atmosférica, considerando o período de três cruzeiros oceanográficos realizados nos anos de 2010, 2012 e 2014. Os dados modelados foram validados com dados *in situ*, e o modelo apresentou boas correlações, com significância estatística de 95%.

Devido à presença da ilha, observa-se a formação de um *warm wake* na porção abrigada da ilha, bem como o enfraquecimento das correntes e dos ventos. Esse fenômeno gera uma massa d'água mais quente, com padrões distintos em relação às regiões próximas. Os fluxos de CO₂ foram estimados na interface oceano-atmosfera com base nos parâmetros físicos do modelo. Os resultados mostram que as alterações de temperatura e vento induzidas pela ilha causam padrões distintos nas trocas de fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera. A região mantém-se sempre como fonte de CO₂, porém, nas proximidades da ilha, essa fonte é reduzida.

Palavras-chave: Fluxo de CO₂; Interação Oceano-Atmosfera; Fernando de Noronha

ABSTRACT

The carbon cycle is essential for human life. When in balance, it is responsible for maintaining life on the planet, as carbon is an element present in all organic molecules and in many inorganic ones. With the increase in anthropogenic influence on the cycle since the beginning of the Industrial Revolution, this cycle has undergone changes in the concentrations within its main reservoirs: the atmosphere, hydrosphere, and lithosphere. Carbon dioxide (CO₂) is one of the greenhouse gases, meaning that an increase in its concentration ultimately affects the climate. As a result, the oceans have come to play a significant role in balancing the carbon available in the atmosphere in the form of CO₂.

The western portion of the South Atlantic Ocean features oligotrophic waters, with strong stratification maintained by temperatures above 20°C, low nutrient concentrations, and reduced primary production. In this context, Fernando de Noronha Island plays a significant role in the region by altering physical, oceanic, and atmospheric parameters. The influence of the island on the oceanic and atmospheric portions was analyzed using the output of a coupled ocean-atmosphere model (COAWST). The study parameters were limited to a depth of 300 meters in the oceanic portion and up to 100 meters in height in the atmospheric portion, considering the period of three oceanographic cruises conducted in 2010, 2012, and 2014. The modeled data were validated with in situ data, and the model showed good correlations, with a statistical significance of 95%.

Due to the presence of the island, the formation of a warm wake is observed in the sheltered portion of the island, as well as a weakening of currents and winds. This phenomenon generates a warmer water mass, with distinct patterns compared to nearby regions. CO₂ fluxes were estimated at the ocean-atmosphere interface based on the physical parameters of the model. The results show that the temperature and wind changes induced by the island cause distinct patterns in CO₂ flux exchanges at the ocean-atmosphere interface. The region remains a source of CO₂, but near the island, this source is reduced.

Keywords: CO₂ flux; air-sea interaction; Fernando de Noronha

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 O ciclo do carbono. Crédito: imagem modificada de <i>Carbon cycle-cute diagram</i> (2022).....	18
Figura 2 Concentração de CO ₂ antrópico no oceano (mol m ²) variando com a latitude. FONTE: SABINE et al., 2004.	20
Figura 3 Média anual do fluxo de CO ₂ do ano de 1995. FONTE: TAKAHASHI et al., (2002).....	22
Figura 4 Relação entre o pH da água e a proporção do íon de carbono encontrado na solução. Equações 1, 2 e 3.	23
Figura 5 (a) Ilha de Fernando de Noronha. (b) Posição geográfica da Ilha de Fernando de Noronha e contornos das amostras de CTD dos CF I, II e IV.	30
Figura 6 Mapa das principais correntes superficiais e seus ramos que formam o Giro subtropical do Atlântico Sul (FONTE: THEVENIN, M. 2022).....	31
Figura 7 O diagrama de Taylor entre as amostras de CTD e o resultado modelado para: (a) agosto de 2010, temperatura simulada e observada, (b) agosto de 2010, salinidade simulada e observada, (c) setembro de 2012, temperatura simulada e observada, (d) setembro de 2012, salinidade simulada e observada, (e) julho de 2014, temperatura simulada e observada, (f) julho de 2014, salinidade simulada e observada. Ambos, resultado do modelo e dados in situ foram comparados com o mesmo comprimento usando como critérios: profundidade, coordenada geográfica e tempo. Pontos do CF2010: A (-3.924, -32.483), B (-3.946, -32.499), C (-3.946, -32.499), D (-3.787, -32.365), E (-3.753, -32.332), F (-3.771, -32.379). Pontos do CF2012: A (-3.934, -32.488), B (-3.910, -32.456), C (-3.911, -32.464), (d) D (-3.761, -32.330), E (-3.764, -32.341), F (-3.772, -32.356). Pontos do CF2014: A (3.8908°S, 32.4952°W), B (3.8961°S, 32.5020°W), C (3.9016°S, 32.5098°W), D (3.8998°S, 32.5098°W), E (3.9066°S, 32.5270°W), F (3.8218°S, 32.3383°W).	38
Figura 8 Perfis verticais de temperatura e salinidade, correspondente ao modelo ROMS e medidas de CTD do CF2010. Os pontos são: (a) 02 de agosto de 2010 21h (-3.924, -32.483), (b) 03 de agosto de 2010 04:30h (-3.946, -32.499), (c) 03 de agosto de 2010 09:30h (-3.946, -32.499), (d) 01 de agosto de 2010 02:30h (-3.787, -32.365), (e) 01 de agosto de 2010 10:00h (-3.753, -32.332).....	40

Figura 9 Perfis verticais de temperatura e salinidade, correspondente ao modelo ROMS e medidas de CTD do CF2012. Os pontos são: (a) 24 de setembro de 2012 20h (-3.934, -32.488), (b) 25 de setembro de 2012 14:19h (-3.910, -32.456), (c) 25 de setembro de 2012 03:55h (-3.911, -32.464), (d) 27 de setembro de 2012 03h (-3.761, -32.330), (e) 27 de setembro de 2012 00:44h (-3.764, -32.341).	41
Figura 10 Perfis verticais de temperatura e salinidade, correspondente ao modelo ROMS e medidas de CTD do CF2014. Os pontos são: (a) 6 de julho de 2014 21h (3.8908°S, 32.4952°W), (b) 6 de julho e 2014 19:45h (3.8961°S, 32.5020°W), (c) 6 de julho de 2014 18:21h (3.9016°S, 32.5098°W), (d) 6 de julho de 2014 07:16h (3.8998°S, 32.5098°W), (e) 6 de julho de 2014 04:31h (3.9066°S, 32.5270°W).	42
Figura 11 Temperatura superficial da água do mar e corrente superficial para o CF2010: (a) 6AM 01 agosto 2010, (b) 6 PM 01 agosto 2010, (c) 6 AM 02 agosto 2010, (d) 6 PM 02 agosto 2010.	46
Figura 12 Temperatura superficial da água do mar e corrente superficial para o CF2012: (a) 6AM 24 setembro 2012, (b) 6 PM 24 setembro 2012, (c) 6 AM 25 setembro 2012, (d) 6 PM 25 setembro 2012.	47
Figura 13 Temperatura superficial da água do mar e corrente superficial para o CF2014: (a) 6AM 07 julho 2014, (b) 6 PM 07 julho 2014, (c) 6 AM 08 julho 2014, (d) 6 PM 08 julho 2014.	48
Figura 14 Secção das temperaturas do oceano e da atmosfera e a corrente no oceano e vento na atmosfera do WRF-ROMS para: (a) 01 agosto 2010 6 AM e (b) 6 PM, (c) 24 setembro 2012 6 AM, (d) 24 setembro 2012 6 PM, (e) 07 julho 2014 6 AM e (f) 6 PM.	50
Figura 15 Dados medidos no CFII e modelados. (a) fCO ₂ sw medido, (b) TSM medida (c) fCO ₂ sw modelada (d) TSM modelada, (e) diferença entre a fCO ₂ sw modelada e a observada e (f) diferença entre a TSM modelada e observada.	52
Figura 16 FCO ₂ ar-oceano: (a) 01 de agosto de 2010 às 06AM, (b) às 6 PM (c) 02 de agosto de 2010 às 06AM e (d) 06 PM.	53
Figura 17 FCO ₂ ar-oceano: (a) 06 de julho de 2012 às 06AM, (b) às 6 PM (c) 07 de julho de 2012 às 06AM e (d) 06 PM.	54
Figura 18 FCO ₂ ar-oceano: (a) 06 de julho de 2014 às 06AM, (b) às 6 PM (c) 07 de julho de 2014 às 06AM e (d) 06 PM.	55

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

COAWST	Modelo acoplado Oceânico, Atmosferico, Ondas e transporte de sedimento.
CSTMS	Sistema de modelagem de transporte sedimentar
CTD	Condutividade-Temperatura-Densidade
pCO ₂	Pressão parcial do Dióxido de Carbono
fCO ₂	Fugacidade do dióxido de carbono
FN	Ilha de Fernando de Noronha
GEE	Gases de Efeito Estufa
ICMBio	Instituto Chico Mendes de Conservação de Biodiversidade
MCT	Ferramentas de acoplamento do modelo
ROMS	Sistema de Modelo Oceânico Regional
Sc	Número de Schmidt
SEC	Corrente Sul Equatorial
cSEC	Ramo central da Corrente Sul Equatorial
SSS	Salinidade superficial do mar
SWAN	Modelo de Ondas
TSM	Temperatura superficial da água do mar
WRF	Modelo de previsão e pesquisa climática
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
EFEITO ESTUFA	16
CICLO DO CARBONO.....	17
IMPORTÂNCIA DOS OCEANOS.....	19
EFEITO ILHA	24
FLUXOS DE CO ₂ EM ILHAS OCEÂNICAS	26
2. OBJETIVOS	28
OBJETIVO PRINCIPAL.....	28
OBJETIVOS	28
4. METODOLOGIA	29
ÁREA DE ESTUDO.....	29
MODELO COAWST	34
CTD, SATELITE E MEDIDAS DE VENTO	36
FLUXOS DE CO ₂	36
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
VALIDAÇÃO DO MODELO	38
ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICOS	44
FLUXO DO AR-OCEANO DE CO ₂	51
6. CONCLUSÃO	58
REFERÊNCIAS	60
ANEXO	71

1. INTRODUÇÃO

EFEITO ESTUFA

O efeito estufa é um processo no qual os gases presentes na atmosfera terrestre aprisionam o calor fornecido pelos raios solares, elevando a temperatura natural da superfície da Terra (FARMER & COOK, 2013). Esse fenômeno é essencial para a manutenção da vida no planeta (OLIVEIRA et al., 2009). O dióxido de carbono (CO_2) é um dos gases de efeito estufa (GEE) mais abundantes e desempenha um papel crucial nesse processo. Seu equilíbrio é mantido principalmente por meio das trocas entre a atmosfera e o oceano (SARMIENTO & GRUBER, 2006; FEELY et al., 2016), sendo considerado o gás mais importante para o efeito estufa (HEINZE et al., 2015). O aumento da concentração desses gases tende a elevar a temperatura média do planeta, uma vez que dificulta a dissipação do calor recebido do Sol (FARMER & COOK, 2013).

Quando o ciclo do carbono está em equilíbrio, o nível de CO_2 na atmosfera é controlado principalmente pela fotossíntese. Nesse processo, o gás é absorvido pelos seres fotossintetizantes e armazenado na forma de carbonatos e matéria orgânica (LIBES, 2009). O ciclo rápido do carbono remove o CO_2 da atmosfera por meio da fotossíntese, mas devolve parte dele ao ambiente através da respiração dos organismos. Já no ciclo lento, o carbono retirado da atmosfera pode ficar armazenado em rochas e sedimentos por milhares de anos.

Medidas realizadas nos últimos 60 anos mostram que os níveis de CO_2 na atmosfera aumentaram de aproximadamente 320 ppm para cerca de 418 ppm (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>). Esse aumento na concentração dos gases de efeito estufa leva a um incremento da temperatura global, o que pode resultar em mudanças nos padrões climáticos (DAI et al., 2018). Cerca de um terço do carbono emitido pela ação antrópica é absorvido pelos oceanos (SABINE et al., 2004; FEELY et al., 2016). Da parte que não é absorvida pelos oceanos, metade permanece na atmosfera, onde o CO_2 contribui para o efeito estufa, causando alterações climáticas (SABINE et al., 2004; SABINE & FEELY, 2007). Entre as consequências do aumento da

temperatura média da Terra estão a desertificação, a redução da precipitação nas zonas subtropicais e o aumento da evaporação (DAI et al., 2018).

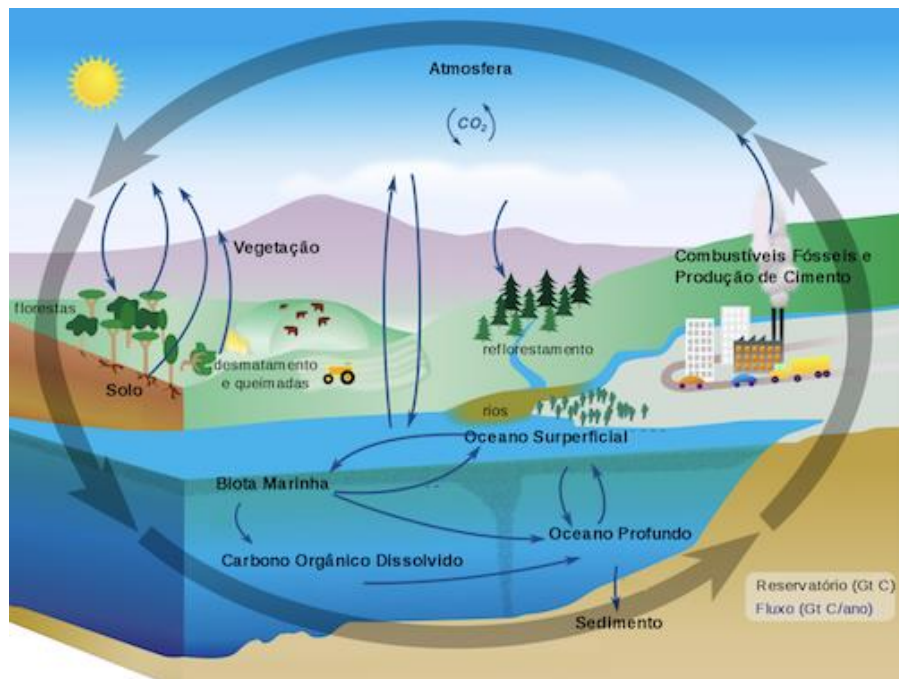
CHEN et al. (2016), ao analisar testemunhos de gelo retirados da Antártica, identificaram uma relação linear entre eventos de curta e longa duração nos padrões de circulação atmosférica, bem como possíveis mudanças na circulação termohalina (CLARK et al., 2002). Essas alterações estão diretamente associadas ao aumento do fluxo de CO₂ para a atmosfera (CLARK et al., 2002; CHEN et al., 2016).

CICLO DO CARBONO

O carbono (C) é um dos elementos mais abundantes na Terra, constituindo aproximadamente 0,032% do peso da crosta terrestre e 0,03% em volume da atmosfera (na forma de dióxido de carbono) (BOTKIN & KELLER, 2011). Esse elemento pode ser encontrado cristalizado em rochas como minerais, dissolvido na atmosfera e em corpos hídricos, ou na forma orgânica em organismos vivos e em decomposição (GARRISON, 2010). O carbono está presente em diversos reservatórios bióticos e abióticos, transitando entre eles em escalas temporais que variam de horas a milhões de anos. Esse processo é conhecido como Ciclo Biogeoquímico do Carbono (BERNER, 2003).

O ciclo biogeoquímico do carbono (Figura 1) é um processo natural que ocorre no planeta por meio de interações físicas, químicas e antrópicas, permitindo a transição do carbono entre diversos reservatórios, como a atmosfera, biosfera, hidrosfera e litosfera. O CO₂, um dos responsáveis pelo controle térmico do clima, é também um dos principais gases resultantes das ações antrópicas. O aumento das atividades humanas tende a desequilibrar o balanço do ciclo geoquímico, modificando as características ambientais do planeta (ARCHER, 2010; FARQUHAR et al., 2018).

Figura 1 O ciclo do carbono. Crédito: imagem modificada de *Carbon cycle-cute diagram* (2022).



O ciclo biogeoquímico do carbono é dividido em dois processos principais: o **ciclo lento**, que ocorre em escalas de 100 a 200 milhões de anos e está relacionado a processos geológicos, como a liberação e o aprisionamento do carbono por meio de erosão e litificação; e o **ciclo rápido**, que ocorre em escalas de tempo associadas ao ciclo de vida dos organismos e envolve processos físicos, químicos e biológicos (EMERSON & HEDGES, 2008).

No ciclo lento, o CO_2 presente na atmosfera, ao se dissolver na água, forma ácido carbônico, que reage com elementos como o cálcio presentes na água do mar, formando carbonatos. Esses carbonatos se acumulam ao longo de milhares de anos, dando origem a rochas sedimentares (GARRISON, 2010). As rochas carbonáticas podem aflorar à superfície, seja em ambientes aquáticos ou terrestres, dependendo da oscilação do nível do mar, e sofrer intemperismo, liberando carbono de volta para a atmosfera (ARCHER, 2010). Além disso, por meio do intemperismo, os carbonatos retornam aos processos biogeoquímicos no meio oceânico (LIBES, 2009). Quando as rochas carbonáticas não sofrem intemperismo, podem ser submetidas à subducção, sendo absorvidas pelo manto terrestre e, posteriormente, liberadas na atmosfera ou no oceano por meio de atividades vulcânicas (WALTER et al., 2011; CORREIA, 2013; LI, 2022).

No ciclo rápido, os processos incluem fotossíntese, respiração, trocas entre a atmosfera e o oceano, e a acumulação de nutrientes no solo (BERNER, 2003). A fotossíntese e a respiração são processos fundamentais nesse ciclo. Durante a fotossíntese, plantas, algas e microalgas absorvem energia solar e CO_2 da atmosfera, liberando oxigênio (ou dissolvendo-o na água) e armazenando energia, que é redistribuída pela teia trófica. Algumas espécies de fitoplâncton também utilizam o carbono do CO_2 para a calcificação de suas carapaças, mantendo-o aprisionado por longos períodos (KVALE et al., 2019). Já na respiração, ocorre o processo inverso: o oxigênio disponível na atmosfera (ou dissolvido na água) é absorvido pelos organismos, e o CO_2 é liberado de volta ao ambiente. Outra forma de liberar CO_2 para a atmosfera é por meio da decomposição orgânica, seja de plantas ou animais (CORREIA, 2013; LIBES, 2009).

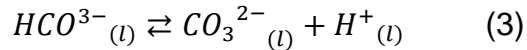
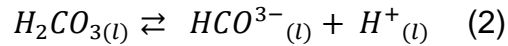
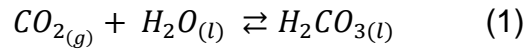
As emissões antropogênicas atuais de CO_2 são principalmente resultantes do consumo de energia proveniente de combustíveis fósseis, bem como do acúmulo de carbono. As principais fontes de energia utilizadas atualmente são baseadas em matrizes de carbono derivadas de combustíveis fósseis, cuja exploração e queima liberam rapidamente grandes quantidades de carbono na atmosfera (FARQUHAR et al., 2018). Essa ação humana acelera a transferência de carbono entre os reservatórios, gerando um desequilíbrio nas quantidades disponíveis. Esse desequilíbrio provoca mudanças climáticas e afeta os seres vivos, especialmente os organismos aquáticos, devido ao papel crucial dos oceanos no ciclo biogeoquímico do carbono (HENEHAN et al., 2017; MASS et al., 2018; ONO et al., 2019; KAWAHATA et al., 2019).

IMPORTÂNCIA DOS OCEANOS

Cerca de 93% de todo o CO_2 existente no planeta encontra-se nos oceanos (SABINE & FEELY, 2007). Os oceanos desempenham um papel único no controle das concentrações atmosféricas de CO_2 , devido aos processos que ocorrem na interface oceano-atmosfera.

No oceano, a maior concentração de carbono está na forma inorgânica (98%), com predominância de bicarbonato (87%) e localizada em águas profundas. Os 2% restantes, na forma orgânica, encontram-se dissolvidos (LIBES, 2009). O carbono, ao ser dissolvido, pode ser encontrado em diferentes

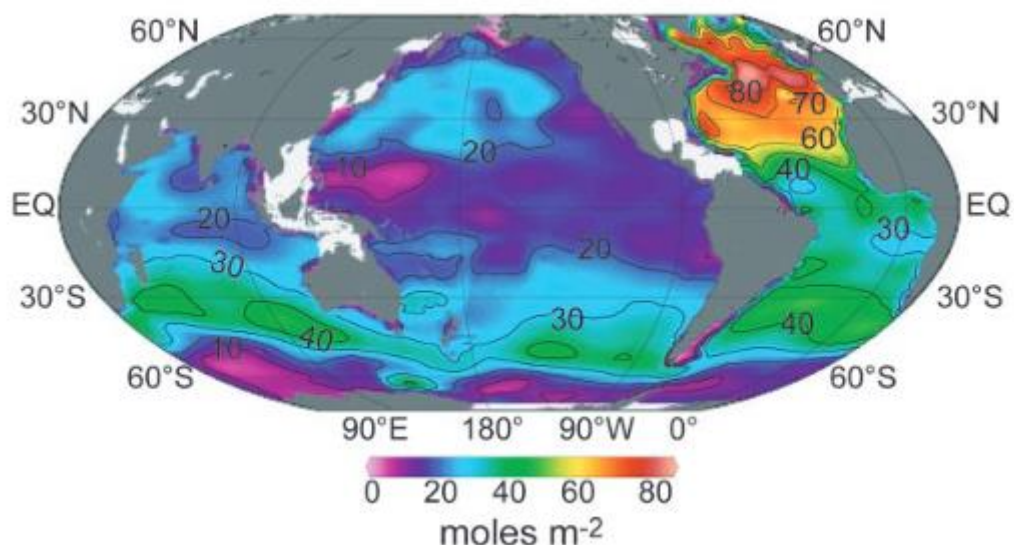
formas, conforme descrito nas equações 1, 2 e 3. A concentração dominante na água determina o pH do meio (ZEEBE & WOLF-GLADROW, 2001):



De acordo com Libes (2009), a função do oceano mudou após a Revolução Industrial. No passado geológico, o oceano era uma fonte de CO_2 para a atmosfera, devido ao equilíbrio dos ciclos biogeoquímicos, com uma quantidade maior de CO_2 disponível no oceano do que na atmosfera. Atualmente, com o aumento das emissões antrópicas e o excesso de CO_2 na atmosfera, o oceano passou a atuar como um sumidouro.

A solubilidade do CO_2 é influenciada pela temperatura e pela salinidade. Águas mais frias e menos salinas têm maior capacidade de dissolver CO_2 do que águas mais quentes e salinas (ZEEBE & WOLF-GLADROW, 2001). Por isso, o CO_2 é absorvido em maiores quantidades nas regiões de altas latitudes (Figura 2), fenômeno conhecido como bomba física ou bomba termodinâmica (ROY-BARMAN & JEANDEL, 2016). Esse processo transfere o CO_2 da atmosfera para as águas profundas, onde é armazenado por longos períodos.

Figura 2 Concentração de CO_2 antrópico no oceano (mol m^{-2}) variando com a latitude. FONTE: SABINE et al., 2004.



Outra forma pela qual o oceano remove CO₂ da atmosfera é por meio da bomba biológica, principalmente pela ação das microalgas (LIBES, 2009). Parte do carbono assimilado é remineralizada e retorna à atmosfera, enquanto outra parte precipita e é depositada no leito oceânico. Segundo Garrison (2010), o CO₂ precipitado pode permanecer fora do ciclo do carbono por milhares de anos.

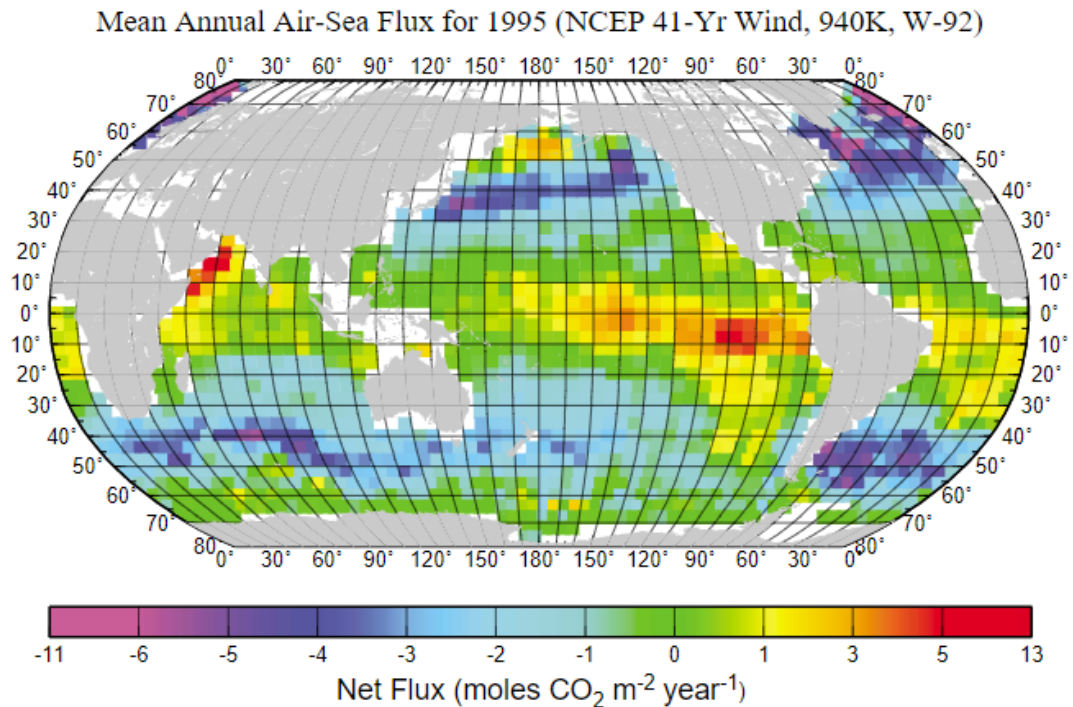
O processo de fotossíntese é o mais ativo na remoção de CO₂, ocorrendo principalmente nas zonas costeiras das bacias hidrográficas. Essas regiões representam cerca de 15% da produção primária global e são responsáveis por remover pouco mais de 40% do CO₂ atmosférico (MULLER-KARGER et al., 2005). O cisalhamento do vento na superfície oceânica gera turbulência na interface oceano-atmosfera, facilitando a troca de CO₂ (SKIELKA et al., 2010).

A solubilidade de um gás depende de sua pressão parcial nos fluidos envolvidos. No caso do CO₂, a variação depende da pressão parcial do CO₂ na água do mar (pCO_{2sw}) e da pressão parcial do CO₂ no ar (pCO_{2atm}). A diferença entre essas pressões indica a direção do fluxo de CO₂, conforme descrito na equação 4 (FARIAS, 2014):

$$\Delta pCO_2 = pCO_{2sw} - pCO_{2atm} \quad (4)$$

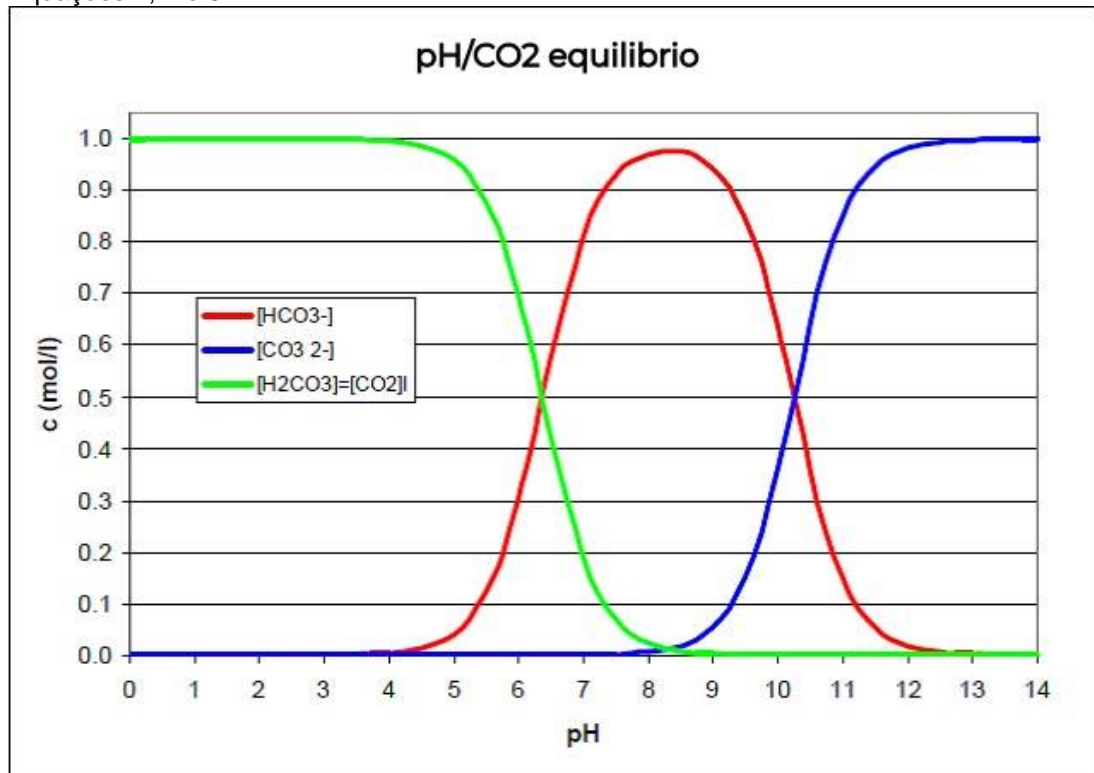
Se a variação for positiva, o fluxo de CO₂ ocorre do oceano para a atmosfera; se for negativa, o fluxo ocorre no sentido contrário (ITO et al., 2016). Para calcular a variação da pressão parcial, é necessário corrigir a pCO_2 e transformá-la em fugacidade do CO₂ (fCO_2) (TAKAHASHI et al., 2009; LENCINA-ÁVILA et al., 2016). Aplicando essas equações aos oceanos, observa-se um padrão global de fluxos de CO₂, com as regiões equatoriais atuando como fontes de CO₂ para a atmosfera e as regiões temperadas como sumidouros (Figura 3) (TAKAHASHI et al., 2002).

Figura 3 Média anual do fluxo de CO₂ do ano de 1995. FONTE: TAKAHASHI et al., (2002)



O aumento da concentração de CO₂ nos oceanos está diretamente relacionado à variação do pH da água do mar (Figura 4). Dependendo do pH, as concentrações dos íons disponíveis no oceano mudam. Com o aumento da solubilidade do CO₂, observa-se o fenômeno de acidificação dos oceanos (TURLEY & FINDLAY, 2016). Nas Ilhas Canárias, por exemplo, o aumento do vento está diretamente relacionado ao aumento da ressurgência e à acidificação da região, devido à ascensão de águas ricas em CO₂ para as camadas superficiais (LACKARZ, 2014). Esse efeito já é perceptível no branqueamento de corais (KAWAHATA et al., 2019), causado por estresses físicos decorrentes de mudanças de temperatura, às quais os corais são altamente sensíveis.

Figura 4 Relação entre o pH da água e a proporção do íon de carbono encontrado na solução. Equações 1, 2 e 3.



Ono et al. (2019) observaram que a acidificação tem se intensificado nos últimos anos, afetando principalmente a biota marinha e sua capacidade de adaptação. Estudos têm sido realizados para entender como os organismos marinhos se adaptam a essas mudanças, que já são observadas globalmente (KRUMHARDT et al., 2019; ONO et al., 2019; SHI et al., 2020).

Jakubowska & Normant-Saremba (2016) estudaram as respostas metabólicas do anfípode *Gammarus* no Mar Báltico, concluindo que esses organismos são pré-adaptados à acidificação, sem custos fisiológicos adicionais.

Henehan et al. (2017) realizaram modelagens com foraminíferos, observando que o impacto da acidificação está relacionado ao tamanho do organismo, com espécies maiores sendo as primeiras a serem afetadas pela diminuição do pH.

Courtney et al. (2017) investigaram o impacto da acidificação e do aumento da temperatura na calcificação de corais, utilizando modelos acoplados. Eles observaram que, sob condições previstas de aquecimento e acidificação, espécies como *P. astreoides* e *D. labyrinthiformis* aumentaram sua abundância, alterando a competitividade entre as espécies.

Feng et al. (2017) estudaram cocolitoforídeos da espécie *Emiliana huxleyi*, observando quedas significativas nas taxas de crescimento, fotossíntese e calcificação em condições de acidificação.

Maas et al. (2018) investigaram o impacto do aumento de CO₂ nas carapaças de *Thecosomatous pteropods*, organismos cujas carapaças de aragonita são sensíveis a variações de pH, tornando-os excelentes bioindicadores da acidificação oceânica.

Krumhardt et al. (2019) modelaram os impactos da acidificação no crescimento de cocolitoforídeos, concluindo que, embora essas espécies se tornem mais abundantes em pH mais baixo, sua calcificação é reduzida.

Shi et al. (2020) estudaram o pepino-do-mar no Mar do Japão, observando que a acidificação pode reduzir sua capacidade de biomineralização, afetar seu metabolismo anaeróbico e comprometer sua imunidade.

Dong et al. (2017) observaram na Ilha de Hainan, na China, que a interação entre a pluma do rio e a ressurgência costeira contribui para a acidificação da região.

EFEITO ILHA

A presença de uma ilha oceânica gera efeitos nos padrões de transporte de energia, nutrientes e na produção primária, fenômeno conhecido como “efeito ilha” (DOTY & OGURI, 1956). Esses efeitos incluem a formação de pequenos vórtices com aprisionamento de massas d’água com características distintas, o enfraquecimento dos ventos e a maior abundância de espécies. Doty & Oguri (1956) foram os primeiros a analisar os efeitos da ilha no aumento da produção primária na ilha de Oahu, no Haváí.

Aristegui et al. (1997) e, posteriormente, Sangra et al. (2007) estudaram a formação de redemoinhos devido à presença da Ilha de Gran Canaria, na Espanha. A presença da ilha, além de enriquecer a região com nutrientes provenientes de águas mais frias, gera uma anomalia na Temperatura Superficial do Mar (TSM) associada a redemoinhos. Esses redemoinhos foram identificados como regiões de alta produtividade, com grande concentração de clorofila e nutrientes.

Travassos et al. (1999) investigaram as mudanças nos padrões termohalinos próximos a montes submarinos na costa do Nordeste brasileiro. No Arquipélago de São Pedro e São Paulo, não foram observadas variações significativas devido à presença orográfica da ilha, ao contrário do que ocorreu em Fernando de Noronha, onde o efeito foi claramente identificado (TRAVASSOS et al., 1999).

Caldeira et al. (2002) estudaram a relação entre a TSM e a presença da Ilha da Madeira. Utilizando sensoriamento remoto, eles identificaram que a presença da ilha propiciava um aumento da TSM na porção protegida, efeito que definiram como “*warm wake*” (CALDEIRA et al., 2002).

Posteriormente, Caldeira et al. (2005) observaram o mesmo efeito na Ilha de Santa Catalina. Eles investigaram a influência do enfraquecimento dos ventos na formação do “*warm wake*” e seu impacto na geração de redemoinhos com até 30 km de diâmetro, fenômeno também estudado por Sangra et al. (2007).

Bakker et al. (2007) investigaram o efeito ilha no sequestro de CO₂ atmosférico. Como o efeito ilha promove um aumento na produção primária, eles estudaram no Arquipélago de Crozet se haveria um maior sequestro de CO₂ devido ao aumento da fotossíntese na região. Os autores observaram que, entre os meses de novembro e janeiro, ocorriam “*blooms*” de fitoplâncton, resultando em um aumento significativo no sequestro de CO₂ atmosférico.

Cherubin & Garavelli (2016) estudaram os processos de circulação nas ilhas do Mar do Caribe. Eles identificaram mudanças nos padrões de circulação nas Ilhas Virgens e em St. Croix, com variações sazonais que criam padrões distintos no transporte de massas d’água e na distribuição de espécies em estágios iniciais de formação.

Azevedo et al. (2020) analisaram a formação dos “*warm wake*” na Ilha da Madeira. Devido à orografia da ilha, a porção protegida apresenta enfraquecimento dos ventos, menor formação de nuvens e maior incidência de radiação solar. Esses fatores contribuem para o aquecimento da água superficial, promovendo sua expansão e uma maior estratificação da coluna d’água. Os autores observaram variações sazonais e diárias, com a radiação solar sendo o principal fator influenciador. Durante o período noturno, a TSM

diminuía, mas mantinha-se mais elevada do que nas áreas circunvizinhas, conforme observado anteriormente por Pullen et al. (2017).

FLUXOS DE CO₂ EM ILHAS OCEÂNICAS

De acordo com Ceppi et al. (2018), o aumento do fluxo de CO₂ na atmosfera resulta em um incremento da temperatura, com dois padrões temporais distintos de circulação oceânica. Dependendo da escala temporal observada, o aumento das emissões de CO₂ impactará a circulação atmosférica (GRISE & POLVANI, 2014; CHEMKE & POLVANI, 2018) e a precipitação, principalmente em sua magnitude. Essas variações atmosféricas intensificam a ação dos ventos, ocasionando mudanças na região oceânica e contribuindo para o aumento da acidificação dos oceanos (LACKARZ, 2014).

Ianson & Allen (2002) utilizaram um modelo de fluxo de carbono e nitrogênio na costa da Ilha de Vancouver, no Canadá. Eles observaram o balanço do fluxo de CO₂ ao longo das estações do ano e identificaram que os processos dinâmicos físicos no inverno disponibilizam o carbono inorgânico dissolvido, que se acumula nas camadas mais profundas durante o verão. Além disso, a circulação advectiva transporta grandes quantidades de águas oceânicas intermediárias, ricas em carbono inorgânico dissolvido, para a superfície.

Gonzalez-Davila et al. (2003) estudaram a variabilidade sazonal e interanual do fluxo de CO₂ nas Ilhas Canárias. Eles observaram variações nos fluxos ao longo das estações do ano e, ao analisar os dados sem a sazonalidade, constataram um aumento do fluxo de CO₂ do oceano para a atmosfera durante o período estudado.

Ucha et al. (2010) analisaram a fração molar atmosférica e oceânica, a pressão da coluna de água, a alcalinidade total, os nutrientes e o oxigênio nas Ilhas Canárias. Os autores observaram que a formação de redemoinhos propiciava a região a atuar como um sumidouro de CO₂, devido às células de ressurgência decorrentes dos redemoinhos.

Jones et al. (2015) investigaram os fluxos de CO₂ no Mar da Escócia. Por possuir águas mais frias e ricas em CO₂, a região apresenta um comportamento sazonal: durante a primavera e o verão, o aumento da biomassa

planctônica resulta em um fluxo de CO₂ da atmosfera para o oceano. Já no outono e inverno, com a diminuição da produção primária, o gradiente se inverte, e a região passa a atuar como fonte de CO₂ para a atmosfera.

Song et al. (2016) compararam dados obtidos *in situ* com resultados de um modelo numérico de redemoinhos, mostrando que o modelo conseguiu reproduzir resultados semelhantes aos observados. Os autores identificaram uma relação sazonal entre as anomalias da temperatura da superfície do mar e a pressão parcial de CO₂, com correlação negativa no verão e positiva no inverno.

Ncipha & Sivakumar (2018) utilizaram dados de satélite para analisar a distribuição de CO₂ no sudeste do Oceano Índico. Eles observaram um aumento nas concentrações de CO₂ do verão para a primavera na região sudeste de Madagascar.

Yu et al. (2019) utilizaram dados de modelo para estudar a distribuição espacial do fluxo de CO₂ ao longo do ano no Mar de Bohai, na China. Eles identificaram que, em média anual, o Mar de Bohai atua como uma fonte de CO₂ para a atmosfera.

Wirasatriya et al. (2020) empregaram dados de satélite para estimar o fluxo de CO₂ no Mar de Java, no sul do Oceano Pacífico. Os autores concluíram que a velocidade do vento e a salinidade da superfície do mar são determinantes para a variabilidade do fluxo de CO₂. Além disso, condições de El Niño tendem a amplificar a liberação de CO₂ para a atmosfera, devido a mudanças na velocidade de transferência, pressão parcial e solubilidade do CO₂.

2. OBJETIVOS

OBJETIVO PRINCIPAL

Quantificar e analisar a resposta do fluxo de CO₂ aos processos de interação oceano-atmosfera no Arquipélago de Fernando de Noronha.

OBJETIVOS

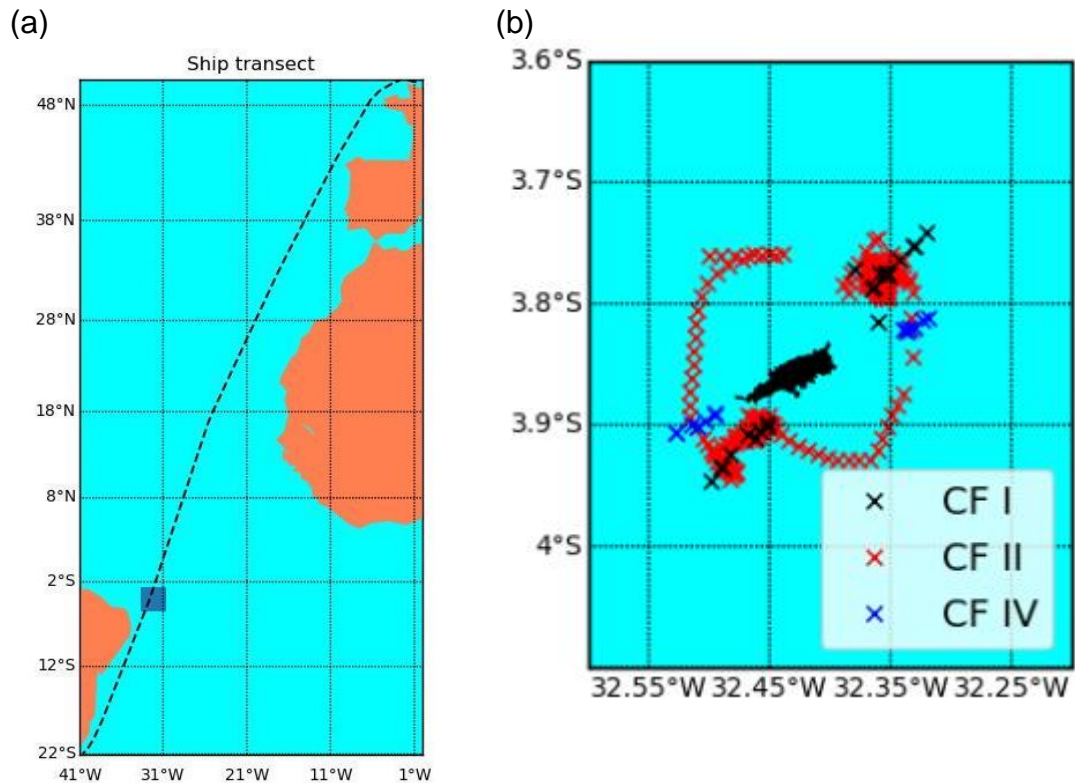
- Simular, validar e analisar as saídas do modelo acoplado COAWST para obter as variáveis físicas oceânicas e atmosféricas;
- Analisar a influência da presença da ilha na região oceânica e atmosférica;
- Estimar e analisar a variabilidade do fluxo de CO₂;
- Relacionar os fluxos de CO₂ com os parâmetros meteo-oceanográficos na área de abrangência do arquipélago.

4. Metodologia

ÁREA DE ESTUDO

O Arquipélago de Fernando de Noronha (FN) ($03^{\circ}45'-03^{\circ}57'S$, $32^{\circ}19'-32^{\circ}41'W$) (Figura 5a) está localizado a 345 km da costa brasileira e é composto por 21 ilhas, ilhotas e rochas, cobrindo uma área de 18,4 km². A ilha principal, Fernando de Noronha, representa cerca de 91% da área total do arquipélago. A dinâmica dos ventos na região está relacionada à migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT, localizada na zona de máxima temperatura superficial do mar (TSM) na região equatorial, migra para o sul durante o inverno boreal, quando a ilha é influenciada diretamente pelos ventos de nordeste. No verão e outono boreais, a ZCIT se desloca para o norte, e os ventos de sudeste predominam. A região de FN é caracterizada por uma estação chuvosa, entre março e julho, e uma estação seca, entre agosto e janeiro (MOHR et al., 2009). O regime de marés é semidiurno, com amplitudes entre 2 e 3,2 m (MOHR et al., 2009). O arquipélago é diretamente influenciado pelo ramo central da Corrente Sul Equatorial (cCSE), com salinidade média de 36 e temperaturas entre 24 e 26 °C (COSTA DA SILVA et al., 2021).

Figura 5 (a) Ilha de Fernando de Noronha. (b) Posição geográfica da Ilha de Fernando de Noronha e contornos das amostras de CTD dos CF I, II e IV.



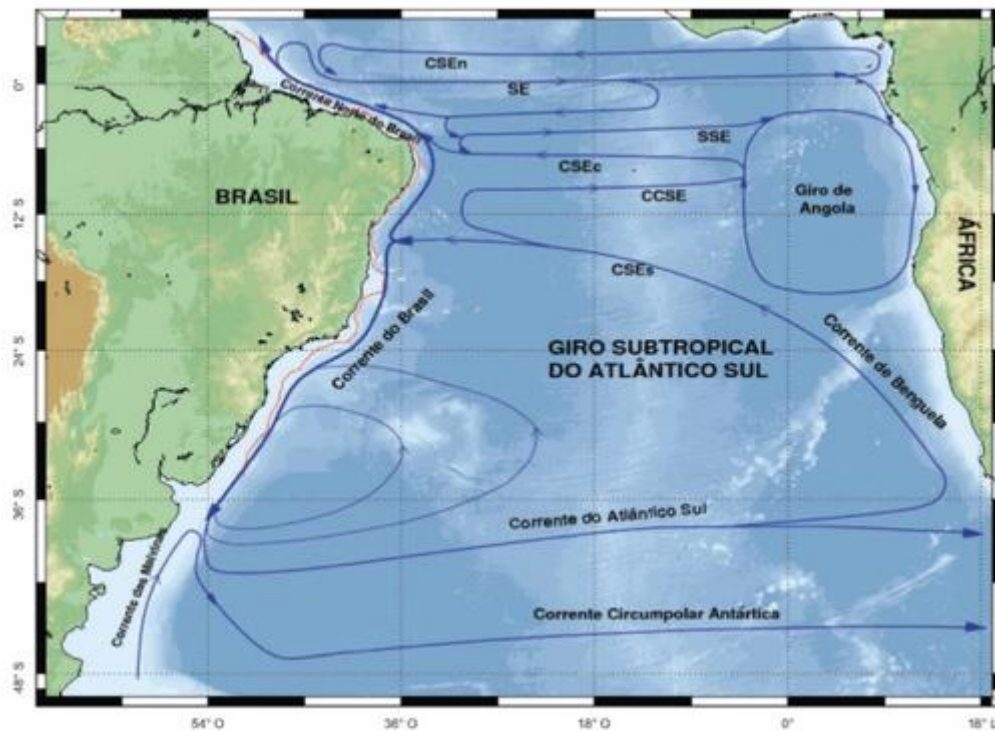
A região do arquipélago de Fernando de Noronha está sob a influência da cCSE (LEFEVRE et al., 2010). O arquipélago é formado por uma cadeia de montanhas submarinas de origem vulcânica (BUIKIN et. al., 2022). A região possui importância econômica, com o turismo como principal atividade, e ambiental, por abrigar uma grande diversidade marinha, sendo a maior parte da ilha protegida por leis federais (SOARES, 2018). É o maior arquipélago do Brasil e inclui um Parque Nacional Marinho e uma Área Estadual de Proteção Ambiental, sob a jurisdição do ICMBio – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. A ilha possui uma rica biodiversidade, destacando-se por estar localizada na borda oeste do Atlântico, uma região de baixa produtividade. A presença do arquipélago promove um aumento significativo na produção primária (CHAVES, 2006).

A Corrente Sul Equatorial (CSE) transporta águas provenientes do giro do Atlântico Sul para a porção oeste do Atlântico (VELEDA, 2008). Ao se aproximar do continente, a CSE bifurca-se, formando duas correntes de contorno

oeste: a Corrente do Brasil, que flui para o sul, e a Sub-corrente do Norte do Brasil, que flui para o norte (Figura 6).

As propriedades físicas da água do Atlântico tropical variam tanto horizontalmente quanto verticalmente, influenciando a química do carbono (KITIDIS et al., 2017). A solubilidade do gás é afetada pela temperatura e salinidade, e essa variação é mais acentuada na borda oeste do Atlântico equatorial. Na borda oeste, as correntes superficiais de leste acumulam água quente, resultando em uma termoclina mais profunda em comparação com a borda leste. Essa região é mais pobre em nutrientes e, portanto, apresenta baixa produção primária.

Figura 6 Mapa das principais correntes superficiais e seus ramos que formam o Giro subtropical do Atlântico Sul (FONTE: THEVENIN, M. 2022)



As características da massa d'água superficial incluem águas quentes, com menor capacidade de armazenar gases dissolvidos, incluindo o CO_2 (CHIDICHIMO et al., 2023), o que é consistente com o esperado para a região. No entanto, a presença de ilhas oceânicas altera as características locais, promovendo alta produtividade induzida pela batimetria (TCHAMABI et al., 2017). Correntes frias e profundas, ao encontrarem essas ilhas, geram turbulência, favorecendo a ascensão de águas frias ricas em nutrientes e gases

dissolvidos para as camadas superficiais. Por isso, as ilhas são frequentemente chamadas de “oásis em um oceano deserto” (HAZIN, 1993).

Assunção et al. (2016) estudaram a variabilidade espaço-temporal das propriedades termohalinas na região costeira do arquipélago de Fernando de Noronha entre 2013 e 2014, em profundidades de até aproximadamente 20 metros. Eles identificaram a influência da precipitação na redução da salinidade, mas não observaram uma correlação clara entre nutrientes, temperatura e propriedades termohalinas. Tchamabi et al. (2017) investigaram a presença de uma ressurgência subsuperficial e o aumento da produtividade primária induzida pela orografia da ilha de Fernando de Noronha. Essa ressurgência foi observada entre 30 e 40 metros de profundidade. Costa da Silva et al. (2021), ao analisar os padrões de circulação superficial e vertical no entorno do arquipélago na primavera de 2015 e outono de 2017, identificaram o efeito de “warm wake” ao redor da ilha. Eles argumentaram que esse efeito varia sazonalmente, influenciado pelos ramos da CSE, e observaram enriquecimento subsuperficial e aumento da produção primária na região.

Ferreira et al. (2013) estudaram anomalias na TSM em 2010, utilizando dados de satélite e da boia do projeto PIRATA, e correlacionaram essas anomalias com o branqueamento de corais em Fernando de Noronha. Eles observaram uma correlação positiva entre o aumento da TSM e a porcentagem de branqueamento de corais.

Tosetto et al. (2022) investigaram a relação entre as correntes no arquipélago de Fernando de Noronha e os cnidários planctônicos. Eles identificaram padrões temporais contrastantes na comunidade de cnidários, associados a processos físicos e ecológicos resultantes das mudanças nos padrões de circulação horizontal e vertical. Durante a estação seca, as espécies de cnidários observadas na ilha também dominavam no continente brasileiro.

Mello et al. (2023) monitoraram recifes de corais e animais bentônicos no Parque Nacional Marinho de Fernando de Noronha por dois anos, correlacionando os impactos do soterramento por areia, anomalias de temperatura e o impacto do turismo. Eles identificaram variações espaciais e temporais ao redor da ilha, tanto nos fatores responsáveis pelos impactos quanto nas respostas das espécies.

Salvetat et al. (2022) utilizaram uma combinação de dados acústicos e observação por vídeo para estudar a distribuição de peixes ao redor do arquipélago de Fernando de Noronha. Eles identificaram que a topografia é o fator mais importante para a distribuição dos peixes, além de confirmarem o efeito ilha, com aumento da produtividade primária e sua relação com o comportamento dos peixes.

Em relação ao carbono, Silva et al. (2019) estudaram a variabilidade vertical da concentração de carbono ao redor do arquipélago de Fernando de Noronha, utilizando dados coletados por transectos. Eles observaram que a concentração de carbono varia com a temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido, mas não encontraram diferenças significativas ao redor da ilha como resultado do efeito ilha.

Estudos de interação oceano-atmosfera exigem o uso de navios e equipamentos oceanográficos para coleta de dados (FARIAS, 2014). Embora seja ideal realizar estudos com dados 100% coletados, isso é impraticável em escalas oceânicas (WOOLF et al., 2019). Portanto, combina-se dados remotos, modelagem e dados *in situ* para validação, com ferramentas específicas para análises globais (HOLDING et al., 2019).

Para estimar e analisar os fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera, é essencial utilizar múltiplas fontes de dados, especialmente em grandes regiões. A modelagem do fluxo de CO₂ é crucial para monitorar o ciclo global do carbono e avaliar as mudanças climáticas (YU et al., 2019).

O fluxo de CO₂ (FCO₂) na interface oceano-atmosfera, em muitos sistemas costeiros, é frequentemente baseado em medições instantâneas, o que dificulta o monitoramento das variações espaciais e temporais. Para prever mudanças futuras, é necessário compreender melhor a variabilidade espaço-temporal do FCO₂ (ZHAI et al., 2013).

Estudos em outras regiões mostraram que o FCO₂ varia ao longo do ano (BURGERS et al., 2017; BATES et al., 2011; DRUPP et al., 2011; DUMOUSSEAUD et al., 2010) e que recifes de coral podem atuar como fontes de CO₂ para a atmosfera (YAN et al., 2011; WARE et al., 1992).

A quantificação de FCO₂ de longo prazo tem sido desafiadora devido à falta de medições contínuas (SCHUSTER et al., 2009; FRANSSON et al., 2008; PADIN et al., 2010; DUMOUSSEAUD et al., 2010; DAI et al., 2009). Portanto,

são necessários esforços contínuos de monitoramento espacial para avaliar a variabilidade do FCO_2 com confiabilidade. Em áreas de oceano aberto, as observações espaço-temporais são limitadas, e os modelos surgem como uma alternativa para fornecer estimativas espaciais da variabilidade dos fluxos ao redor de ilhas e regiões oceânicas, o que pode ser alcançado com modelos acoplados oceano-atmosfera (ARÍSTEGUI et al., 1997).

Este estudo tem como objetivo quantificar os fluxos de CO_2 no entorno da Ilha de Fernando de Noronha, utilizando um modelo acoplado oceano-atmosfera de alta resolução, variáveis físicas *in situ* e a fugacidade de CO_2 da água do mar.

Com base na literatura, espera-se que a ilha de Fernando de Noronha influencie os parâmetros físicos de temperatura, salinidade e vento, impactando a variabilidade espaço-temporal dos fluxos de CO_2 ao redor da ilha.

MODELO COAWST

Simulações numéricas foram realizadas utilizando o modelo acoplado oceano-atmosfera-onda-transporte de sedimentos (COAWST), descrito em detalhes por Warner et al. (2010). O COAWST integra o Sistema de Modelo Oceânico Regional (ROMS), um sistema de simulação numérica tridimensional, o modelo de Previsão e Pesquisa Climática (WRF) para a atmosfera, o modelo de ondas (SWAN) e o sistema de modelagem de transporte de sedimentos (CSTMS).

O ROMS é um modelo numérico tridimensional de superfície livre que resolve as equações de Navier-Stokes sob a aproximação hidrostática (SHCHEPETKIN & MCWILLIAMS, 2005). Ele foi especialmente projetado para simulações regionais de sistemas oceânicos, com aplicações em diversas áreas (WARNER et al., 2005; WILKIN et al., 2005).

O componente atmosférico do COAWST é o modelo WRF, que é compressível e não hidrostático (SKAMAROCK et al., 2008). O WRF possui diferentes configurações para representar a física da camada limite atmosférica e processos de parametrização em escalas subclasse.

As ferramentas de acoplamento de modelos (MCT) são utilizadas para integrar os diferentes componentes do sistema COAWST (LARSON, JACOB &

ONG, 2005). O MCT emprega uma abordagem de acoplamento paralelo para facilitar a transferência e transformação de parâmetros entre os componentes do modelo. Ele permite a troca de informações entre os modelos, como a temperatura superficial do mar (TSM) fornecida pelo ROMS ao WRF, enquanto o WRF envia ao ROMS os componentes zonais e meridionais do vento a 10 metros de altura, pressão atmosférica, umidade relativa, cobertura de nuvens, precipitação e radiação de ondas curtas e longas. Mais detalhes podem ser encontrados em Warner et al. (2010).

Tabela 1 Parâmetros do padrão de dados de entrada do ROMS

Tipo de grade	Arakawa C-grid
Timestep de integração	10
Número de timestep barotrópico	40
Coefficiente da expansão termal	1.7×10^{-4}
Coefficiente linear do arrasto da base	3×10^{-4} m/s
Densidade media da aproximação Boussinesq	1025 kg/m^3
Camada de contorno lateral	Superfície livre: Chapman_implicit (free-surface) Correntes baroclinicas: Flather (2D momentum) Correntes barotropicas: Radiation + Nudging Traços: Radiation + Nudging
Parametro de controle de superfície da S-coordenada	0.1
Parametro de controle de fundo da S-coordenada	7
Parametro vertical da S-coordenada	70
Profundidade minima em Metros	5
Quantidade de níveis verticais	30
Equação de transformação vertical	$S(x, y, \sigma)$ $= \begin{cases} 0, \text{ se } \sigma = 0, & C(\sigma) = 0, \text{ na superfície livre} \\ -1, \text{ se } \sigma = -1, & C(\sigma) = -1, \text{ no fundo do oceano} \end{cases}$
Função dos níveis verticais	$C(\sigma) = \mu C_{sur}(\sigma) + (1 - \mu) C_{bot}(\sigma),$ $C_{sur}(\sigma) = \frac{1 - \cosh(\theta_s \sigma)}{\cosh(\theta_s) - 1}, \text{ para } \theta_s > 0,$ $C_{bot}(\sigma) = \frac{\sinh[\theta_B(\sigma + 1)]}{\sinh(\theta_B)} - 1, \text{ para } \theta_B > 0,$ $\mu = (\sigma + 1)^\alpha \left[1 + \frac{\alpha}{\beta} (1 - (\sigma + 1)^\beta) \right]$

CTD, SATELITE E MEDIDAS DE VENTO

A temperatura e a salinidade dos perfis de Condutividade-Temperatura-Profundidade (CTD) obtidos durante os cruzeiros oceanográficos Camadas Finas (CF) I em agosto de 2010 (CF2010), CF II em setembro de 2012 (CF2012) e CF IV em julho de 2014 (CF2014) foram comparados com os resultados do modelo oceânico. Os perfis modelados foram validados da superfície até 300 metros de profundidade, utilizando os dados medidos pelo CTD nas campanhas dos Camadas Finas I, II e IV.

Os perfis das variáveis modeladas foram organizados de forma simultânea, com cada ponto correspondendo à respectiva profundidade dos dados do CTD. A correlação e o desvio padrão entre a temperatura e a salinidade simuladas e observadas foram analisados para cada perfil utilizando o diagrama de Taylor (TAYLOR, 2001).

Os dados de Temperatura Superficial do Mar (TSM) e salinidade foram comparados com os resultados do modelo MODIS Aqua, que fornece médias noturnas de TSM em intervalos de 8 dias, com resolução de 4 km e comprimento de onda de 11 μm . A salinidade foi comparada com os dados do MIRAS SMOS, com resolução espacial de 0,25 graus, disponíveis em <https://earth.esa.int/eogateway/instruments/miras>.

Os dados de vento foram comparados com os resultados do modelo utilizando medições da estação meteorológica número 32564, disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), em <https://www.cptec.inpe.br/>.

As medidas de fugacidade de CO_2 da água do mar ($f\text{CO}_2\text{sw}$) obtidas durante o CF2012 foram utilizadas para validar a $f\text{CO}_2\text{sw}$ estimada a partir das variáveis modeladas.

FLUXOS DE CO_2

Para calcular o fluxo de CO_2 na interface oceano-atmosfera (FCO_2), utilizamos variáveis do modelo acoplado COAWST, como a Temperatura Superficial do Mar (TSM) em Kelvin (K), a Salinidade Superficial do Mar (SSS), a velocidade dos ventos superficiais (m s^{-1}) e a pressão ao nível do mar (atm).

A fugacidade do CO₂ atmosférico (fCO_2atm) foi calculada a partir da fração molar do CO₂, disponível no World Data Centre for Greenhouse Gases (WDCGG), operado pela Agência Meteorológica do Japão.

Os fluxos na interface oceano-atmosfera são controlados principalmente pela diferença na pressão parcial do CO₂ entre a água e o ar. O fCO_2 (Equação 1) é calculado utilizando a relação entre a solubilidade do CO₂, o coeficiente de troca gasosa (k) (Equação 3) e a variação da fugacidade do CO₂ (ΔfCO_2) (Equação 2) (SWEENEY et al., 2007; WEISS, 1974; CURRIE et al., 2011).

$$fCO_2 = k \times Solubilidade(T, S) \times \Delta fCO_2 \quad (1)$$

Onde, ΔfCO_2 é dado por:

$$\Delta fCO_2 = fCO_2sw - fCO_2atm \quad (2)$$

E o coeficiente de troca do gás é dado por:

$$k = 0,27 \times U^2 \times \left(\frac{600}{Sc}\right)^{0,5} \quad (3)$$

Onde U é a velocidade do vento e Sc é o número de Schmidt. O número de Schmidt é uma função da temperatura da água do mar e da salinidade (Equação 4) (ESTERS et al., 2017).

$$Sc = 2073,1 - 125,62 \times TSM + 3,26276 \times TSM^2 - 0,043219 \times TSM^3 \quad (4)$$

O sinal do gradiente de fCO_2 define a direção do fluxo: negativo indica fluxo de CO₂ da atmosfera para o oceano, e positivo indica fluxo do oceano para a atmosfera. A fCO_2 do oceano estimada a partir dos dados modelados foi comparada com os dados medidos durante o CFII em 2012, ao redor da ilha.

Lefèvre et al. (2010) propuseram uma relação entre a salinidade e os parâmetros de carbono para o Atlântico tropical ocidental. Neste trabalho, aplicamos uma regressão linear (Equação 5) para estimar a fCO_2sw em função da salinidade e da temperatura ($R^2 = 0,956$):

$$fCO2_{sw} = 92,5325 \times SSS - 13,7247 \times TSM - 2575 \quad (5)$$

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

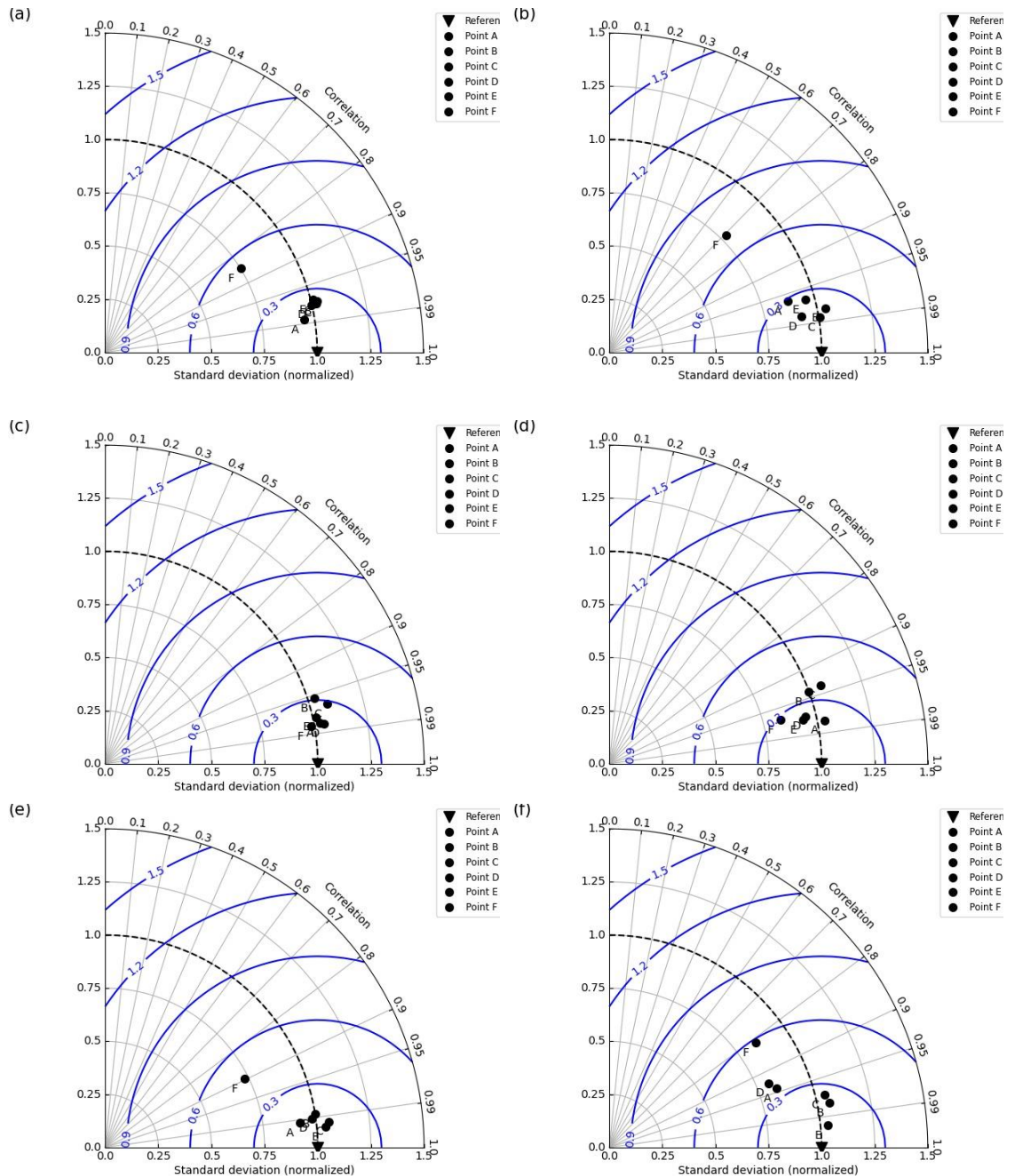
VALIDAÇÃO DO MODELO

Nesta seção, são apresentados os resultados da modelagem acoplada oceano-atmosfera e as validações com dados *in situ* obtidos durante três cruzeiros oceanográficos do Projeto Camadas Finas I, II e IV, realizados nos anos de 2010, 2012 e 2014, respectivamente.

A capacidade do modelo de simular com precisão as condições hidrotermodinâmicas na área de influência de Fernando de Noronha (FN) é crucial para a qualidade dos resultados do fluxo de CO₂ (FCO₂). Para avaliar o desempenho da simulação do COAWST, comparamos os resultados com medições de CTD, ventos superficiais e dados de satélite. O diagrama de Taylor foi aplicado para cada perfil de temperatura e salinidade *in situ*, comparando-os com os dados modelados no mesmo tempo, local e profundidade.

Utilizando as amostras *in situ* como referência, os perfis de temperatura apresentaram correlações entre 0,84 e 0,99 (Figura 7a, c, e), enquanto os perfis de salinidade mostraram correlações entre 0,71 e 0,99 (Figura 7b, d, f). O diagrama de Taylor demonstra que a temperatura e a salinidade modeladas estão consistentes com as condições termodinâmicas observadas ao redor da ilha.

Figura 7 O diagrama de Taylor entre as amostras de CTD e o resultado modelado para: (a) agosto de 2010, temperatura simulada e observada, (b) agosto de 2010, salinidade simulada e observada, (c) setembro de 2012, temperatura simulada e observada, (d) setembro de 2012, salinidade simulada e observada, (e) julho de 2014, temperatura simulada e observada, (f) julho de 2014, salinidade simulada e observada. Ambos, resultado do modelo e dados *in situ* foram comparados com o mesmo comprimento usando como critérios: profundidade, coordenada geográfica e tempo. Pontos do CF2010: A (-3.924, -32.483), B (-3.946, -32.499), C (-3.946, -32.499), D (-3.787, -32.365), E (-3.753, -32.332), F (-3.771, -32.379). Pontos do CF2012: A (-3.934, -32.488), B (-3.910, -32.456), C (-3.911, -32.464), (d) D (-3.761, -32.330), E (-3.764, -32.341), F (-3.772, -32.356). Pontos do CF2014: A (3.8908°S, 32.4952°W), B (3.8961°S, 32.5020°W), C (3.9016°S, 32.5098°W), D (3.8998°S, 32.5098°W), E (3.9066°S, 32.5270°W), F (3.8218°S, 32.3383°W).



A análise espacial da superfície foi realizada comparando a Temperatura Superficial do Mar (TSM) e a Salinidade Superficial do Mar (SSS) entre os dados modelados e os dados de satélite. Os dados de TSM modelados durante o dia e a noite apresentaram uma leve variação, sendo cerca de 0,5 a 0,6 °C mais quentes em relação aos dados do MODIS Aqua. Essa diferença pode estar associada à baixa resolução espacial dos dados de temperatura do satélite (~4 km), enquanto o ROMS fornece dados com resolução de 1 km, o que permite capturar melhor os processos físicos próximos à superfície. A SSS modelada apresentou uma variação de 0,1 na área central do modelo. Nesse caso, a

salinidade do MIRAS SMOS tem uma resolução de $0,25^\circ$, muito mais baixa do que a resolução do modelo.

Os perfis de temperatura e salinidade gerados pelo ROMS foram comparados com as estações e tempos correspondentes às medições do CTD do CF2010 (Figura 8). Os resultados do modelo para os perfis de temperatura mostraram um bom ajuste em relação aos dados *in situ*, principalmente nos primeiros 100 metros de profundidade. No entanto, a termoclina modelada apresentou-se menos estratificada do que as observações. A simulação subestimou os perfis de salinidade, com diferenças entre 0,3 e 0,4, principalmente na superfície.

As Figuras 9 e 10 apresentam os perfis verticais de temperatura e salinidade para os anos de 2012 e 2014, respectivamente. Os resultados mostram uma boa concordância com os dados *in situ* para ambas as variáveis.

Para verificar a precisão do modelo, as análises foram estendidas até 300 metros de profundidade. Os resultados não apenas foram consistentes com as observações, mas também reproduziram efeitos descritos na literatura com alta precisão para os dias estudados nos três anos. Um exemplo é a ressurgência subsuperficial observada por TCHAMABI et al. (2017).

Figura 8 Perfis verticais de temperatura e salinidade, correspondente ao modelo ROMS e medidas de CTD do CF2010. Os pontos são: (a) 02 de agosto de 2010 21h (-3.924, -32.483), (b) 03 de agosto de 2010 04:30h (-3.946, -32.499), (c) 03 de agosto de 2010 09:30h (-3.946, -32.499), (d) 01 de agosto de 2010 02:30h (-3.787, -32.365), (e) 01 de agosto de 2010 10:00h (-3.753, -32.332).

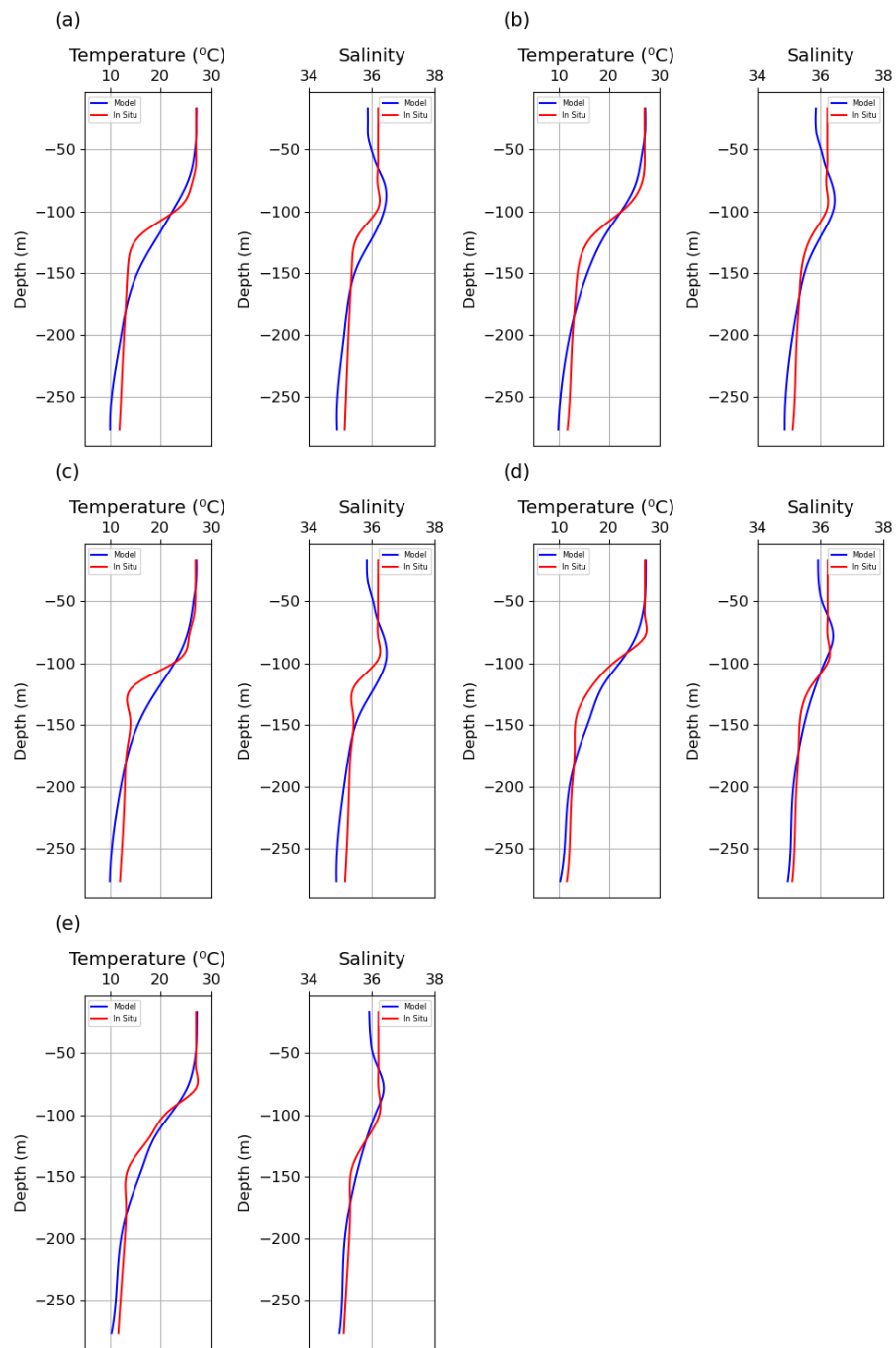


Figura 9 Perfis verticais de temperatura e salinidade, correspondente ao modelo ROMS e medidas de CTD do CF2012. Os pontos são: (a) 24 de setembro de 2012 20h (-3.934, -32.488), (b) 25 de setembro de 2012 14:19h (-3.910, -32.456), (c) 25 de setembro de 2012 03:55h (-3.911, -32.464), (d) 27 de setembro de 2012 03h (-3.761, -32.330), (e) 27 de setembro de 2012 00:44h (-3.764, -32.341).

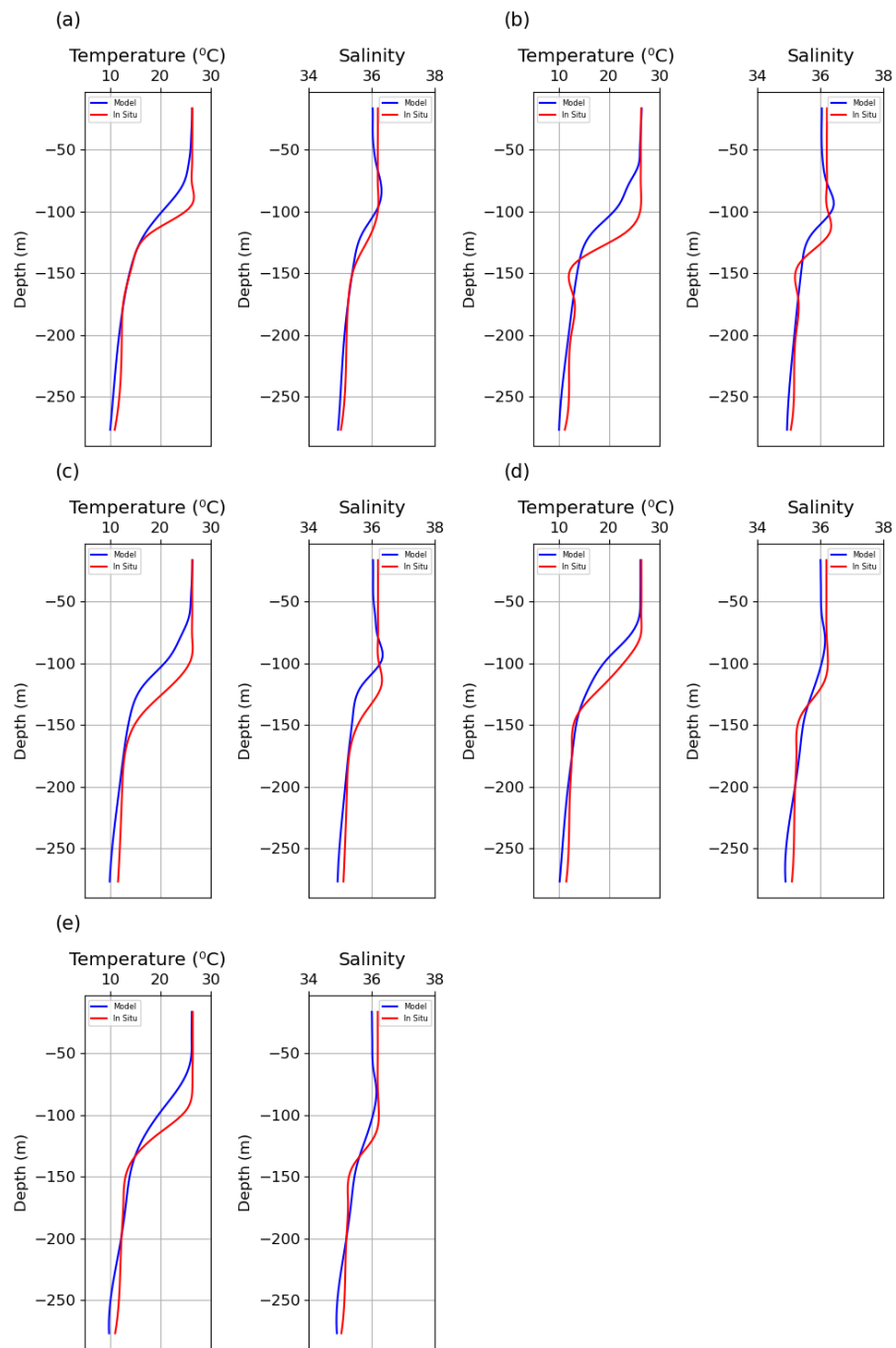
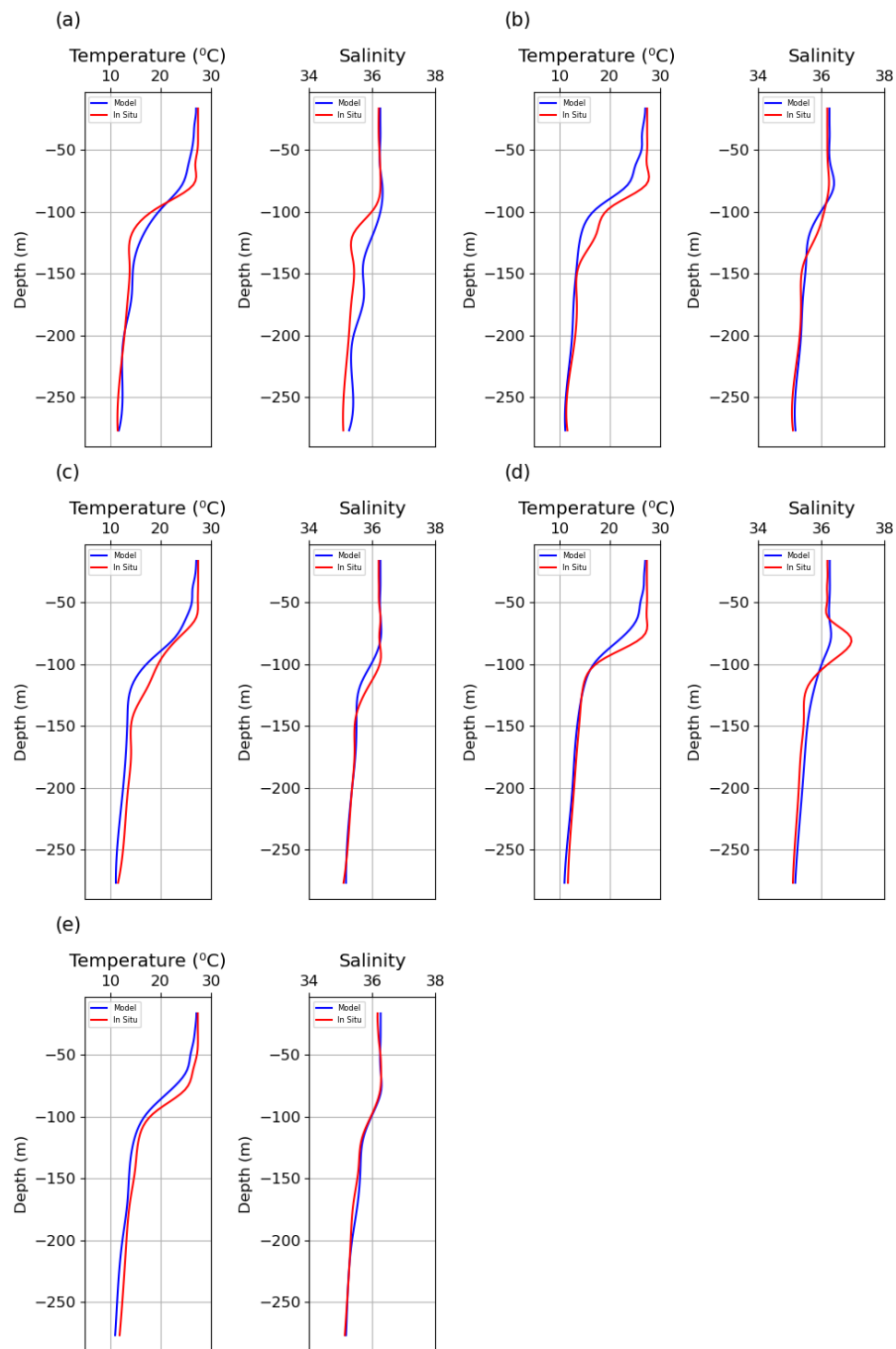


Figura 10 Perfis verticais de temperatura e salinidade, correspondente ao modelo ROMS e medidas de CTD do CF2014. Os pontos são: (a) 6 de julho de 2014 21h (3.8908°S, 32.4952°W), (b) 6 de julho e 2014 19:45h (3.8961°S, 32.5020°W), (c) 6 de julho de 2014 18:21h (3.9016°S, 32.5098°W), (d) 6 de julho de 2014 07:16h (3.8998°S, 32.5098°W), (e) 6 de julho de 2014 04:31h (3.9066°S, 32.5270°W).



A velocidade e a direção dos ventos observados foram comparados com os resultados do modelo para os períodos do CF2010 e CF2014, exceto para 2012, onde as medições de vento não estavam disponíveis.

Para o período de 1 a 3 de agosto de 2010, os ventos observados foram predominantemente de sudeste, com velocidades variando entre 9 e 12 m s⁻¹. Já para o período de 7 a 8 de julho de 2014, os ventos apresentaram alta

variabilidade, com velocidades oscilando entre 2 e 14 m s⁻¹ e direção principalmente de sudeste, mas com uma distribuição mais ampla, incluindo uma componente de leste.

Os resultados modelados para 2010 concordaram com as medições, apresentando ventos entre 9 e 12 m s⁻¹ e predominância de sudeste. Para 2014, os ventos modelados também mostraram alta variabilidade, com velocidades entre 4 e 13 m s⁻¹ e direção variando de sudeste para leste, em concordância com os dados *in situ* para o período.

ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICOS

A ilha principal de Fernando de Noronha possui uma área pequena, mas sua presença causa um aumento da temperatura na porção oeste, assim como a desaceleração das correntes superficiais. Esse aumento de temperatura varia ao longo dos anos e em função da direção das correntes.

As Figuras 11, 12 e 13 apresentam a TSM modelada e as correntes superficiais para os mesmos dias dos cruzeiros do CF2010, CF2012 e CF2014, às 6h e 18h. Conforme descrito por Costa da Silva et al. (2021), as mudanças nos padrões de circulação geram impactos distintos na ilha de Fernando de Noronha. O modelo consegue capturar variações nos padrões de temperatura e direção das correntes.

Durante o CF2010 (Figura 11), a circulação superficial foi predominantemente de sudeste, com enfraquecimento das correntes na porção oeste da ilha. Às 6h, a TSM foi mais quente no lado oeste em ambos os dias, com uma diferença máxima de 1 °C entre os lados leste e oeste. Essa diferença contribui para o aumento do fluxo de calor para a atmosfera na região. Às 18h, a TSM variou de 27,1 a 27,3 °C no leste e aumentou para valores entre 27,6 e 28,1 °C no oeste. A área de *warm wake* na porção oeste coincide com o enfraquecimento das correntes.

Em 2012 (Figura 12), observou-se uma circulação superficial de leste, representando a cSEC (Corrente Sul Equatorial Central), que enfraquece no lado oeste da ilha. Às 6h, a temperatura foi de aproximadamente 26 °C no lado leste e 27 °C no lado oeste. Às 18h, as águas apresentaram maior temperatura em

todo o domínio, como esperado devido à capacidade térmica da água e à incidência solar durante o dia, com um aquecimento de cerca de 1 °C no lado oeste em comparação ao lado leste.

Os resultados de 2014 (Figura 13) também evidenciaram o *warm wake* na porção oeste da ilha. Nesse caso, a corrente foi predominantemente de leste. O *warm wake* foi identificado de forma semelhante a outras ilhas, com a diferença de temperatura entre os lados leste e oeste destacando claramente sua presença. Caldeira e Marchesiello (2002) também observaram um *warm wake* persistente de 6 a 16 de junho de 1999 no sudeste da Ilha de Santa Catalina. Eles identificaram uma forte correlação entre a TSM, o cisalhamento do vento e a estratificação superficial, sugerindo que o aquecimento observado era provavelmente causado pela baixa taxa de mistura associada ao efeito de proteção dos ventos.

A TSM em 2010 foi mais alta do que em 2012 e 2014 (Figuras 11, 12 e 13), corroborando as observações de Ferreira et al. (2013). Silva et al. (2008) também identificaram eventos anômalos de aquecimento no Atlântico Tropical Sul, com anomalias de TSM acima de 1 °C por três meses consecutivos. Ibanez et al. (2017) analisaram eventos de aquecimento no Atlântico Tropical, que promoveram um aumento significativo na fugacidade do CO₂ das águas superficiais. Esses eventos climáticos podem inverter o papel do oceano, transformando-o de sumidouro para fonte de CO₂ para a atmosfera.

Figura 11 Temperatura superficial da água do mar e corrente superficial para o CF2010: (a) 6AM 01 agosto 2010, (b) 6 PM 01 agosto 2010, (c) 6 AM 02 agosto 2010, (d) 6 PM 02 agosto 2010.

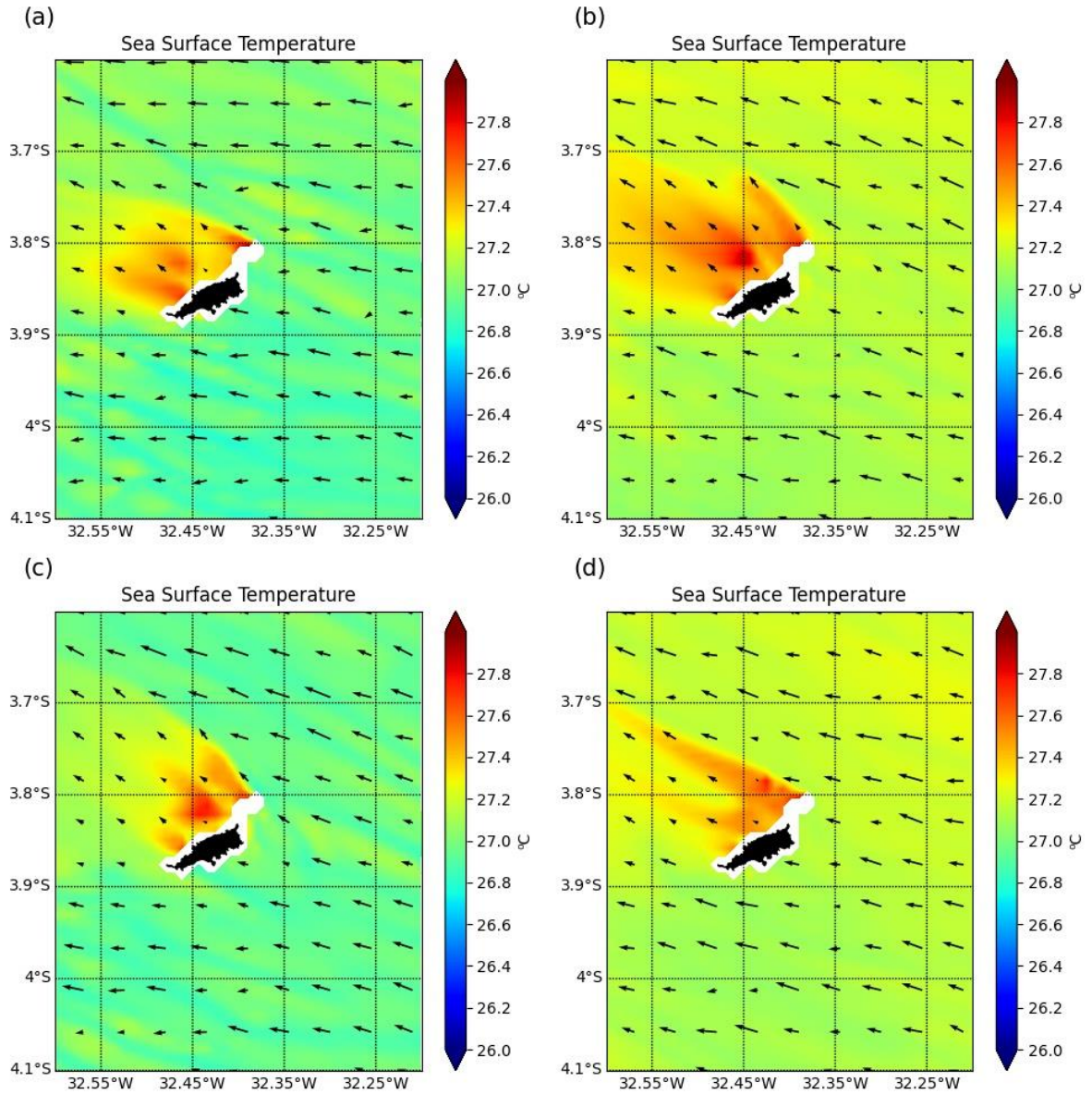


Figura 12 Temperatura superficial da água do mar e corrente superficial para o CF2012: (a) 6AM 24 setembro 2012, (b) 6 PM 24 setembro 2012, (c) 6 AM 25 setembro 2012, (d) 6 PM 25 setembro 2012.

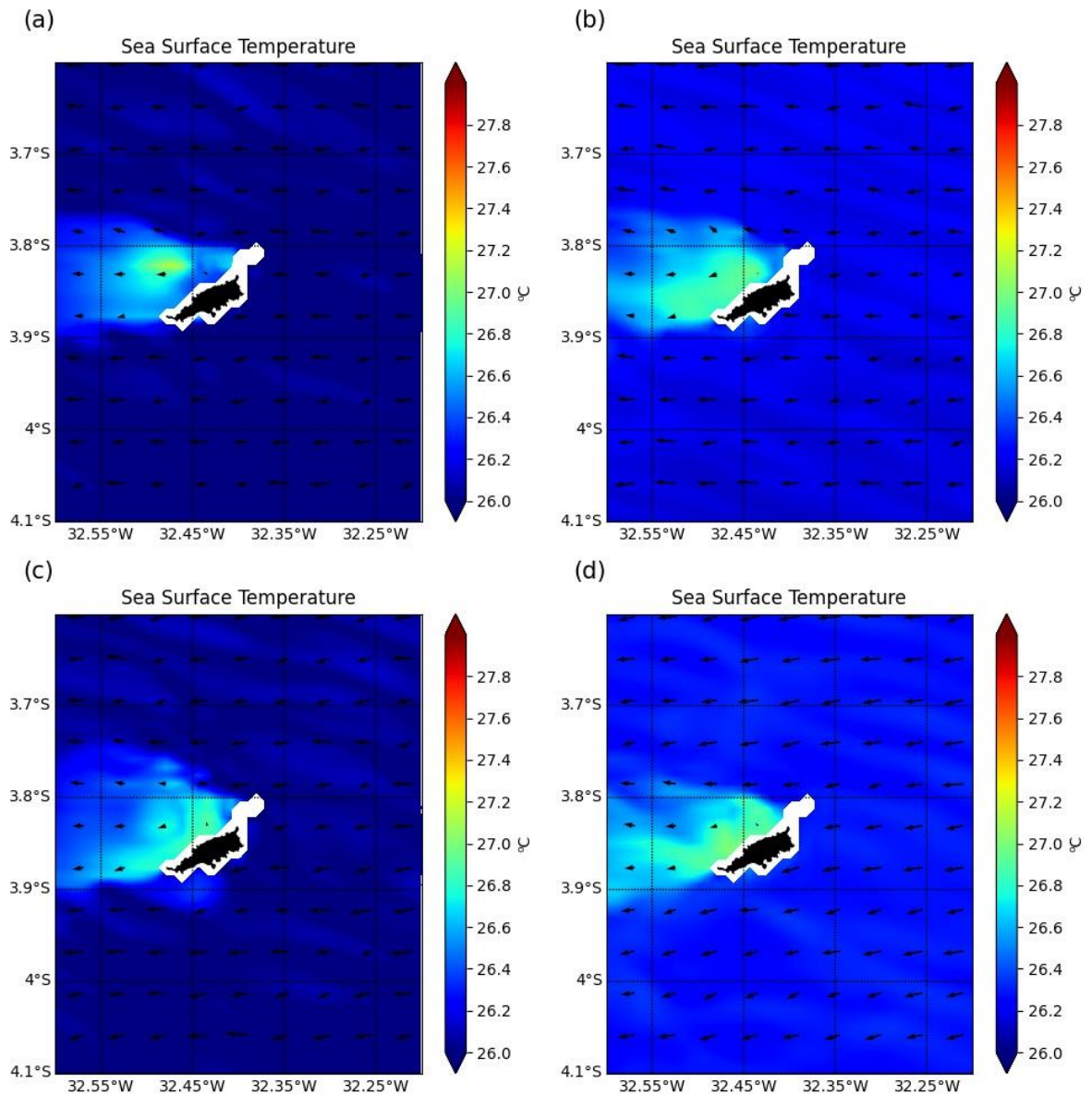
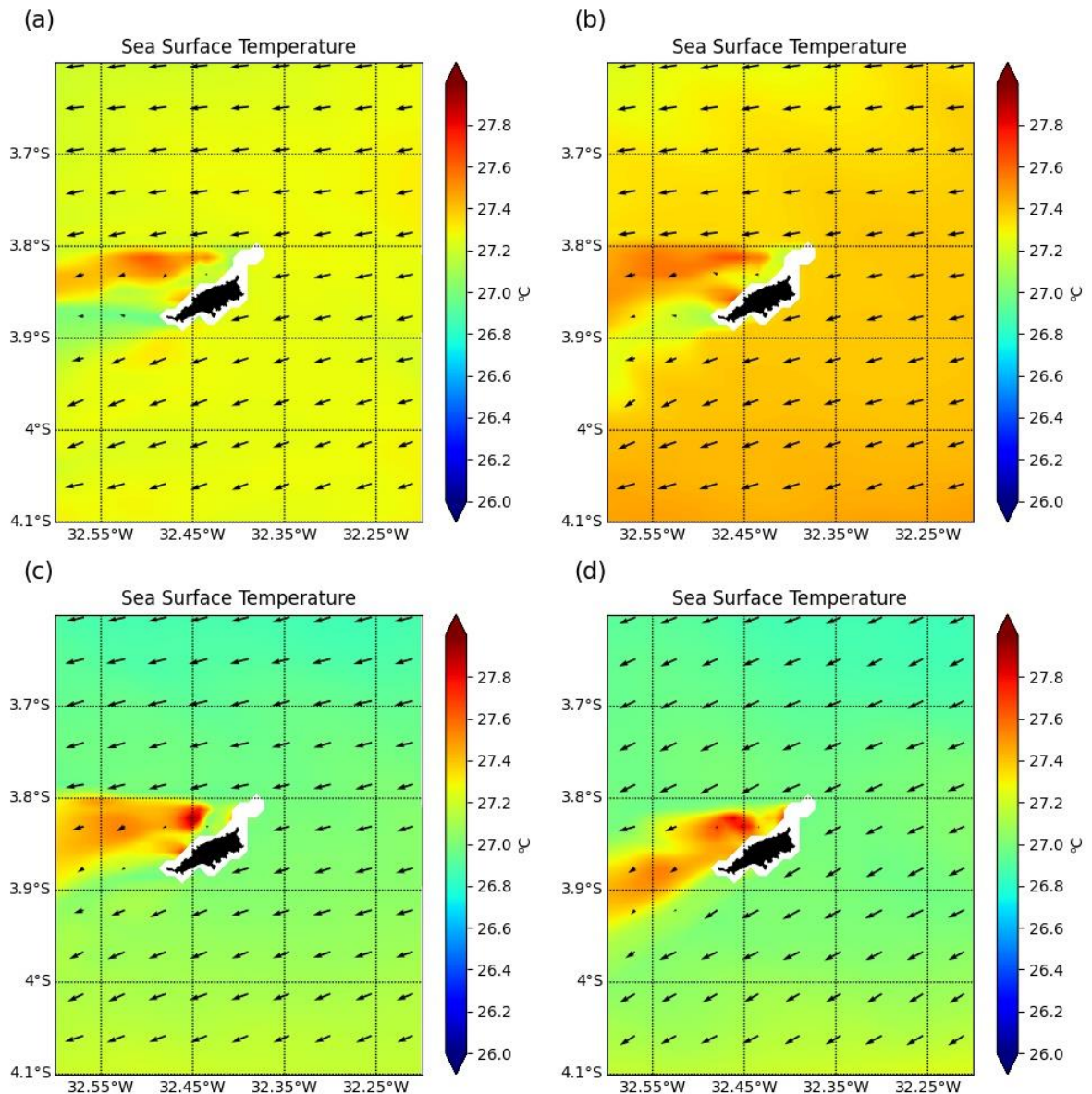


Figura 13 Temperatura superficial da água do mar e corrente superficial para o CF2014: (a) 6AM 07 julho 2014, (b) 6 PM 07 julho 2014, (c) 6 AM 08 julho 2014, (d) 6 PM 08 julho 2014.



A seção longitudinal do acoplamento oceano-atmosfera (Figura 14) apresenta a estrutura vertical da temperatura e das correntes oceânicas, bem como as respostas atmosféricas, como ventos e temperatura do ar. A seção oceânica mostra águas mais quentes a oeste da ilha.

Em 2010 (Figura 14a, b), observa-se uma intensificação da componente da corrente oceânica em direção ao fundo, seguida por um movimento ascendente na porção leste da ilha. Esse movimento favorece a mistura e reduz a estratificação na região. Após a perda de calor durante a noite, a atmosfera está mais aquecida às 6h, principalmente na porção leste, desenvolvendo um

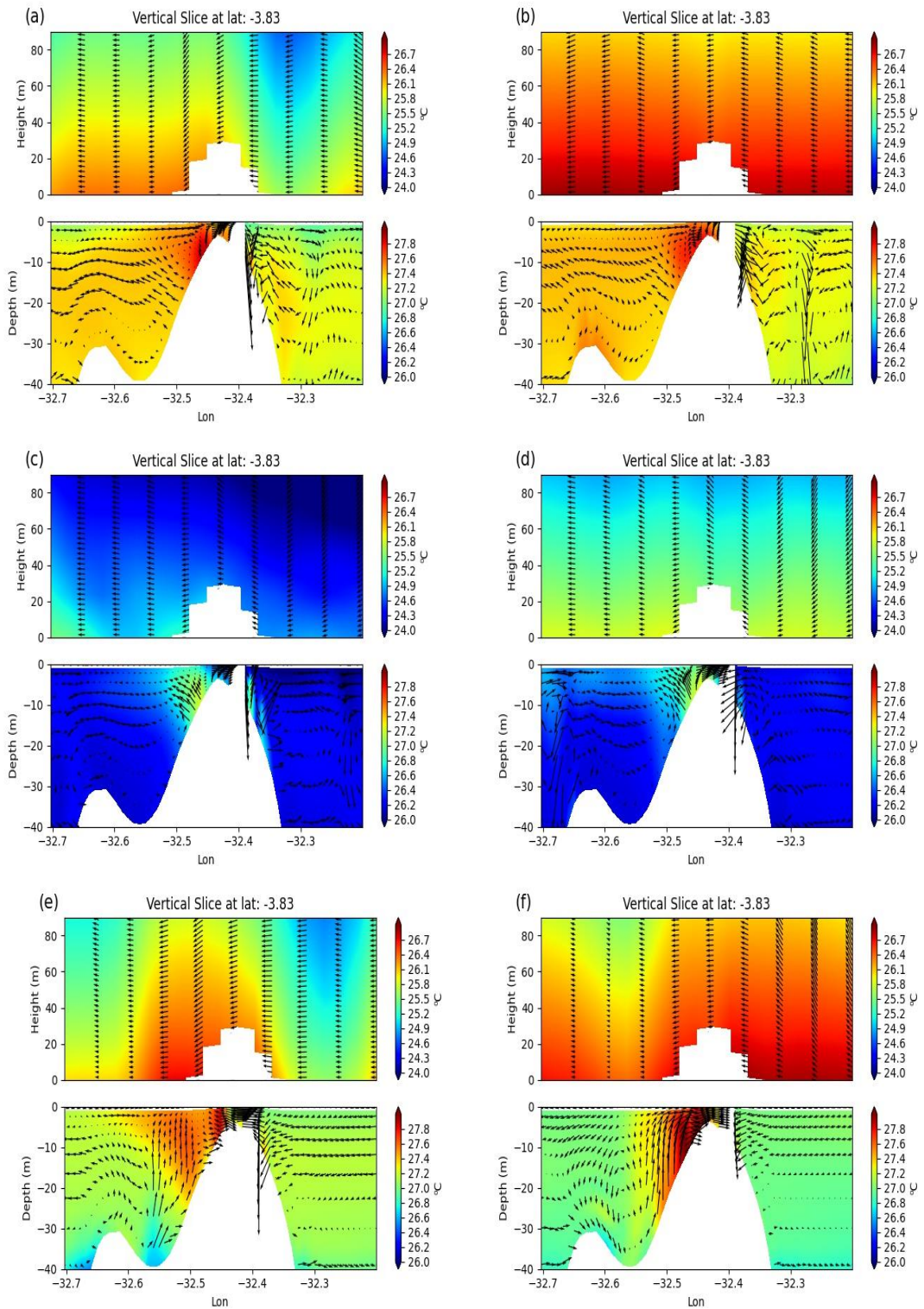
gradiente de temperatura leste-oeste. Como esperado, no lado oeste, devido à presença do *warm wake*, ocorre uma expansão térmica na coluna de ar, com temperaturas aproximadamente 1 °C mais altas do que no lado leste. Os ventos seguem a topografia da ilha, ascendendo no barlavento e descendo no sotavento. Devido ao bloqueio orográfico, os ventos são enfraquecidos na porção oeste da ilha. Às 18h, a temperatura longitudinal é mais homogênea. Próximo à superfície, a atmosfera está cerca de 2 °C mais quente do que nos níveis superiores, e os ventos apresentam a mesma intensidade.

Em 2012 (Figura 14c, d), foi observado um aumento na temperatura (~27 °C) no lado oeste da ilha, restrito à superfície. A temperatura da coluna d'água apresenta valores médios de ~26 °C, com um padrão ligeiramente diferente do observado em 2010, quando a média foi de ~28 °C. Próximo à superfície, os valores de temperatura da atmosfera são mais baixos (<1 °C) do que as águas superficiais do oceano. O ciclo diário mostra o desenvolvimento de uma atmosfera mais quente às 18h. Tanto o oceano quanto a atmosfera apresentam temperaturas médias mais baixas em comparação com os anos de 2010 e 2014.

Em 2014 (Figura 14e, f), observam-se águas mais frias entre 20 e 40 metros de profundidade, associadas a um movimento ascendente. No entanto, essas águas frias não têm intensidade suficiente para atingir a superfície. Uma elevação de águas subsuperficiais (*uplift*) na estrutura termohalina também foi identificada por Silva et al. (2019) com dados *in situ*. Tchamabi et al. (2017) também observaram esse fenômeno em resultados de modelos climatológicos e dados *in situ*. Tanto Silva et al. (2021) quanto Tchamabi et al. (2017) estudaram a região no mesmo ano, descrevendo as características físicas das águas ao redor de Fernando de Noronha. No entanto, Silva et al. (2021) não observaram a elevação de massas d'água subsuperficiais, ao contrário do que foi observado por Tchamabi et al. (2017). Essa diferença ocorreu porque as profundidades estudadas não foram as mesmas: Silva et al. (2021) analisaram até cerca de 20 metros, enquanto a elevação observada por Tchamabi et al. (2017) e no modelo COAWST ocorreu aproximadamente a 40 metros de profundidade.

Embora o *uplift* não seja capaz de trazer águas profundas e ricas em nutrientes para a superfície, ele pode aumentar a produtividade primária na região onde ocorre (FERREIRA et al., 2013; SALVETAT et al., 2022).

Figura 14 Seção das temperaturas do oceano e da atmosfera e a corrente no oceano e vento na atmosfera do WRF-ROMS para: (a) 01 agosto 2010 6 AM e (b) 6 PM, (c) 24 setembro 2012 6 AM, (d) 24 setembro 2012 6 PM, (e) 07 julho 2014 6 AM e (f) 6 PM.



Em relação ao *warm wake*, a alta resolução espacial do modelo permitiu uma representação precisa dos processos físicos na camada superior do

oceano. Conforme descrito na literatura, o efeito ilha apresenta propriedades distintas em relação ao ambiente circundante. O modelo representou adequadamente esse efeito, caracterizado pelo aquecimento das águas superficiais a oeste da ilha (TCHAMABI et al., 2017; COSTA DA SILVA et al., 2021; SALVETAT et al., 2022).

A topografia da ilha induz diversos processos verticais, gerando efeitos turbulentos. As correntes interagem com a batimetria da ilha, alterando sua intensidade e direção. No perfil longitudinal, é possível observar que, na porção oeste, próximo à superfície, ocorre o enfraquecimento das correntes e um aumento significativo da temperatura, caracterizando o *warm wake*, em concordância com o observado na literatura (COSTA DA SILVA et al., 2021). Além disso, observa-se uma variação temporal no efeito ilha, dependendo da intensidade e direção das correntes, o que corrobora os estudos anteriores (COSTA DA SILVA et al., 2021).

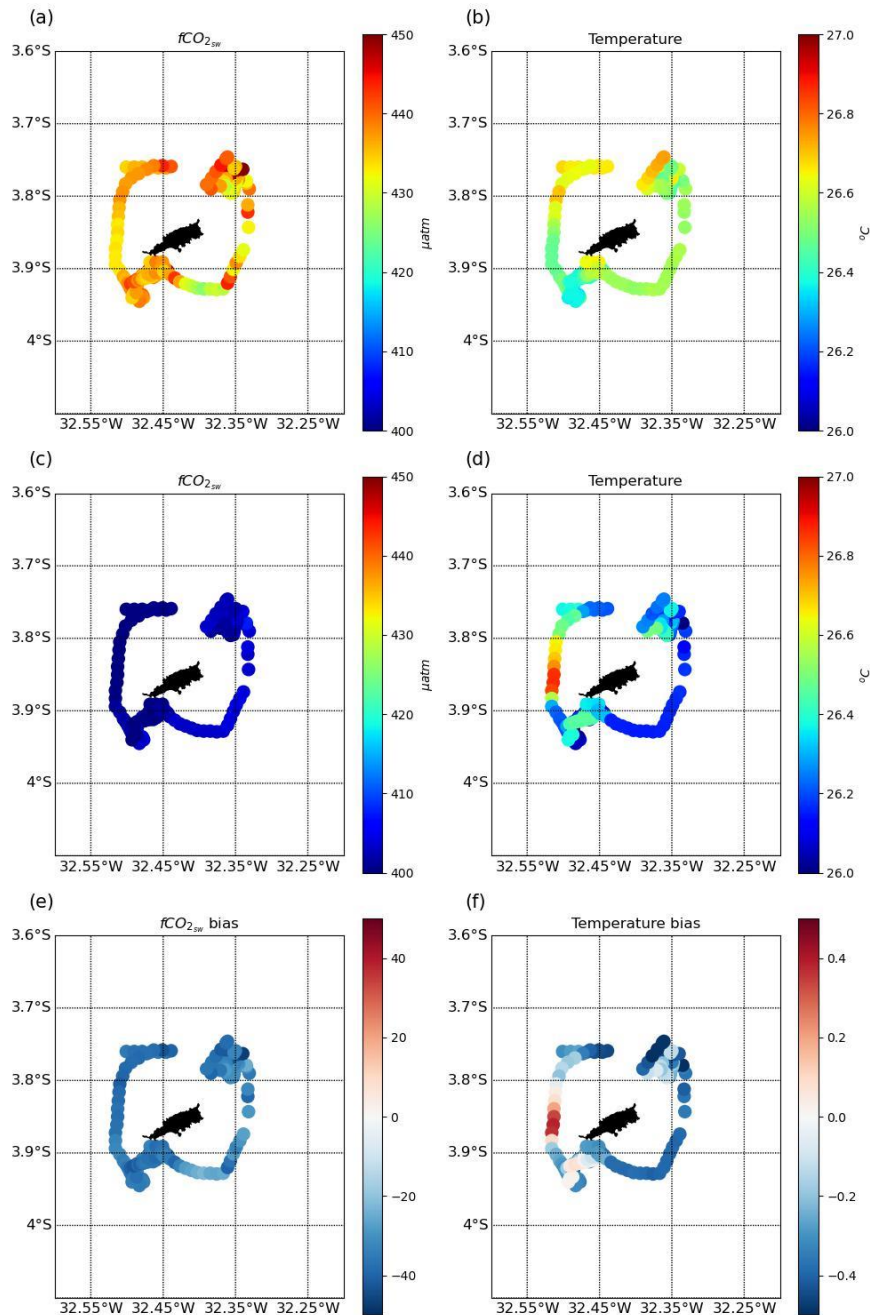
FLUXO DE CO₂ NA INTERFACE OCEANO ATMOSFERA

Nesta seção, são apresentados os resultados da fugacidade do CO₂ (fCO_{2sw}), calculada conforme descrito na Equação 5, e os fluxos de CO₂ (FCO₂) estimados pela Equação 2. Entre os três cruzeiros, apenas o CF2012 contou com medições de fCO_{2sw} ao redor de Fernando de Noronha.

As Figuras 15a e 15b mostram a fCO_{2sw} (μatm) e a temperatura (°C) medidas durante o CF2012. As Figuras 15e e 15f apresentam o viés entre os dados modelados e os dados *in situ*. O mapa de viés indica que o modelo subestima a temperatura observada em aproximadamente -0,3 °C, exceto a oeste da ilha, onde a temperatura modelada é cerca de +0,3 °C maior do que a medida. O viés da fCO_{2sw} mostrou que o modelo subestima os valores medidos em aproximadamente -20 μatm.

Além das baixas temperaturas observadas nesse período, essa subestimação pode contribuir para o enfraquecimento dos fluxos de CO₂ ao redor da ilha.

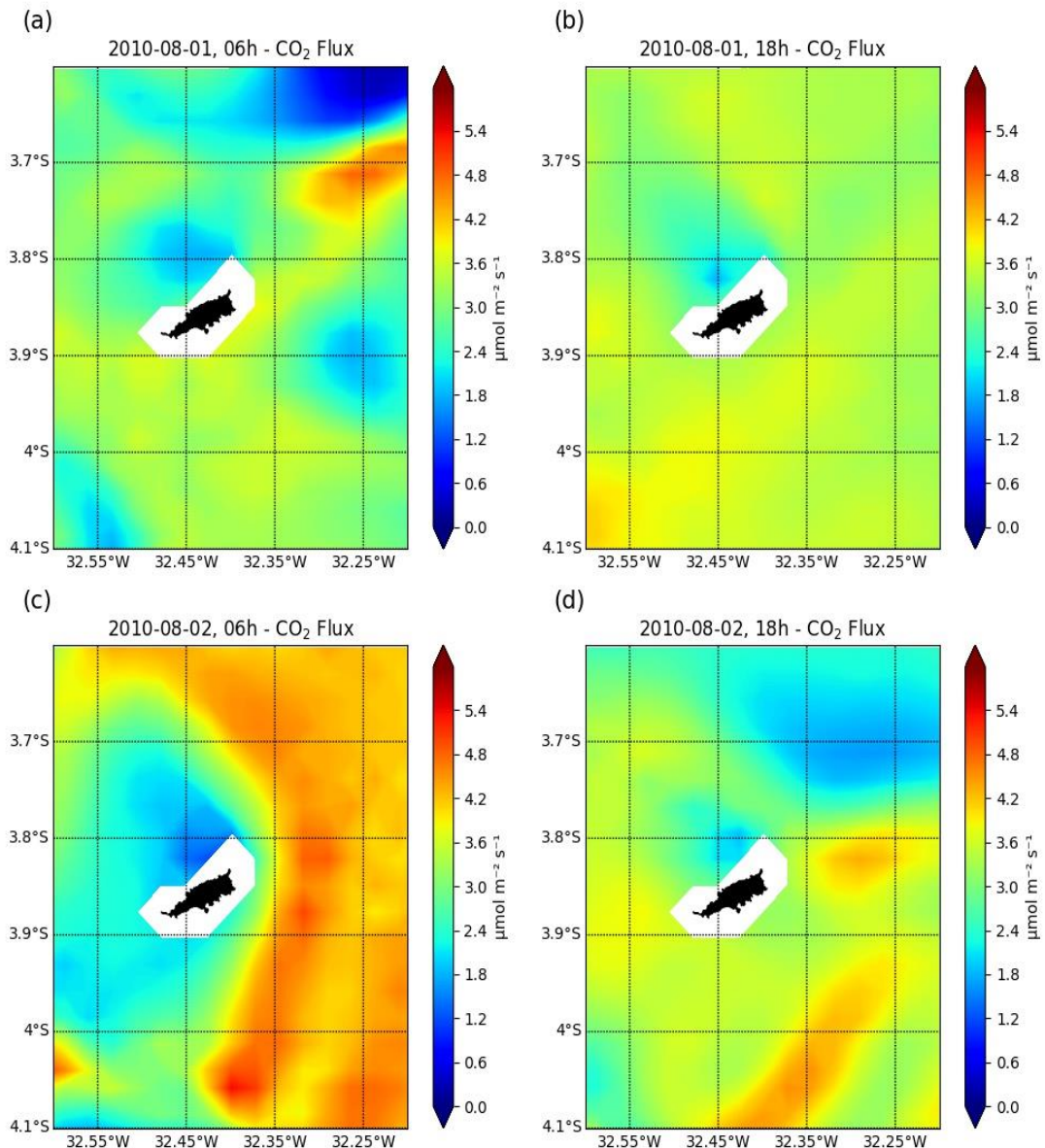
Figura 15 Dados medidos no CFII e modelados. (a) fCO_{2sw} medido, (b) TSM medida (c) fCO_{2sw} modelada (d) TSM modelada, (e) diferença entre a fCO_{2sw} modelada e a observada e (f) diferença entre a TSM modelada e observada..



As Figuras 16, 17 e 18 apresentam os resultados do modelo para o fluxo de CO_2 oceano-atmosfera (FCO_2), utilizando a fCO_{2sw} calculada com base na Equação 5. Os resultados mostraram apenas valores positivos para o FCO_2 , indicando que o oceano atua como fonte de CO_2 para a atmosfera. Valores mais baixos de FCO_2 foram observados no lado oeste da ilha (Figuras 16, 17 e 18), o que está em concordância com os estudos de Takahashi et al. (2002; 2009).

Por ser uma região tropical do Oceano Atlântico, a superfície oceânica apresenta supersaturação de CO_2 em relação à atmosfera, resultando em um fluxo médio anual de CO_2 do oceano para a atmosfera.

Figura 16 FCO₂ ar-oceano: (a) 01 de agosto de 2010 às 06AM, (b) às 6 PM (c) 02 de agosto de 2010 às 06AM e (d) 06 PM.



Os resultados mostraram valores positivos de FCO₂ em toda a região de estudo. No entanto, é possível observar um enfraquecimento do FCO₂ a noroeste da ilha. De acordo com a Figura 14c, durante o CF2012, a atmosfera estava mais fria do que o oceano, e a Figura 12 mostra o enfraquecimento das correntes superficiais a noroeste da ilha. Esse enfraquecimento na circulação

superficial reduz a camada de mistura na coluna d'água, resultando em um aumento da TSM. O aumento da TSM, associado a uma atmosfera mais fria, pode contribuir para um FCO_2 positivo em todo o domínio.

Figura 17 FCO_2 ar-oceano: (a) 06 de julho de 2012 às 06AM, (b) às 6 PM (c) 07 de julho de 2012 às 06AM e (d) 06 PM.

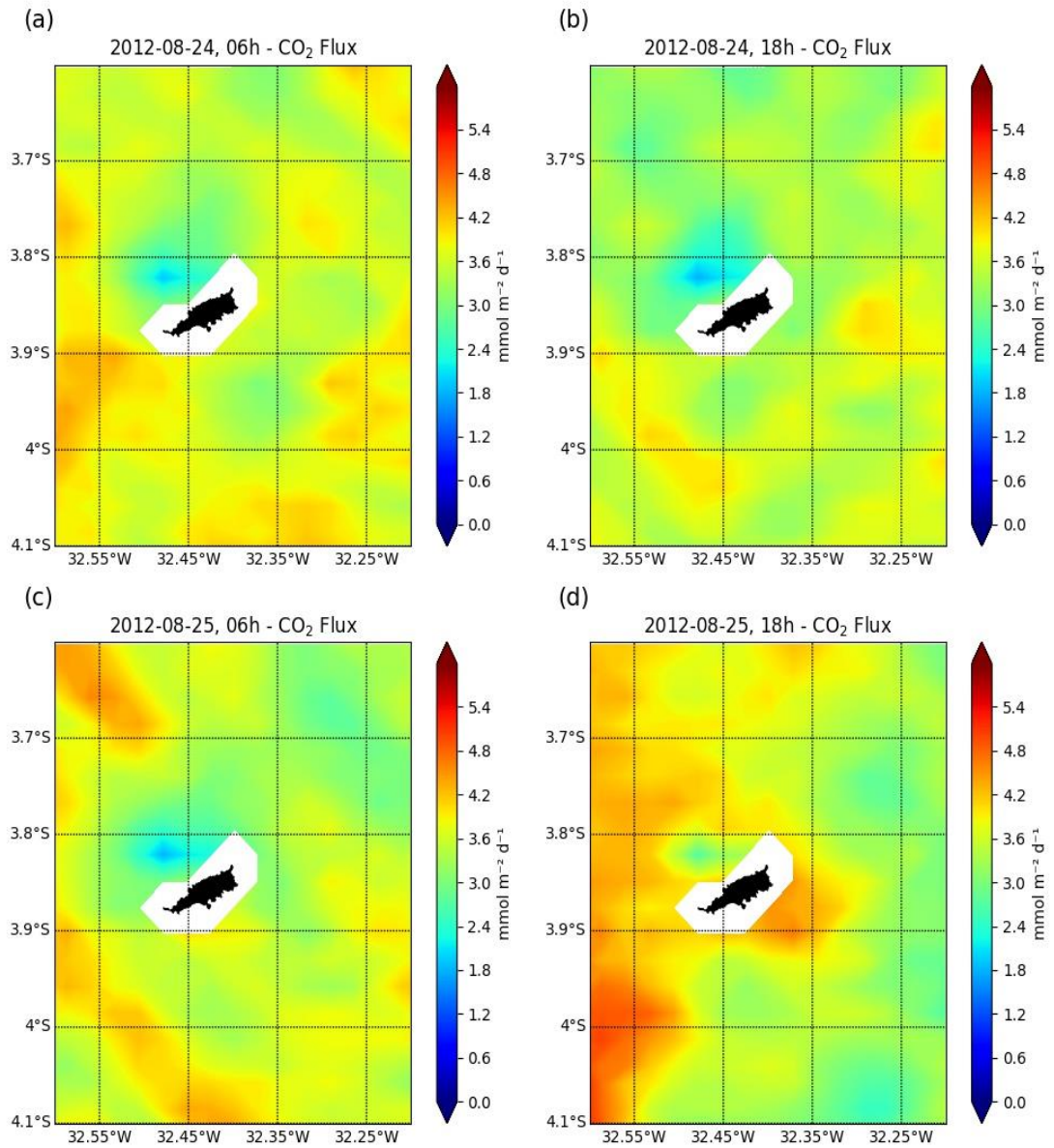
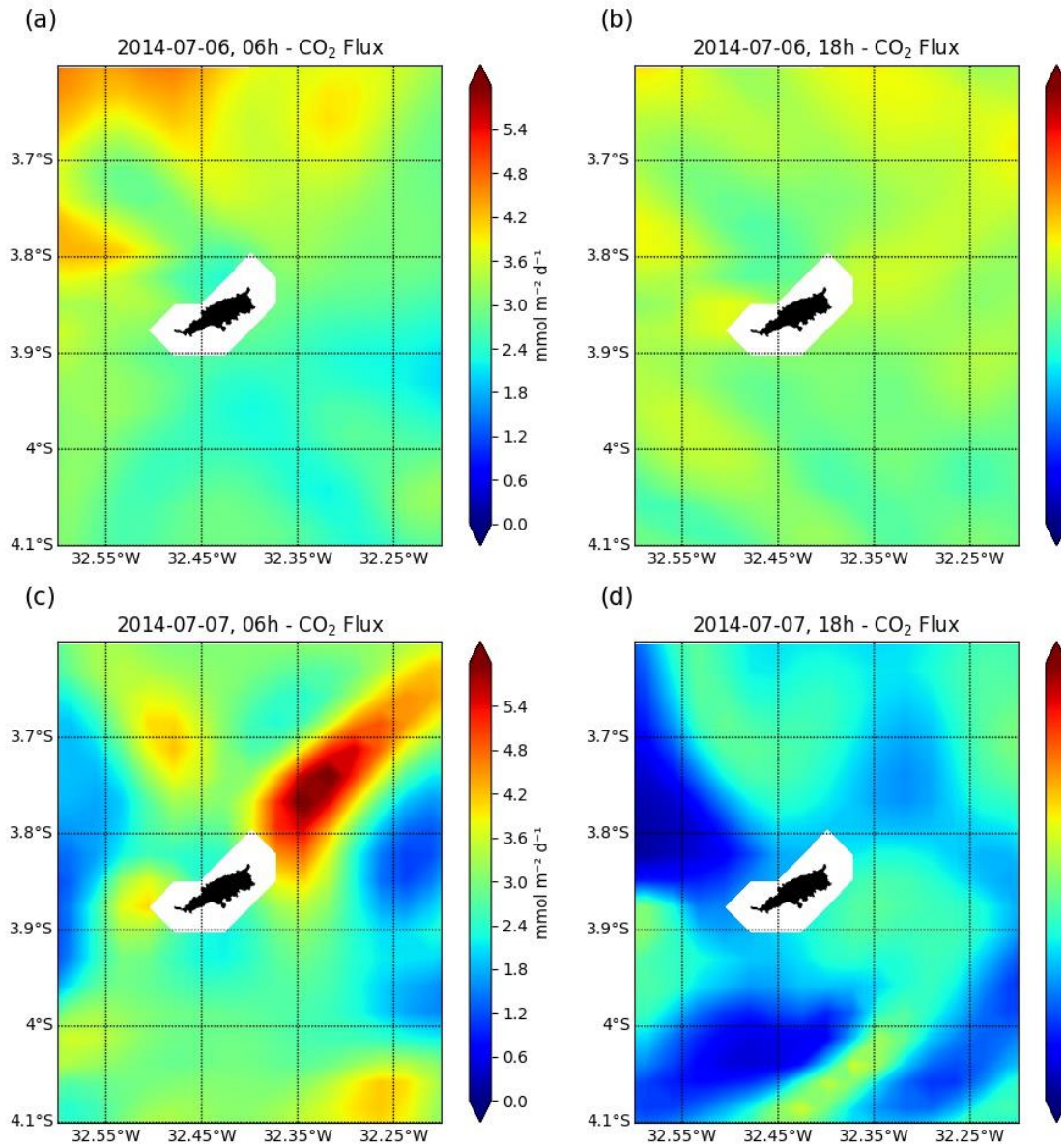


Figura 18 FCO₂ ar-oceano: (a) 06 de julho de 2014 às 06AM, (b) às 6 PM (c) 07 de julho de 2014 às 06AM e (d) 06 PM



O FCO₂ apresentou variabilidade espacial diferente nos anos de 2010, 2012 e 2014 (Figuras 16, 17 e 18). Em 2010, observou-se uma maior amplitude nos valores de FCO₂, variando de 0 a 6,6 mmol m⁻² d⁻¹ (Figura 16). A nordeste da ilha, houve uma redução no FCO₂ de aproximadamente 2 mmol m⁻² d⁻¹ em comparação com outras áreas do domínio. Essa redução coincide com o *warm wake* na região noroeste da ilha. A diminuição do FCO₂ pode estar mais associada ao aquecimento da temperatura atmosférica do que ao aumento da temperatura do oceano (Figuras 15a, b).

Em 2010 (Figura 16), águas mais quentes foram observadas na porção abrigada da ilha, um efeito causado pela presença da ilha. Devido à direção dos

ventos e das correntes, essa região retém a água, reduzindo a turbulência e, conseqüentemente, as trocas com a atmosfera por meio dos fluxos de CO₂ e calor, devido ao cisalhamento do vento (SKIELKA, 2010). Mesmo com a água mais saturada de CO₂ devido ao aumento da TSM, os níveis de emissão de CO₂ para a atmosfera são menores do que nas regiões vizinhas, devido à dificuldade de superar a tensão superficial da água do mar.

Em 2012 (Figura 17), o fluxo de CO₂ variou de 2,4 a 5,4 mmol m⁻² d⁻¹. A região noroeste, com menor FCO₂, apresentou um efeito mais fraco do que em 2010. Neste ano, tanto a temperatura média do oceano quanto da atmosfera foram mais baixas, evidenciando uma redução no efeito *warm wake* em comparação com 2014. O enfraquecimento dos ventos (Figuras 14c, d) e das correntes (Figura 12) resultou em menor cisalhamento e turbulência, reduzindo as trocas oceano-atmosfera nas áreas abrigadas.

Em 2014 (Figura 18), os fluxos apresentaram diferenças significativas na distribuição espacial entre 6 e 7 de julho. No dia 6, a distribuição do FCO₂ foi quase homogênea. Na manhã do dia 7, houve uma forte fonte de FCO₂ a nordeste da ilha (Figura 18c). À tarde (Figura 18d), observou-se uma redução do fluxo de CO₂ em toda a porção oeste da ilha. O gradiente de temperatura oceano-atmosfera foi mais fraco em 7 de julho, com uma menor diferença entre as temperaturas do oceano e da atmosfera (Figura 14). Em 2014, houve um aumento de temperatura no lado oeste da ilha, mas a posição das correntes foi ligeiramente diferente da observada em 2010.

Os resultados do FCO₂ estão em concordância com a literatura (TAKAHASHI et al., 2002; TAKAHASHI et al., 2009; JONES et al., 2015; SONG et al., 2016). Durante os três anos analisados, a região atuou como fonte de CO₂ para a atmosfera. O ano de 2010 foi mais quente, enquanto 2012 apresentou temperaturas mais baixas e correntes mais intensas, com maior ascensão de águas frias próximas à superfície.

Este trabalho alerta para os impactos que o arquipélago de Fernando de Noronha pode sofrer devido à acidificação dos oceanos. A região abriga recifes de corais e uma grande biodiversidade, sensíveis às mudanças de pH (SOARES, 2018). O aumento do CO₂ e a diminuição do pH da água do mar podem alterar os padrões físicos oceânicos e a diversidade de espécies na ilha. Como

concluído por Silva et al. (2019), há uma correlação positiva entre a concentração de carbono, a temperatura e a salinidade na região de Fernando de Noronha. Embora esses autores não tenham identificado o *warm wake*, outros, como Tchamabi et al. (2017), observaram esse fenômeno ao redor da ilha, com um aumento na temperatura da massa d'água, impactando os fluxos de CO₂.

Assim como Jones et al. (2015) observaram que a variação sazonal da temperatura influencia a magnitude dos fluxos de CO₂, e Silva et al. (2019) notaram que, durante a estação chuvosa, a região tende a apresentar uma redução na salinidade, os fluxos ao redor de Fernando de Noronha são dinâmicos e sazonais. No entanto, espera-se que a região continue atuando como fonte de CO₂ para a atmosfera (TAKAHASHI et al., 2009).

Este trabalho contribui para futuras aplicações do modelo acoplado COAWST, devido à sua boa representação dos processos físicos, permitindo o estudo e monitoramento da região em termos de fluxos de CO₂, análises meteo-oceanográficas e interação oceano-atmosfera. Essa ferramenta pode ser aplicada em estudos futuros em Fernando de Noronha e outras regiões. Este estudo inicial fornece suporte para pesquisas subsequentes com a ativação do módulo biogeoquímico do COAWST.

6. CONCLUSÃO

Este trabalho investigou as condições termodinâmicas dos fluxos de CO₂ na interface oceano-atmosfera, com base em dados *in situ* e modelagem acoplada na região da ilha de Fernando de Noronha. O principal desafio foi simular condições termodinâmicas realistas ao redor da ilha utilizando um modelo acoplado. Por meio de análises estatísticas, como o diagrama de Taylor, e validações com dados de CTD, observou-se que os resultados do modelo acoplado apresentaram significância estatística em relação aos dados coletados nas três campanhas oceanográficas ao redor da ilha. Os perfis de temperatura e salinidade do modelo foram notavelmente próximos dos perfis obtidos nos três cruzeiros oceanográficos, assim como os ventos modelados, que também apresentaram boa correlação com os valores de velocidade e direção do vento *in situ* a 10 metros de altura.

A ilha atua como uma barreira física à circulação oceânica, induzindo instabilidade e outros processos relacionados a montante e a jusante. Consequentemente, a ilha modifica a temperatura e as correntes superficiais do mar. No lado oeste da ilha, as correntes oceânicas são enfraquecidas devido à barreira física imposta pela ilha, e a TSM aumenta em relação às águas adjacentes. Em 2010, houve enfraquecimento dos ventos e aumento da TSM no lado noroeste, enquanto em 2014 o mesmo fenômeno ocorreu na porção oeste da ilha. O efeito ilha também é evidente na análise da seção vertical. Em 2010, a temperatura do ar foi superior à de 2014. Na atmosfera, o vento contorna o terreno elevado da ilha, enquanto no oceano ocorre um gradiente de temperatura e turbulência no lado oeste da ilha.

Os fluxos de CO₂ foram estimados utilizando variáveis físicas simuladas pelo modelo acoplado oceano-atmosfera. Em 2010 e 2012, os fluxos apresentaram valores mais elevados de CO₂ liberados para a atmosfera em comparação com 2014. Nossos resultados mostram que, em 2010, a coluna d'água foi mais quente, com temperaturas em torno de 27 °C. Além disso, estudos anteriores constataram que as anomalias de TSM em 2010 foram superiores a 1 °C na região e persistiram por pelo menos três meses (SILVA et al., 2018). O ano de 2012 apresentou águas mais frias do que 2010, com

temperaturas em torno de 26 °C, mas também mostrou um gradiente reduzido entre as temperaturas do oceano e da atmosfera, o que pode ter contribuído para uma queda na pressão parcial do CO₂ na interface oceano-atmosfera, reduzindo os fluxos.

O FCO₂ obtido pelos dados modelados foi subestimado em relação aos dados medidos, mas, no geral, o oceano atuou como fonte de CO₂ para a atmosfera durante os três períodos de cruzeiro oceanográfico. Este estudo representa uma investigação inicial utilizando um modelo acoplado oceano-atmosfera para estimar os fluxos de CO₂ na região da ilha de Fernando de Noronha. As próximas etapas envolvem a ativação do módulo biogeoquímico no modelo acoplado, o que permitirá uma estimativa mais precisa dos processos biogeoquímicos e do FCO₂ na interface oceano-atmosfera ao redor da ilha.

REFERÊNCIAS

- ARÍSTEGUI, J., TETT, P., HERNÁNDEZ-GUERRA, A., BASTERRETXEA, G., MONTERO, M. F., WILD, K., SANGRÁ, P., HERNÁNDEZ-LEÓN, S., CANTÓN, M., GARCÍA-BRAUN, J. A., PACHECO, M., & BARTON, E. D. **The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: A study of mesoscale variation around Gran Canaria.** *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44(1), 71–96, 1997.
- ARCHER, David. **The Global Carbon Cycle (Princeton Primers in Climate, 1).** Princeton University Press, 2010.
- ASSUNÇÃO, R. V, SILVA, A. C., MARTINS, J., & MONTES, M. F. **Spatial-temporal variability of the thermohaline properties in the Coastal Region of Fernando de Noronha Archipelago, Brazil.** *Journal of Coastal Research*, 1(75), 512–516, 2016.
- AZEVEDO, C. C., CAMARGO, C. M. L., ALVES, J., & CALDEIRA, R. M. A. **Convection and heat transfer in island (warm) wakes.** *Journal of Physical Oceanography*, 2020.
- BAKKER, D. C. E. E., NIELSDÓTTIR, M. C., MORRIS, P. J., VENABLES, H. J., & WATSON, A. J. **The island mass effect and biological carbon uptake for the subantarctic Crozet Archipelago.** *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(18–20), 2174–2190, 2007.
- BERNER, R. A. **The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition.** *Nature*, Vol. 426(6964), 323–326, 2003.
- BOTKIN, D. B.; & KELLER, E. **A ciência ambiental: Terra, um planeta vivo.** 7ª ed. Rio de Janeiro: LTC, 2011
- BUIKIN, A. I., HOPP, J., KOGARKO, L. N., VERCHOVSKY, A. B., & TRIELOFF, M. **He–Ne–Ar–N₂–CO₂ Systematics of Fernando de Noronha Mantle Xenoliths: Confirmation of Mantle Plume Origin.** *Geochemistry International*, 60(13), 1380–1392, 2022.
- CALDEIRA, R. M. A., GROOM, S., MILLER, P., PILGRIM, D., & NEZLIN, N. P. **Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic.** *Remote Sensing of Environment*, 80(2), 336–360, 2002.

- CALDEIRA, R. M. A., MARCHESIELLO, P., NEZLIN, N. P., DIGIACOMO, P. M., & MCWILLIAMS, J. C. **Island wakes in the Southern California Bight**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(11), 1–20, 2005.
- CARBON cycle-cute diagram pt.svg. (2022). Wikimedia Commons. Retrieved 12:17, December 10, 2023 from https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Carbon_cycle-cute_diagram_pt.svg&oldid=647489701.
- CEPPI, P., ZAPPA, G., SHEPHERD, T. G., & GREGORY, J. M. **Fast and slow components of the extratropical atmospheric circulation response to CO₂ forcing**. *Journal of Climate*, 31(3), 1091–1105, 2018.
- CHAVES, T. B. C., MAFALDA JR., P., SANTOS, C., SOUZA, C. S. DE, MOURA, G., SAMPAIO, J., MELO, G., PASSAVANTE, J. Z. DE O., & FEITOSA, F. A. DO N. **Biomassa planctônica e hidrografia na zona econômica exclusiva do nordeste do Brasil**. *Tropical Oceanography*, 34(1), 12–30, 2006.
- CHEMKE, R., & POLVANI, L. M. **Ocean Circulation Reduces the Hadley Cell Response to Increased Greenhouse Gases**. *Geophysical Research Letters*, 45(17), 9197–9205, 2018.
- CHEN, S., WANG, Y., CHENG, H., EDWARDS, R. L., WANG, X., KONG, X., & LIU, D. **Strong coupling of Asian Monsoon and Antarctic climates on sub-orbital timescales**. *Scientific Reports*, 6, 2016.
- CHÉRUBIN, L. M., & GARAVELLI, L. **Eastern caribbean circulation and island mass effect on St. Croix, US Virgin Islands: A mechanism for relatively consistent recruitment patterns**. *PLoS ONE*, 11(3), 1–28, 2016.
- CHIDICHIMO, M. P., PEREZ, R. C., SPEICH, S., KERSALÉ, M., SPRINTALL, J., DONG, S., LAMONT, T., SATO, O. T., CHERESKIN, T. K., HUMMELS, R., & SCHMID, C. **Energetic overturning flows, dynamic interocean exchanges, and ocean warming observed in the South Atlantic**. *Communications Earth and Environment*, 4(1), 2023.
- CLARK, P. U., PISIAS, N. G., STOCKER, T. F., & WEAVER, A. J. **The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change**. *Nature*, 415(6874), 863–869, 2002.
- CLAUDINO-SALES, V. **Brazilian Atlantic Islands: Fernando de Noronha and Atol das Rocas, Brazil**. *Coastal Research Library*, 28, 217–223, 2019.

- CORREIA, Alexandra Cristina Pires. **Balanço de carbono em ecossistemas mediterrânicos.** Tese (Doutorado em Engenharia Florestal e dos Recursos Naturais) – Instituto Superior de Agronomia, Universidade de Lisboa. Lisboa, p.89, 2013.
- COSTA DA SILVA, A., CHAIGNEAU, A., DOSSA, A. N., ELDIN, G., ARAUJO, M., & BERTRAND, A. **Surface Circulation and Vertical Structure of Upper Ocean Variability Around Fernando de Noronha Archipelago and Rocas Atoll During Spring 2015 and Fall 2017.** *Frontiers in Marine Science*, 8, 2021.
- COURTNEY, T. A., LEBRATO, M., BATES, N. R., COLLINS, A., DE PUTRON, S. J., GARLEY, R., JOHNSON, R., MOLINERO, J.-C., NOYES, T. J., SABINE, C. L., & ANDERSSON, A. J. **Environmental controls on modern scleractinian coral and reef-scale calcification.** *Science Advances*, 3(11), 2017.
- DAI, A., ZHAO, T., & CHEN, J. **Climate Change and Drought: a Precipitation and Evaporation Perspective.** *Current Climate Change Reports*, 4(3), 301–312, 2018.
- DONG, X., HUANG, H., ZHENG, N., PAN, A., WANG, S., HUO, C., ZHOU, K., LIN, H., & JI, W. **Acidification mediated by a river plume and coastal upwelling on a fringing reef at the east coast of Hainan Island, Northern South China Sea.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7521–7536, 2017.
- DOTY, M. S., & OGURI, M. **The island mass effect.** *ICES Journal of Marine Science*, 22(1), 33–37, 1956.
- EMERSON Steven, & HEDGES John. **Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle.** Cambridge University Press, 2008.
- FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN, M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LE QUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J., CONTRIBUTING, D. W. R. W., ARCHER, D., ASHMORE, M. R., AUMONT, O., BAKER, D., BATTLE, M., BENDER, M., BOPP, L. P., BOUSQUET, P., CALDEIRA, K., CIAIS, P., ... & ROJAS, A. R. **The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide**, 185-225, 2018.
- FARIAS, P. C. **Fluxos de calor e dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera na região costeira e oceânica ao sul do Brasil.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014

- FARMER, G. Thomas; & COOK, John. **Climate Change Science: A Modern Synthesis: Volume 1 - the Physical Climate**. Springer Science & Business Media, 2013.
- FEELY, R., A.; WANNINKHOF, R.; CARTER, B. R.; CROSS, J. N.; MATHIS, J. N.; SABINE, C. L.; COSCA, C. E.; & TIRNANES, J. A. **Global ocean carbon cycle. [in “State of the Climate” in 2015]**. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 97, n. 8, p. S89-S92, 2016.
- FENG, Y., ROLEDA, M. Y., ARMSTRONG, E., BOYD, P. W., & HURD, C. L. **Environmental controls on the growth, photosynthetic and calcification rates of a Southern Hemisphere strain of the coccolithophore *Emiliania huxleyi***. *Limnology and Oceanography*, 62(2), 519–540, 2017.
- FERREIRA, B. P., COSTA, M. B. S. F., COXEY, M. S., GASPAR, A. L. B., VELEDA, D., & ARAUJO, M. **The effects of sea surface temperature anomalies on oceanic coral reef systems in the southwestern tropical Atlantic**. *Coral Reefs*, 32(2), 441–454, 2013.
- GARRISON, T. **Fundamentos de oceanografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2010. 426 p
- GONZÁLEZ-DÁVILA, M., SANTANA-CASIANO, J. M., RUEDA, M.-J., LLINÁS, O., & GONZÁLEZ-DÁVILA, E.-F. **Seasonal and interannual variability of sea-surface carbon dioxide species at the European Station for time series in the Ocean at the Canary Islands (ESTOC) between 1996 and 2000**. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(3), 1–2, 2003.
- GRISE, K. M., & POLVANI, L. M. **The response of midlatitude jets to increased CO₂: Distinguishing the roles of sea surface temperature and direct radiative forcing**. *Geophysical Research Letters* RESEARCH, 41, 6863–6871, 2014.
- HAZIN, F. H. V. **Fisheries-oceanographical study on tunas, billfishes and sharks in the southwestern equatorial Atlantic Ocean**. PhD thesis, Tokyo University of Fisheries, 1993.
- HEINZE, C., MEYER, S., GORIS, N., ANDERSON, L., STEINFELDT, R., CHANG, N., LE QUÉRÉ, C., & BAKKER, D. C. E. **The ocean carbon sink - Impacts, vulnerabilities and challenges**. *Earth System Dynamics*, 6(1), 327–358, 2015.
- HENEHAN, M. J., EVANS, D., SHANKLE, M., BURKE, J. E., FOSTER, G. L., ANAGNOSTOU, E., CHALK, T. B., STEWART, J. A., ALT, C. H. S., DURRANT,

- J., & HULL, P. M. **Size-dependent response of foraminiferal calcification to seawater carbonate chemistry.** *Biogeosciences*, 14(13), 3287–3308, 2017.
- HOLDING, T., ASHTON, I. G., SHUTLER, J. D., LAND, P. E., NIGHTINGALE, P. D., REES, A. P., BROWN, I., PIOLLE, J.-F., KOCK, A., BANGE, H. W., WOOLF, D. K., GODDIJN-MURPHY, L., PEREIRA, R., PAUL, F., GIRARD-ARDHUIN, F., CHAPRON, B., REHDER, G., ARDHUIN, F., & DONLON, C. J. **The fluxengineair-sea gas flux toolbox: Simplified interface and extensions for in situ analyses and multiple sparingly soluble gases.** *Ocean Science*, 15(6), 1707–1728, 2019.
- HONKANEN, M., TUOVINEN, J.-P., LAURILA, T., MÄKELÄ, T., HATAKKA, J., KIELOSTO, S., & LAAKSO, L. **Measuring turbulent CO₂ fluxes with a closed-path gas analyzer in a marine environment.** *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 2018.
- IANSON, D., & ALLEN, S. E. **A two-dimensional nitrogen and carbon flux model in a coastal upwelling region.** *Global Biogeochemical Cycles*, 16(1), 15, 2002.
- ITO, R.G., GARCIA, C.A.E., & TAVANO, V.M. **Net sea-air CO₂ fluxes and modelled pCO₂ in the South western subtropical Atlantic continental shelf during spring 2010 and summer 2011.** *Continental Shelf Research*, v. 119, p. 68–84, 2016
- JACOB, Robert; LARSON, Jay; & ONG, Everest. **Mn communication and parallel interpolation in {CCSM3} using the Model Coupling Toolkit.** *Int. J. High Perf. Comp. App.*, [S. l.], v. 19, p. 293–308, 2005.
- JAKUBOWSKA, M., & NORMANT-SAREMBA, M. **The influence of carbon dioxide-induced water acidification on the osmotic and metabolic responses of the Baltic amphipod *Gammarus oceanicus*.** *Marine and Freshwater Behaviour and Physiology*, 49(3), 173–185, 2016.
- JONES, E. M., BAKKER, D. C. E., VENABLES, H. J., & HARDMAN-MOUNTFORD, N. J. **Seasonal cycle of CO₂ from the sea ice edge to island blooms in the Scotia Sea, Southern Ocean.** *Marine Chemistry*, 177, 490–500, 2015.
- KAWAHATA, H., FUJITA, K., IGUCHI, A., INOUE, M., IWASAKI, S., KUROYANAGI, A., MAEDA, A., MANAKA, T., MORIYA, K., TAKAGI, H., TOYOFUKU, T., YOSHIMURA, T., & SUZUKI, A. **Perspective on the response of marine calcifiers to global warming and ocean acidification—Behavior of corals**

- and foraminifera in a high CO₂ world “hot house.”** *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(1), 2019.
- KITIDIS, V., BROWN, I., HARDMAN-MOUNTFORD, N., & LEFÈVRE, N. **Surface ocean carbon dioxide during the Atlantic Meridional Transect (1995–2013); evidence of ocean acidification.** *Progress in Oceanography*, 158, 65–75, 2017.
- KRAJEWSKI, J. P., FLOETER, S. R., JONES, G. P., & LEITE, F. P. P. **Patterns of variation in behaviour within and among reef fish species on an isolated tropical island: Influence of exposure and substratum.** *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 91(6), 1359–1368, 2011.
- KRISHNA, S., & SCHARTAU, M. **A data-model synthesis to explain variability in calcification observed during a CO₂ perturbation mesocosm experiment.** *Biogeosciences*, 14(7), 1857–1882, 2017.
- KRUMHARDT, K. M., LOVENDUSKI, N. S., LONG, M. C., LEVY, M., LINDSAY, K., MOORE, J. K., & NISSEN, C. **Coccolithophore Growth and Calcification in an Acidified Ocean: Insights From Community Earth System Model Simulations.** *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5), 1418–1437, 2019.
- KVALE, K. F., TURNER, K. E., LANDOLFI, A., & MEISSNER, K. J. **Phytoplankton calcifiers control nitrate cycling and the pace of transition in warming icehouse and cooling greenhouse climates.** *Biogeosciences*, 16(5), 1019–1034, 2019.
- LARSON, Jay; JACOB, Robert; & ONG, Everest. **The model coupling toolkit: A new Fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models.** *International Journal of High Performance Computing Applications*, [S. l.], v. 19, n. 3, p. 277–292, 2005.
- LACHKAR, Z. **Effects of upwelling increase on ocean acidification in the California and Canary Current systems.** *Geophysical Research Letters*, 41 (1), 90–95, 2014.
- LEFEVRE, N.; DIVERRES, D.; & GALLOIS, F. **Origin of CO₂ undersaturation in the western tropical Atlantic.** *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 62(5), 595–607, 2010.
- LENCINA-AVILA, J. M. et al. **Deep-sea research I sea-air carbon dioxide fluxes along 35 ° S in the South Atlantic Ocean.** *Deep-Sea Research Part I*, v. 115, p. 175–187, 2016.

- LI, Zhong-Hai. **Integrated thermodynamic and thermomechanical numerical modeling: A useful method for studying deep Earth water and carbon cycling.** *Geosystems and Geoenvironment*, 1, 15, 2022.
- LIBES, Susan M. **Introduction to Marine Biogeochemistry.** Elsevier, 2009.
- MAAS, A. E., LAWSON, G. L., BERGAN, A. J., & TARRANT, A. M. **Exposure to CO₂ influences metabolism, calcification and gene expression of the thecosome pteropod *Limacina retroversa*.** *Journal of Experimental Biology*, 221(3), 2018.
- MELLO, T. J., VIEIRA, E. A., GARRIDO, A. G., ZILBERBERG, C., DE LIMA, J. L., SANTOS, L. P. S., & LONGO, G. O. **Drivers of temporal variation in benthic cover and coral health of an oceanic intertidal reef in Southwestern Atlantic.** *Regional Studies in Marine Science*, 60, 2023.
- MOUW, C. B., BARNETT, A., MCKINLEY, G. A., GLOEGE, L., & PILCHER, D. **Global ocean particulate organic carbon flux merged with satellite parameters.** *Earth System Science Data*, 8(2), 531–541, 2016.
- MULLER-KARGER, F. E., VARELA, R., THUNELL, R., LUERSSSEN, R., HU, C., & WALSH, J. J. **The importance of continental margins in the global carbon cycle.** *Geophysical Research Letters*, 32(1), 1–4, 2005.
- NCIPHA, X. G., & SIVAKUMAR, V. **Study on carbon dioxide atmospheric distribution over the Southwest Indian Ocean islands using satellite data: Part 2 –the influence of meteorology and air transportation.** *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 179, 580–590, 2018.
- OLIVEIRA, S. M. B.; CORDANI, U. G.; & FAIRCHILD, T. R. **Atmosfera, clima e mudanças climáticas: sismicidade e estrutura interna da terra.** In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, J. (Orgs.). *Decifrando a Terra*. 2.ed. São Paulo: Editora Nacional, 2009.
- ONO, H., KOSUGI, N., TOYAMA, K., TSUJINO, H., KOJIMA, A., ENYO, K., IIDA, Y., NAKANO, T., & ISHII, M. **Acceleration of Ocean Acidification in the Western North Pacific.** *Geophysical Research Letters*, 46(22), 13161–13169, 2019.
- PULLEN, J., CALDEIRA, R., DOYLE, J. D., MAY, P., & TOMÉ, R. **Modeling the air-sea feedback system of Madeira Island.** *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(3), 1641–1664, 2017.
- ROY-BARMAN, M.; & JEANDEL, C. **Marine geochemistry: ocean circulation, carbon cycle and climate change.** Oxford University Press, 2016.

- SABINE, C. L.; FEELY, R. A. **The oceanic sink for carbon dioxide**. pp. 31–49. In D. Reay, N. Hewitt, J. Grace and K. Smith (Eds.), *Greenhouse Gas Sinks*, CABI Publishing, 2007.
- SABINE, C. L.; FEELY, R. A.; GRUBER, N.; KEY, R. M.; LEE, K.; BULLISTER, J. L.; WANNINKHOF, R.; WONG, C. S.; WALLACE, D. W. R.; TILBROOK, B.; MILLERO, F. J.; PENG, T-H; KOZYR, A.; ONO, T.; & RIOS, A. F. **The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂**. *Science*, 305, 367-371, 2004.
- SALVETAT, J., BEZ, N., HABASQUE, J., LÉBOURGÈS-DHAUSSY, A., LOPES, C., ROUDAUT, G., SIMIER, M., TRAVASSOS, P., VARGAS, G., & BERTRAND, A. **Comprehensive spatial distribution of tropical fish assemblages from multifrequency acoustics and video fulfils the island mass effect framework**. *Scientific Reports*, 12(1), 2022.
- SANGRÀ, P., AULADELL, M., MARRERO-DÍAZ, A., PELEGRÍ, J. L., FRAILE-NUEZ, E., RODRÍGUEZ-SANTANA, A., MARTÍN, J. M., MASON, E., & HERNÁNDEZ-GUERRA, A. **On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria**. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(5), 687–709, 2007.
- SARMIENTO, J. L.; & GRUBER, N. **Ocean biogeochemical dynamics**. Princeton: Princeton University, 2006.
- SHCHEPETKIN, ALEXANDER F.; MCWILLIAMS, & JAMES C. **The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model**. *Ocean Modelling*, [S. l.], v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005.
- SHI, W., LI, Y., DONG, Y., XIN, M., ZHANG, X., & XU, Q. **The effect of ocean acidification on the enzyme activity of *Apostichopus japonicus***. *Fish & Shellfish Immunology*, 2020.
- SILVA, B. J., GASPAR, F. L., TYAQUIÇÃ, P., LEFÈVRE, N., & FLORES MONTES, M. **J. Carbon chemistry variability around a tropical archipelago**. *Marine and Freshwater Research*, 70(6), 767–780, 2019.
- SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHI, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X. Y.; WANG, W.; & POWERS, J. G. A. **Description of the Advanced Research WRF Version 3**. Technical Report, [S. l.], v. 2005, n. June, p. 113, 2008. DOI: 10.5065/D6DZ069T.

- SKIELKA, U.; SOARES, J.; & OLIVEIRA, A. P. **Study of the equatorial Atlantic ocean mixing layer using a one-dimensional turbulence model.** Brazilian Journal of Oceanography 58, 57-69, 2010.
- SOARES, M. D. O. **Climate change and regional human pressures as challenges for management in oceanic islands, South Atlantic.** Marine Pollution Bulletin, 131, 347–355, 2018.
- SONG, H., MARSHALL, J., MUNRO, D. R., DUTKIEWICZ, S., SWEENEY, C., MCGILLICUDDY D.J., JR., & HAUSMANN, U. **Mesoscale modulation of air-sea CO₂ flux in Drake Passage.** Journal of Geophysical Research: Oceans, 121(9), 6635–6649, 2016.
- 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 Oceanic Technology, 33(4), 741–756, 2016.
- TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S.; SWEENEY, C.; POISSON, A.; METZL, N.; TILBROOK, B.; BATES, N.; WANNINKHOF, R.; FEELY, R.; & SABINE, C. **Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects.** Deep-Sea Research, v. 49, p. 1601–1622, 2002.
- TAKAHASHI, T.; SUTHERLAND, S. C.; WANNINKHOF, R.; SWEENEY, C.; FEELY, R. A.; CHIPMAN, D. W.; HALES, B.; FRIEDERICH, G.; CHAVEZ, F.; & SABINE, C. **Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans (others).** Deep-Sea Research, v. 56, n. 8/10, p. 554–577, 2009.
- TCHAMABI, C. C., ARAUJO, M., SILVA, M., & BOURLÈS, B. **A study of the Brazilian Fernando de Noronha island and Rocas atoll wakes in the tropical Atlantic.** Ocean Modelling, 111, 9–18, 2017.
- THEVENIN, M. 2022 **Para onde vão as correntes no litoral do Brasil?** Website: <https://www.oceanoparaleigos.com/post/correntes-litoral-do-brasil>. Acessado dia: 15 de fevereiro de 2023.
- TOSETTO, E. G., BERTRAND, A., NEUMANN-LEITÃO, S., COSTA DA SILVA, A., & NOGUEIRA JÚNIOR, M. **Planktonic cnidarian responses to contrasting**

- thermohaline and circulation seasonal scenarios in a tropical western boundary current system.** *Ocean Science*, 18(6), 1763–1779, 2022.
- TRAVASSOS, P. E. P. F., HAZIN, F. H. V., ZAGAGLIA, J. R., ROCHA, R. A., & SCHOBER, J. **Thermohaline structure around seamounts and islands off Northeast Brazilian coast.** *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47(2/3), 211–222, 1999.
- TURLEY, C., & FINDLAY, H. S. **Ocean Acidification.** In *Climate Change: Observed Impacts on Planet Earth: Second Edition*. Elsevier Inc, 2016.
- UCHA, I. R., GONZÁLEZ-DÁVILA, M., SANTANA-CASIANO, M., RUEDA, M. J., & LLINÁS, O. **Carbonate system distribution south of the canary islands in spring 2000 [Distribución del sistema del carbonato al sur de las islas canarias en la primavera del año 2000].** *Scientia Marina*, 74(SUPPL. 1), 33–46, 2010.
- VELEDA, D. R. A. **Seasonal and intraseasonal variability of the western boundary regime off the Eastern Brazilian Coast**, 2008.
- WALTER, M. J.; KOHN, S. C.; ARAUJO, D.; BULANOVA, G. P.; SMITH, C. B.; GAILLOU, E.; WANG, J.; STEELE, A.; & SHIREY, S. B. **Deep Mantle Cycling of Oceanic Crust: Evidence from Diamonds and Their Mineral Inclusions.** *Science*, 334, 6052 54-57, 2011.
- WARNER, John C.; ARMSTRONG, Brandy; HE, Ruoying; & ZAMBON, Joseph B. **Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System.** *Ocean Modelling*, [S. I.], v. 35, n. 3, p. 230–244, 2010.
- WARNER, JOHN C.; SHERWOOD, CHRISTOPHER R.; ARANGO, HERNAN G.; SIGNELL, & RICHARD P. **Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method.** *Ocean Modelling*, [S. I.], v. 8, n. 1–2, p. 81–113, 2005. DOI: 10.1016/j.ocemod.2003.12.003.
- WILKIN, JOHN L.; ARANGO, HERNAN G.; HAIDVOGEL, DALE B.; LICHTENWALNER, C. SAGE; GLENN, SCOTT M.; HEDSTRÖM, & KATHERINE S. **A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, [S. I.], v. 110, n. 6, p. 1–13, 2005. DOI: 10.1029/2003JC002218
- WIRASATRIYA, A., SUGIANTO, D. N., MASLUKAH, L., AHKAM, M. F., WULANDARI, S. Y., & HELMI, M. **Carbon dioxide flux in the Java Sea estimated from**

satellite measurements. Remote Sensing Applications: Society and Environment, 20, 2020.

- WOOLF, D. K., SHUTLER, J. D., GODDIJN-MURPHY, L., WATSON, A. J., CHAPRON, B., NIGHTINGALE, P. D., DONLON, C. J., PISKOZUB, J., YELLAND, M. J., ASHTON, I., HOLDING, T., SCHUSTER, U., GIRARD-ARDHUIN, F., GROUAZEL, A., PIOLLE, J.-F., WARREN, M., WROBEL-NIEDZWIECKA, I., LAND, P. E., TORRES, R., ... & PAUL, F. **Key Uncertainties in the Recent Air-Sea Flux of CO₂.** Global Biogeochemical Cycles, 33(12), 1548–1563, 2019.
- YU, X., JIANG, B., LI, B., NIU, X., ZHANG, X., & LIU, J. **Retrieval of remotely sensed air–sea carbon flux in the Chinese Bohai Sea.** Marine Georesources and Geotechnology, 37(3), 312–321, 2019.
- ZEEBE, Richard. E.; & WOLFGLADROW, Dieter. **CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes.** Elsevier, 2001.

ANEXO

Segue em anexo o artigo final da tese de doutorado. Publicado na revista *Tropical Oceanography*, v. 50, n. 2, 33p. em 2023.



RESPONSE OF CO₂ FLUXES TO THE OCEAN-ATMOSPHERE INTERACTION PROCESSES IN THE FERNANDO DE NORONHA ISLAND

Luis Henrique B. Alves^{1*}; Manuel Flores Montes¹; Nathalie Lefèvre²; Thiago Luiz do Vale Silva³;
Francis Lopes¹; Doris Veleda¹

¹ Department of Oceanography – DOCEAN, Federal University of Pernambuco – UFPE, Av. Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550 Recife, PE, Brazil.

² IRD-LOCEAN, Sorbonne Université, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

³ Pernambuco Water and Climate Agency (APAC), Recife, Brazil

* Corresponding author: luis.alves@ufpe.br

Resumo

Este estudo investiga as condições termodinâmicas e os fluxos ar-mar de CO₂ na região da Ilha de Fernando de Noronha. As análises foram baseadas nos resultados de modelagem acoplada oceano-atmosfera para três períodos de cruzeiros oceanográficos, Camadas Finas I, Camadas Finas II e Camadas Finas IV, em 2010, 2012 e 2014. Os resultados da modelagem oceano-atmosfera correspondem bem aos dados dos três cruzeiros oceanográficos ao redor da ilha. O vento modelado teve boa correlação com os valores de velocidade e direção do vento em 10m, com significância estatística de 95%. A temperatura da superfície do mar e as correntes superficiais são modificados com a presença da ilha. No lado oeste da ilha, as correntes oceânicas são enfraquecidas devido à barreira física e a temperatura da superfície do mar aumenta, indicando um efeito ilha. O efeito ilha também é observado ao analisar as seções verticais. As condições meteorológicas em 2010 mostram que a temperatura do ar foi mais elevada do que em 2012 e 2014. A atmosfera também apresenta um efeito de ilha, com o vento contornando o terreno superior da ilha e enfraquecendo a sotavento. A parte oceânica mostra um aquecimento das águas superiores e convergência de correntes no lado oeste da ilha. As temperaturas oceânicas modeladas subestimam ($\sim -0,3$ °C) as observações, exceto a oeste da ilha ($\sim +0,3$ °C), onde a temperatura do modelo é superior às medidas. O cálculo do viés de FCO₂ (fCO₂ é a fugacidade de CO₂ com unidade μatm , FCO₂ é o fluxo de CO₂) mostra que o modelo subestima as medições em cerca de $20 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. O oceano foi fonte de CO₂ durante os três períodos de cruzeiro oceanográfico.

Palavras-Chave: Fernando de Noronha, efeito ilha, fluxos de CO₂ oceano-atmosfera.

Abstract

This study investigates thermodynamic conditions and air-sea CO₂ fluxes in the Fernando de Noronha Island region. The analyses were based on coupled ocean-atmosphere modeling results for three periods of oceanographic cruises, Camadas Finas I, Camadas Finas II, and Camadas Finas IV, in 2010, 2012, and 2014. The ocean-atmosphere modeling results correspond well with data from three oceanographic cruises around the island. The modeled wind correlated well with the wind speed and direction values at 10m, with a statistical significance of 95%. The presence of the island modifies the sea surface temperature and surface currents. On the island's west side, ocean currents are weakened due to the physical barrier, and the sea surface temperature increases, indicating an island effect. The island effect is also observed when analyzing vertical sections. Weather conditions in 2010 show that the air temperature was higher than in 2012 and 2014. The atmosphere also exhibits an island effect, with the wind skirting the island's upper terrain and weakening on the leeward side. The oceanic part shows the warming of the upper waters and the convergence of currents on the island's west side. Modeled ocean temperatures underestimate (~ -0.3 °C)

observations, except to the west of the island ($\sim +0.3$ °C), where model temperatures are higher than measurements. Calculation of the FCO₂ bias (fCO₂ is the CO₂ fugacity with unit atm, and FCO₂ is the CO₂ flux) shows that the model underestimates the measurements by about 20 mmol m⁻² d⁻¹. The ocean was a source of CO₂ during the three oceanographic cruise periods.

Keywords: Fernando de Noronha, island effect, ocean-atmosphere CO₂ fluxes

Introduction

The western tropical Atlantic (WTA) is characterized by strong thermal stratification and permanent thermocline, with oligotrophic waters, low concentration of nutrients, and planktonic biomass. However, islands and seamounts can trigger mechanisms that change the local hydrodynamics, affecting the surrounding circulation, causing vertical mixing, and favoring productivity. This phenomenon is called the “island effect” (Gove *et al.*, 2016). Araujo and Cintra (2009) also point out that the interaction of currents with the topography of islands and seamounts can lead to the production of eddies, currents weakening, and disturbances in the thermohaline structure. The Fernando de Noronha (FN) Archipelago is in WTA and is under the influence of the central branch of the South Equatorial Current (cSEC) in the upper layer. This zonal current flows westward to join the North Brazil Undercurrent (NBUC) along the Brazilian coast. Measurements of the cSEC at 3-7°S and 30°W show an average intensity of 0.34 m s⁻¹, with a seasonal variability expressed by a bimodal decrease until early April and November and strengthening in mid-July (Lumpkin and Garzoli, 2005). Below the cSEC, between 2.5 - 4° S, the southern branch of the Equatorial Undercurrent (SEUC) in the 200-500 m depth flows eastward.

FN has been subject to numerous biological studies (Brandão *et al.*, 2017; Garla *et al.*, 2006; Leite *et al.*, 2009; Vargas *et al.*, 2018). However, the island's interaction with the current systems and its consequences on the local marine ecosystem is still poorly known. The presence of the FN generates changes in ocean circulation, temperature, and salinity (Tchamabi *et al.*, 2017). Recently, Costa da Silva *et al.* (2021) identified that flow-topography induced changes in the thermohaline structure and biogeochemistry in the southeast of the island, presenting negative temperature and salinity anomalies between 200 and 400 m and fluorescence peak. The development of eddies and turbulence usually occur in areas of islands, increasing primary production and sinking the amount of atmospheric CO₂ to the ocean. Otherwise, other features generated by islands, such as warm wakes at the surface, increase the sea surface temperature (SST), which is frequently found in the lee of islands (Pullen *et al.*, 2017; Sangrà *et al.*, 2007; Caldeira *et al.*, 2002).

Using a regional ocean model, Tchamabi *et al.* (2017) simulated the thermodynamics and surface circulation in the oceanic region of FN and Atol das Rocas (AR). These authors identified a weakening of the surface current (cSEC) downstream of the islands. A small-scale cooling was detected at 60m depth west of the island. This subsurface cooling, primarily driven by the disruption of the cSEC by the bathymetry of the island, results from the action of eddies downstream FN through turbulent mixing. However, these authors focus mainly on the subsurface effects and neglect the upper ocean temperature wakes.

Warm SSTs are commonly found on the leeward of islands (Caldeira *et al.*, 2002). Caldeira and Tomé (2013) hypothesized that atmospheric wakes' cloud-free conditions promote enhanced short-wave radiation and lee-side ocean warming. Caldeira and Marchesiello (2002) found 4–5°C above the surrounding upper oceanic waters, downwind of islands in the first 20m depth. Caldeira *et al.* (2002) also detected 2–3°C warmer surface waters at leeward of Madeira in the first 20m. Han *et al.* (2019) found the mean SST west of Madagascar Island up to about 3.0 °C warmer than in the east. The presence of Madagascar Island resulted in weaker winds on the leeward side and, in turn, weakened the mixing in the upper waters; thus, a shallower surface mixed layer depth.

Consequently, small SST changes in these warm waters may strongly impact air-sea fluxes and lead to changes in carbon budget estimates. It is necessary to understand better the role of the ocean islands in biogeochemical cycles and feedback. Thus, observations and models improve our understanding of the coastal zone concerning the carbon budget.

Chaves *et al.* (2006) showed that primary production rises in adjacent Fernando de Noronha Island areas. Several studies suggested that high productivity is linked to upwelling due to the island's topography (Ekau & Knoppers, 1999; Silva *et al.*, 2019; Araujo *et al.*, 2019). Caldeira *et al.* (2005) investigated the island mass effect in Southern California Bight under the wind and current dynamics. Moreover, they noted that this effect affects the island's primary productivity. Bakker *et al.* (2007) quantified the island mass effect for inorganic carbon changes and CO₂ air-sea fluxes in the Crozet Plateau waters. These authors identified phytoplankton blooms downstream of the plateau, creating an oceanic CO₂ sink.

Air-sea CO₂ fluxes (FCO₂) in many coastal systems are often based on snapshot measurements. Thus, spatial and temporal changes in FCO₂ remain to be resolved, as significant uncertainties are often reported in individual systems, which would, in turn, impact the estimation of global fluxes. From the

perspective of predictability of future changes, air-sea FCO₂ space-time variability and the inherent controlling processes need to be better understood (Zhai *et al.*, 2013).

Studies in other regions showed that FCO₂ changes over the year (Burgers *et al.*, 2017; Bates *et al.*, 2011; Drupp *et al.*, 2011; Dumousseaud *et al.*, 2010) and that coral reefs could be a CO₂ source to the atmosphere (Yan *et al.*, 2011; Ware *et al.*, 1992). Torres *et al.* (2020) evaluated the sensitivity of CO₂ air-sea gas exchange in a coastal station in the western English Channel. They performed four different model system configurations of the 1D coupled hydrodynamic–ecosystem model GOTM–ERSEM towards identifying critical dynamics of relevance in quantifying air-sea CO₂. These authors found that numerical experiments resolving near-surface temperature gradients induced by the daily heating cycle have the most efficient impact at short, seasonal, and annual time scales.

Long-term air-sea CO₂ fluxes have been difficult to quantify due to the lack of field data measurements (Schuster *et al.*, 2009; Fransson *et al.*, 2008; Padin *et al.*, 2010; Dumousseaud *et al.*, 2010; Dai *et al.*, 2009). Hence, continuous spatial monitoring efforts are required to assess the air-sea CO₂ variability with a level of reliability. Space-time observations are limited in open ocean areas. Models are an alternative to supply spatial estimative about the variability of these fluxes around islands, which can be achieved using an ocean-atmosphere coupled model (Aristegui *et al.*, 1997). Hence, this paper aims to quantify the air-sea CO₂ fluxes around Fernando de Noronha Island using a coupled ocean-atmosphere high-resolution model, in situ physical variables, and seawater CO₂ fugacity.

Methods

Study area

The Fernando de Noronha Archipelago (FN) (03 ° 45'-03 ° 57 'S, 32 ° 19'-32 ° 41' W) (Figure 1) is located 345 km from the Brazilian coast and consists of 21 islands, islets, and rocks, covering an area of 18.4 km². The main island, Fernando de Noronha Island, constitutes 91% of the archipelago's total area. It is the largest archipelago in Brazil and includes a National Marine Park and a State Environmental Protection Area under the jurisdiction of the ICMBio - Chico Mendes Institute for Biodiversity Conservation. The dynamic of the winds is linked to the seasonal migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). The ITCZ is centered in the zone of maximum SSTs in the equatorial region, migrating in boreal winter to its southernmost position

when the island is under the influence of the northeast trade winds. In boreal summer and autumn, the ITCZ is at its northernmost part, and the southeasterly winds prevail.

The FN region is characterized by a rainy season between March and July and a dry season between August and January (Mohr *et al.*, 2009). The tidal regime is semi-diurnal, with an amplitude of 2-3.2 m (Mohr *et al.*, 2009). The archipelago is directly influenced by the central branch of the South Equatorial Current (cCSE), with an average salinity of 36 and temperatures between 26 and 28°C (Costa da Silva *et al.*, 2021).

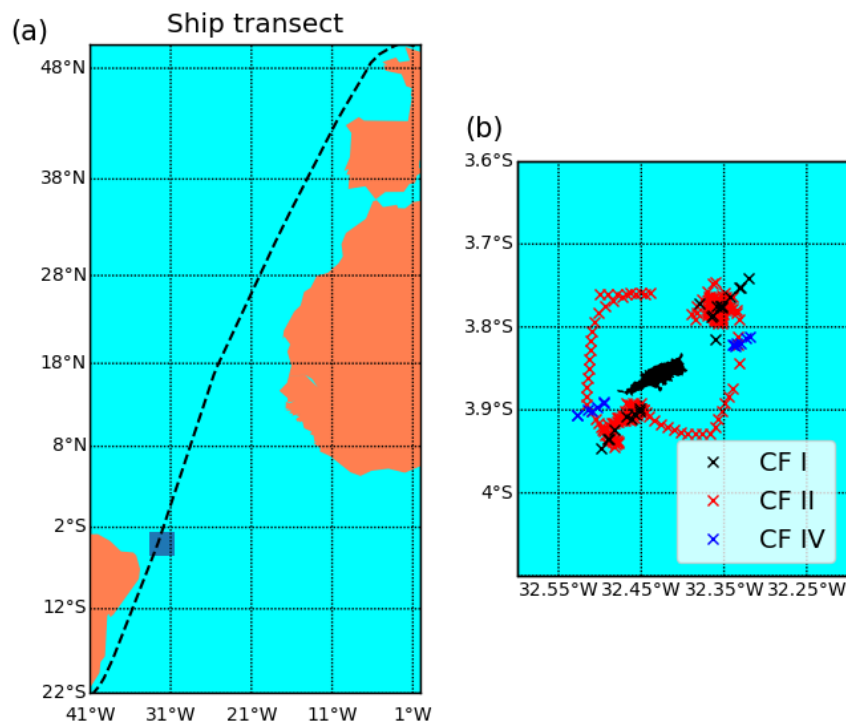


Figure 1. (a) Fernando de Noronha Island. (b) Fernando de Noronha Island geographic position and contour with CF I, CF II and IV CTD's samples.

Air-sea coupled modeling

Here, we used a coupled model composed of the Regional Ocean Modeling System (ROMS) (Shchepetkin and McWilliams, 2005) and Weather Research and Forecasting (WRF) model (Skamarock *et al.*, 2008) as the oceanic and atmospheric components, respectively. The models were coupled using the Model Coupling Toolkit (MCT) (Jacob *et al.*, 2005; Larson *et al.*, 2005). The implementation occurred through the COAWST (Warner *et al.*, 2010). The ROMS model is a three-dimensional, free-surface, terrain-following numerical model that solves the Reynolds-averaged Navier-Stokes equations using the hydrostatic and Boussinesq assumptions

(Shchepetkin & McWilliams, 2005)□. ROMS has been specially designed for accurate regional marine systems simulations for various applications (Warner *et al.*, 2005; Wilkin *et al.*, 2005)□.

The atmospheric model component in COAWST is the compressible and non-hydrostatic model WRF (Skamarock *et al.*, 2008)□. The WRF has different schemes for representing the physics of the atmospheric boundary layer and physical parameterization of processes on a subclass scale.

The Model Coupling Toolkit (MCT) is a coupler in the COAWST modeling system for different model components (Jacob *et al.*, 2005; Larson *et al.*, 2005)□. The coupler uses a parallel coupling approach to facilitate the transference and transformation of various component models' parameters—the MCT coupler exchanges prognostic variables from one model component to another. The WRF model receives SST from the ROMS and supplies the zonal and meridional wind components at 10 m, atmospheric pressure, relative humidity, cloud fraction, rainfall, and short and longwave radiation to the ROMS model (Warner *et al.*, 2010)□.

The coupled model was configured for a domain covering the Fernando de Noronha area from July 10 to August 06, 2010, and July 1 to August 31, 2014. The COAWST configuration used in this study included the coupled atmosphere-ocean model (ROMS + WRF) but did not include the wave and sediment transport models. The WRF is a non-hydrostatic atmospheric model, fully compressible with a vertical terrain coordinate system. The WRF model was configured with two nested domains, the first one with 9 km horizontal degree resolution covering the area 25° - 38 ° W, 10° S - 2° N, the second one with 3 km restricted to 30° to 34 ° W, 5° - 2° S and 42 vertical sigma coordinates. The WRF initial and lateral boundary conditions are from the Final Analysis (FNL) of the National Environmental Prediction Centers (NCEP) (NCEP FNL, 2000), with an interval of 6 hours. WRF was configured following Table (1).

Table 1 - WRF Model Namelist Settings

Grid Structure	Arakawa C-grid
Time step for integration	60 seconds
Microphysics scheme	WRF Single-moment 6-class Scheme
Longwave and Shortwave radiation scheme	RRTMG Shortwave and Longwave Schemes
Surface Layer	NCEP Global Forecast System Scheme
Boundary layer scheme	Mellor-Yamada Nakanishi Niino (MYNN) Level 2.5 and Level 3 Schemes
Cumulus parameterization scheme	Kain-Fritsch Scheme

The terrain-following ocean model ROMS has one domain with a horizontal grid resolution of 1 km (Figure 1) in the 31°13' W – 33°36' W and 2°37' S – 5° S. This high resolution in ROMS allows us to solve mesoscale eddies in the ocean. Initial and lateral open boundary conditions were derived from HYCOM (Wallcraft *et al.*, 2009), with a horizontal resolution of 0.08°x0.08°. The

bathymetry data for the simulations were taken from the GEBCO, a global continuous terrain model for ocean and land with a spatial resolution of 15 arc seconds (GEBCO, 2021). The grid uses Version 2.2 of the SRTM15 plus data set (Tozer B. *et al.*, 2019). The main parameterizations used in ROMS are available in Table (2).

Table 2 - ROMS Standard Input Parameters

Grid Structure	Arakawa C-grid
Time step for integration	10
Number of barotropic time steps	40
Thermal expansion coefficient	1.7×10^{-4}
Linear bottom drag coefficient	3×10^{-4} m/s
Mean density for Boussinesq approximation	1025 kg/m ³
Lateral boundary layer	Free surface: Chapman implicit (free surface) Baroclinic currents: Flather (2D momentum) Barotropic currents: Radiation + Nudging Tracers: Radiation + Nudging
S-coordinate bottom control parameter	0.1
Vertical transform equation	2
Vertical stretching function	2

CTD, satellite and wind measurements

Temperature and salinity from Conductivity-Temperature-Depth measures (CTDs) profiles of the oceanographic cruises, Camadas Finas I in August 2010 (CF2010), Camadas Finas II in September 2012 (CF2012), and Camadas Finas IV in July 2014 (CF2014), were used to compare with the ocean model results. The validation of all profiles was carried out from the surface to 300 meters depth for the following 14 depths: 16.505, 22.465, 29.841, 38.870, 49.796, 62.867, 78.340, 96.480, 117.556, 141.843, 169.622, 201.172, 236.767 and 276.664 meters.

The profiles of the modeled variables were organized simultaneously, with every point corresponding to a respective depth of the CTD data. The correlation and standard deviation between the simulated and observed temperature and salinity were calculated for each profile using the Taylor diagram (Taylor, 2001).

The SST and SSS satellite data were compared with the model results. Satellite SST is from MODIS Aqua, 8-day night average, 11 μ m, with 4km resolution. The SSS is from MIRAS SMOS, with 0.25 degrees of spatial resolution, <https://earth.esa.int/eogateway/instruments/miras>.

Wind data compared with model wind results are from a local meteorological station, number 32564, available by the Center for Weather Forecasting and Climate Studies of the National Institute for Space Research (CPTEC/INPE), <https://www.cptec.inpe.br/>.

The seawater CO₂ fugacity (fCO_{2sw}) measurements from CF2012 were used to validate the fCO_{2sw} estimative from modeled variables.

Air-sea CO₂ flux estimative

To calculate the air-sea FCO₂, we used the oceanic and atmospheric variables from the atmospheric-ocean coupled model COAWST, as the SST (K), SSS, surface winds (m s⁻¹) and the sea level pressure (atm). The atmospheric CO₂ fugacity (fCO_{2atm}) is calculated from the CO₂ molar fraction, from the World Data Centre for Greenhouse Gases (WDCGG), operating in the Japan Meteorological Agency.

The difference in partial pressure of CO₂ between the water and air mainly controls the fluxes across the air-sea interface. The FCO₂ (Equation 1) is calculated using a relation between CO₂ solubility, gas exchange coefficient (k) (Equation 3), and the difference of CO₂ fugacity between the ocean and the atmosphere (ΔfCO₂) (Equation 2) (Sweeney *et al.*, 2007; Weiss, 1974; Currie *et al.*, 2011).

$$FCO_2 = k \times \text{Solubility (T, S)} \times \Delta fCO_2 \quad (1)$$

where the Δf CO₂ is given by:

$$\Delta fCO_2 = fCO_{2sw} - fCO_{2atm} \quad (2)$$

and the gas exchange coefficient is given by:

$$k = 0.27 \times U^2 \times (600/Sc)^{0.5} \quad (3)$$

where U is the wind velocity and Sc is the Schmidt number. The Schmidt number is a relation between constants with the temperature of seawater and salinity (Equation 4) (Esters *et al.*, 2017).

$$Sc = 2073.1 - 125.62 \times SST + 3.6276 \times SST^2 - 0.043219 \times SST^3 \quad (4)$$

The sign of the fCO₂ gradient defines the direction of the FCO₂ into the ocean (negative) or to the atmosphere (positive). The estimated fCO_{2sw} through modeled data is compared with those measured by the CFII 2012 around FN Island.

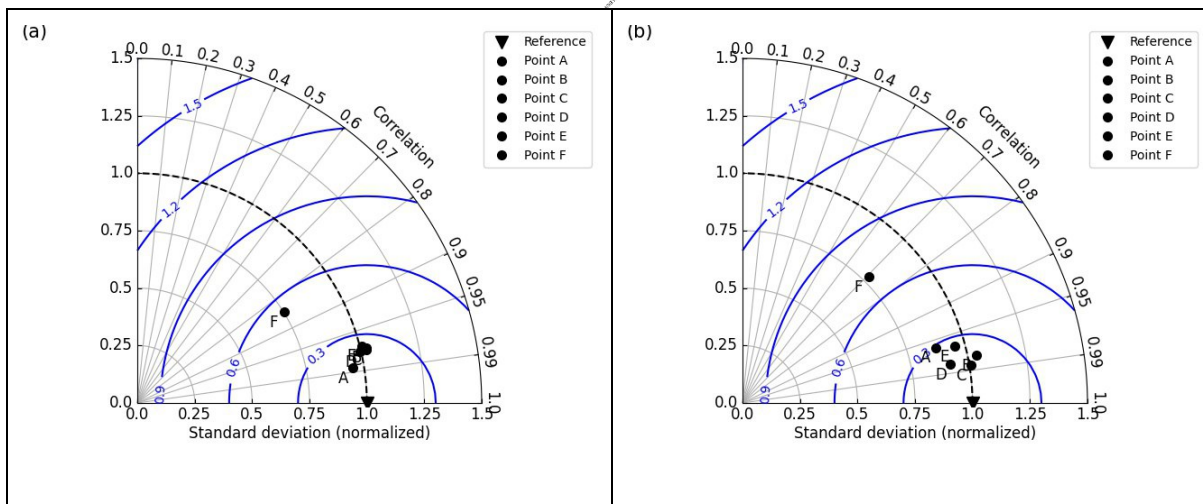
Lefèvre *et al.* (2010) propose a relationship between salinity and carbon parameters for the western Tropical Atlantic. In this work, we applied linear regression for fCO_{2sw}, using salinity and temperature (R² 0.956, N=403). As a result of the local conditions, a regression equation could be determined:

$$fCO_{2sw} = 92.5325 * SSS - 13.7247 * SST - 2575 \quad (5)$$

Results and discussion

Model validation

The ability of the model to accurately simulate the hydro-thermodynamical conditions in the influence area of FN is crucial to the quality of the air-sea FCO₂ results. To assess the performance of the COAWST simulation results, we compare them with the CTD measurements, surface winds, and satellite data. The Taylor diagram was applied to each in situ temperature and salinity profile and modeled data. The Taylor diagram was applied to each in situ temperature and salinity profile and modeled data. The temperature and salinity profiles from the model were selected in the same geographic coordinates and time of the ship track. Then, both data were compared, applying the sample data as a reference. The correlation for the temperature profile is between 0.84 to 0.99 (Figure 2a,c,e). The salinity correlation is between 0.71 to 0.99 (Figure 2b,d,f). The Taylor diagram shows that the modeled temperature and salinity agree with the thermodynamics around the island.



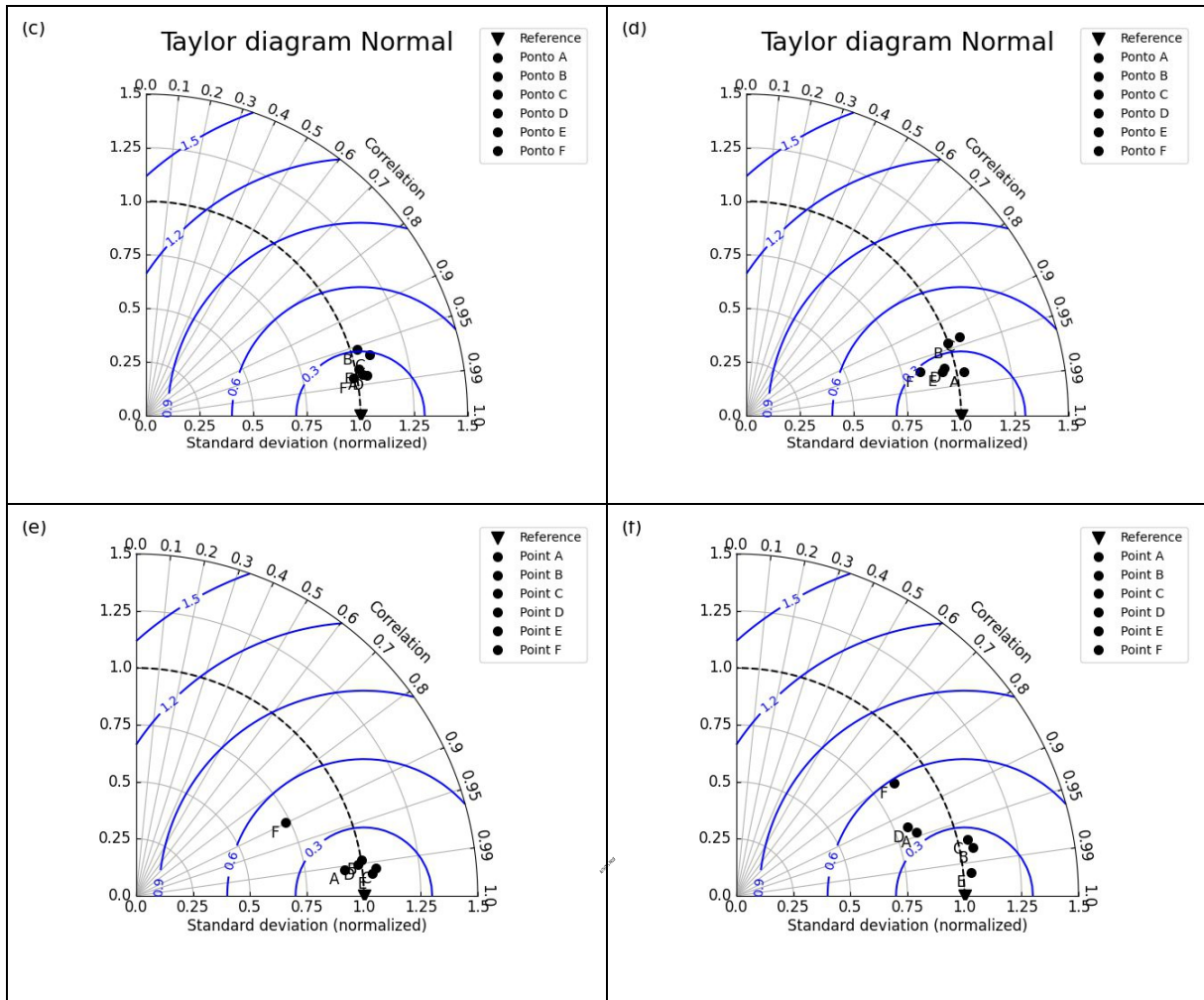


Figure 2. The Taylor diagram between CTD’s samples and the model results for: (a) August 2010 simulated and observed temperature, (b) August 2010 simulated and observed salinity, (c) September 2012 simulated and observed temperature, (d) September 2012 simulated and observed salinity, (e) July 2014 simulated and observed temperature and, (f) July 2014 simulated and observed salinity.

Both model results and in situ data are paired in the same length using as criteria: depth, geographic location, and time. Points of CF2010: A (-3.924, -32.483), B (-3.946, -32.499), C (-3.946, -32.499), D (-3.787, -32.365), E (-3.753, -32.332), F (-3.771, -32.379). Points of CF2012: A (-3.934, -32.488), B (-3.910, -32.456), C (-3.911, -32.464), (d) D (-3.761, -32.330), E (-3.764, -32.341), F (-3.772, -32.356). Points of CF2014: A (3.8908°S, 32.4952°W), B (3.8961°S, 32.5020°W), C (3.9016°S, 32.5098°W), D (3.8998°S, 32.5098°W), E (3.9066°S, 32.5270°W), F (3.8218°S, 32.3383°W).

The spatial bias at the surface was performed for SST and SSS between modeled and satellite data. The modeled SST during the day and night (supplemental material) presents a warm bias of 0.5 to 0.6°C compared to the MODIS Aqua SSTs. This result can be associated with the lower resolution of SST satellite data (~4km), while the ROMS modeling is with 1km, which

improves the physical processes near the surface. The modeled SSS presents a bias of 0.1 in the central area of the domain (supplemental material). In this case, the MIRAS SMOS SSS has a resolution of 0.25km, much lower than the model resolution. The ROMS output profiles of temperature and salinity were compared at the same stations and times as the CTD measurements of CF2010 (Figure 3). The model results of temperature profiles show a good adjustment with the in-situ data, mainly in the first 100m depth. The modeled thermocline is less stratified than the observations. The simulations underestimate the salinity profiles, with a difference of about 0.3-0.4psu, mainly at the surface. Figure 4 shows the vertical profiles of temperature and salinity for 2012, and Figure 5 shows for 2014. The model results of temperature and salinity profiles show good agreement with the in-situ data.

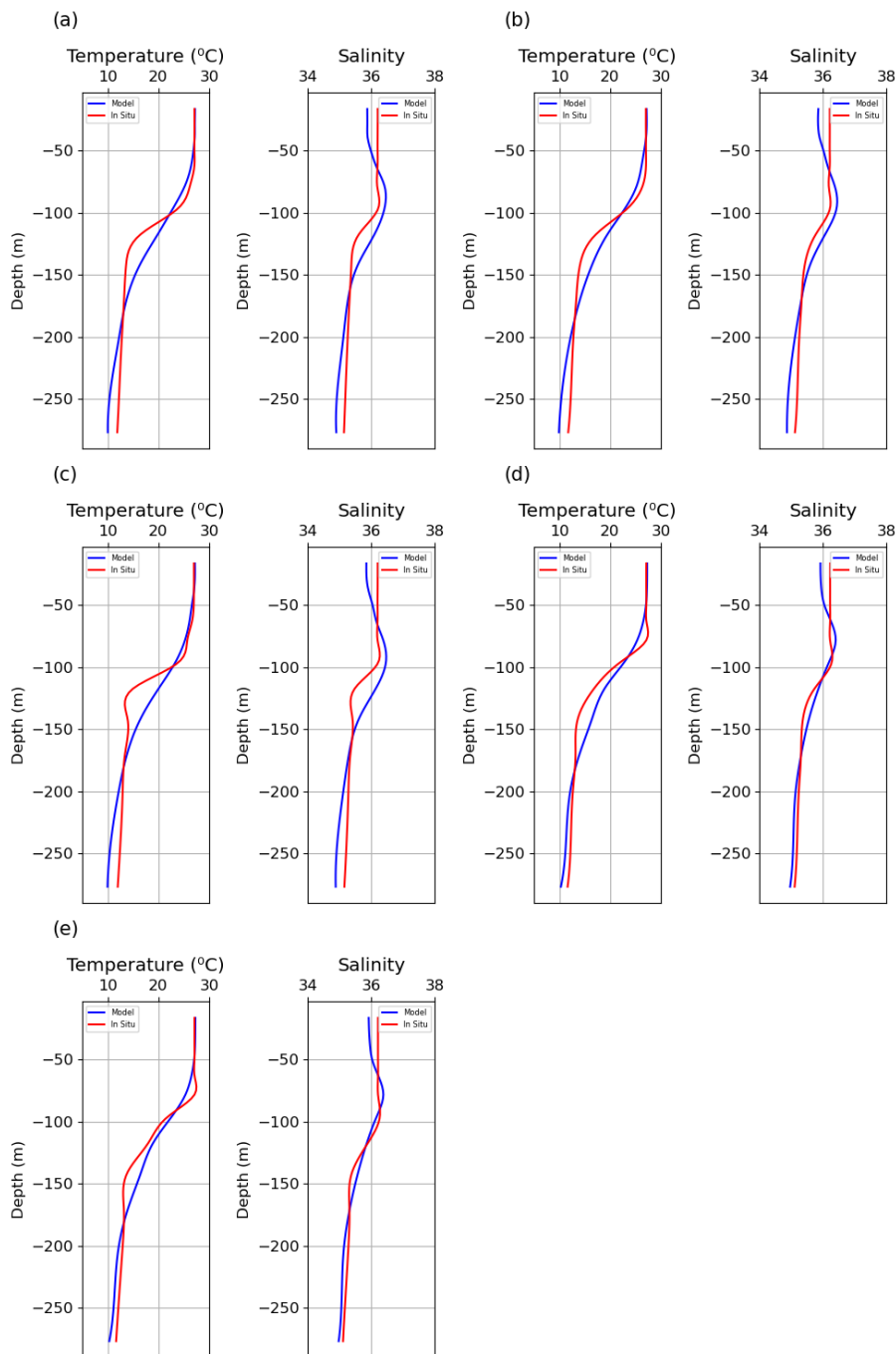


Figure 3. Vertical profiles of temperature and salinity, corresponding to ROMS model and CTD measurements of the CF2010 cruise. The points are: (a) 02 August 2010 21h (-3.924, -32.483), (b) 03 August 2010 04:30h (-3.946, -32.499), (c) 03 August 2010 09:30h (-3.946, -32.499), (d) 01 August 2010 02:30h (-3.787, -32.365), (e) 01 August 2010 10:00h (-3.753, -32.332).

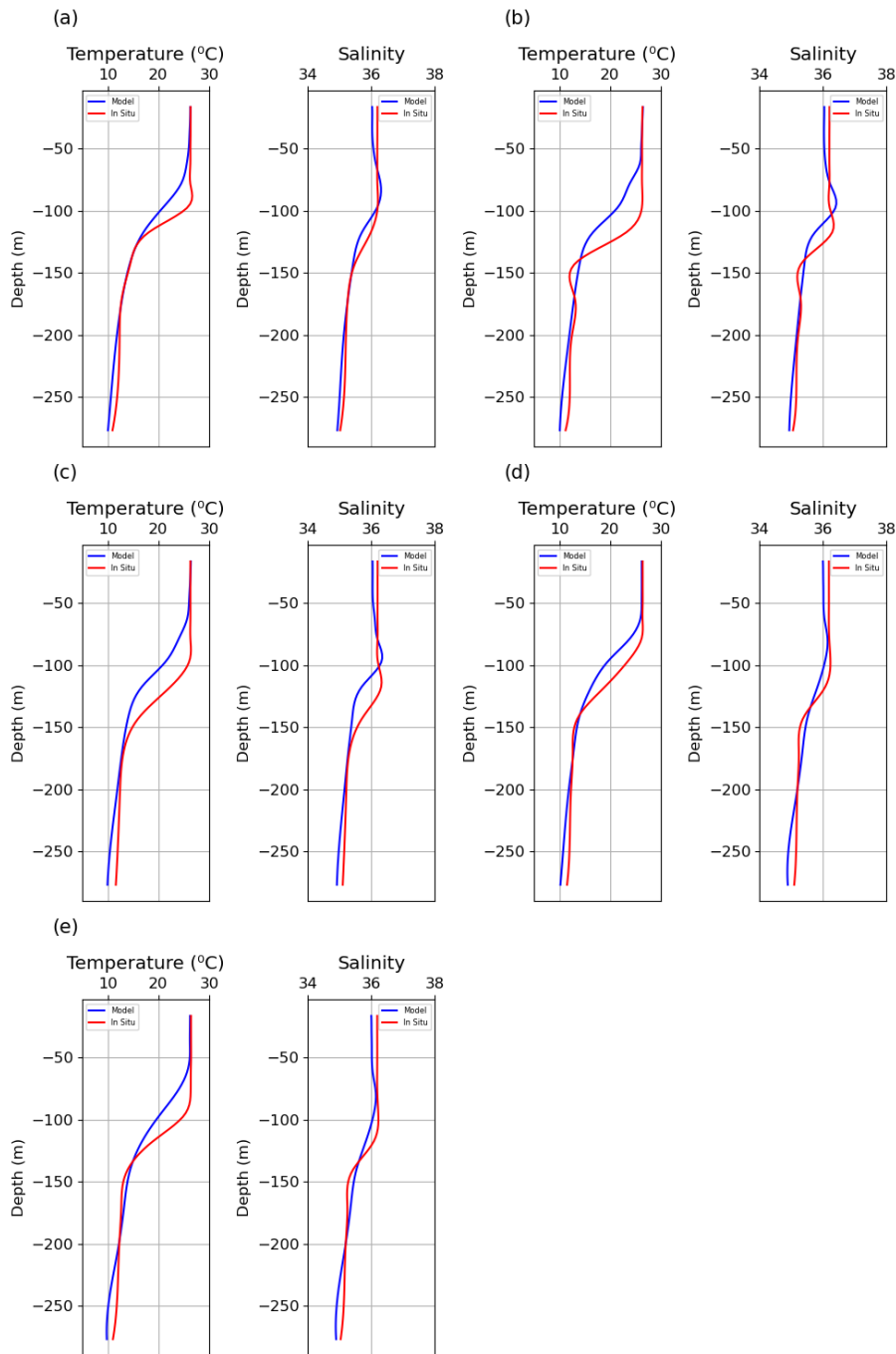


Figure 4. Vertical profiles of temperature and salinity comparisons, corresponding to ROMS model and CTD measurements of the CF2012 cruise. The points are: (a) 24 September 2012 20h (-3.934, -32.488), (b) 25 September 2012 14:19h (-3.910, -32.456), (c) 25 September 2012 03:55h (-3.911, -32.464), (d) 27 September 2012 03h (-3.761, -32.330), (e) 27 September 2012 00:44h (-3.764, -32.341).

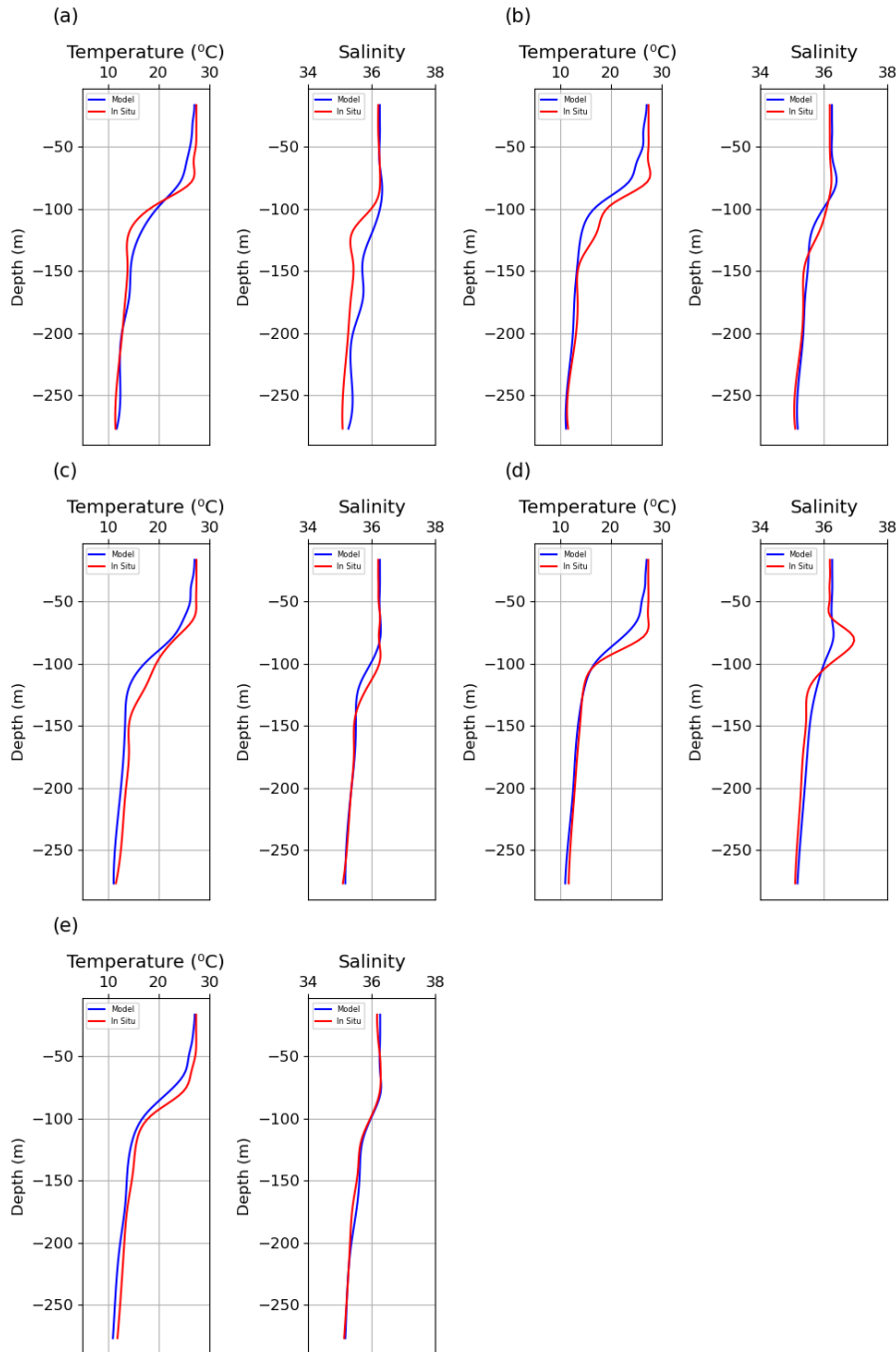


Figure 5. Vertical profiles of temperature and salinity comparisons, corresponding to ROMS model and CTD measurements of the CF2014 cruise. The points are: (a) (3.8908°S, 32.4952°W), (b) (3.8961°S, 32.5020°W), (c) (3.9016°S, 32.5098°W), (d) (3.8998°S, 32.5098°W), (e) (3.9066°S, 32.5270°W).

The main speed and direction of observed winds were compared with the model results for the CF2010 and CF2014 periods (supplemental material), except in 2012, when wind measurements were unavailable. The observed winds for 1-3 August 2010 were predominantly

from the southeast, ranging from 9 to 12m/s. On 7-8 July 2014, the winds presented higher variability, changing from 2 to 14m/s, and directions also mainly from the southeast, but with a larger distribution, also showing an east component. The modeled results for 2010 agree with the measurements, with values between 9 and 12m/s, mainly from the southeast. The modeled winds present higher variability for 2014, ranging from 4 to 13m/s, and directions from southeast and east, in agreement with the in-situ data for this period. The wind speed time series 2010 correlates 0,9 (p-value < 0,5) with in situ data from Fernando de Noronha Meteorological Station. The time series from 2014 correlates 0,5 (p-value < 0,5).

Physical parameter analyses

Figures 6, 7, and 8 show the modeled SSTs and surface currents for the same days of the CF2010, CF2012, and CF2014 cruises at 06 AM and 6 PM. During CF2010 (Figure 6), the surface circulation was predominantly from the southeast and weakened downstream of the island. At 6 AM, the SST is warmer on the west side for both days. The maximum SST difference downstream of the island is 1°C, contributing to the increased heat fluxes to the atmosphere in this region. At 6 PM, the SST range is 27.1 to 27.3°C in the east, increasing to values between 27.6 to 28.1°C in the west. The warm wake area identified downstream coincides with the weakening of the surface currents.

In 2012 (Figure 7), an upper circulation from the east is observed, representing the cSEC, which weakens on the island's west side. At 6 AM, the temperatures are around 26°C on the island's east side and 27 °C on the west. At 6 PM, the waters present higher temperatures in the whole domain, as expected, due to the heat storage during the day, also showing 1°C warming on the west side compared to the east.

The results for 2014 (Figure 8) also evidence the warm wake downstream of the island. In this case, the predominant currents are from the east. The warm wake identified in our results is also identified in other islands. The temperature differences between the east and west sides of the island make evident the presence of a warm wake. Caldeira and Marchesiello (2002) also found a warm surface oceanic wake persisting from 6 to 16 June 1999 in the southeastern part of Santa Catalina Island in the Southern California Bight. They found a strong correlation between SST, wind stress, and surface stratification. The authors argue that the warm island wake was probably due to lower turbulent mixing rates associated with the wind sheltering effect.

The SSTs in 2010 were higher than in 2012 and 2014 (Figures 6, 7 and 8). Vale Silva *et al.* (2018) identified anomalous warming events, with SST anomalies higher than 1 °C for three consecutive months in the Southern tropical Atlantic. Ibánhez *et al.* (2017) analyzed this warm

event in the tropical Atlantic, which promoted a significant increase in the CO₂ fugacity of surface waters. This climatological event inverted the CO₂ sink to a source of CO₂ to the atmosphere.

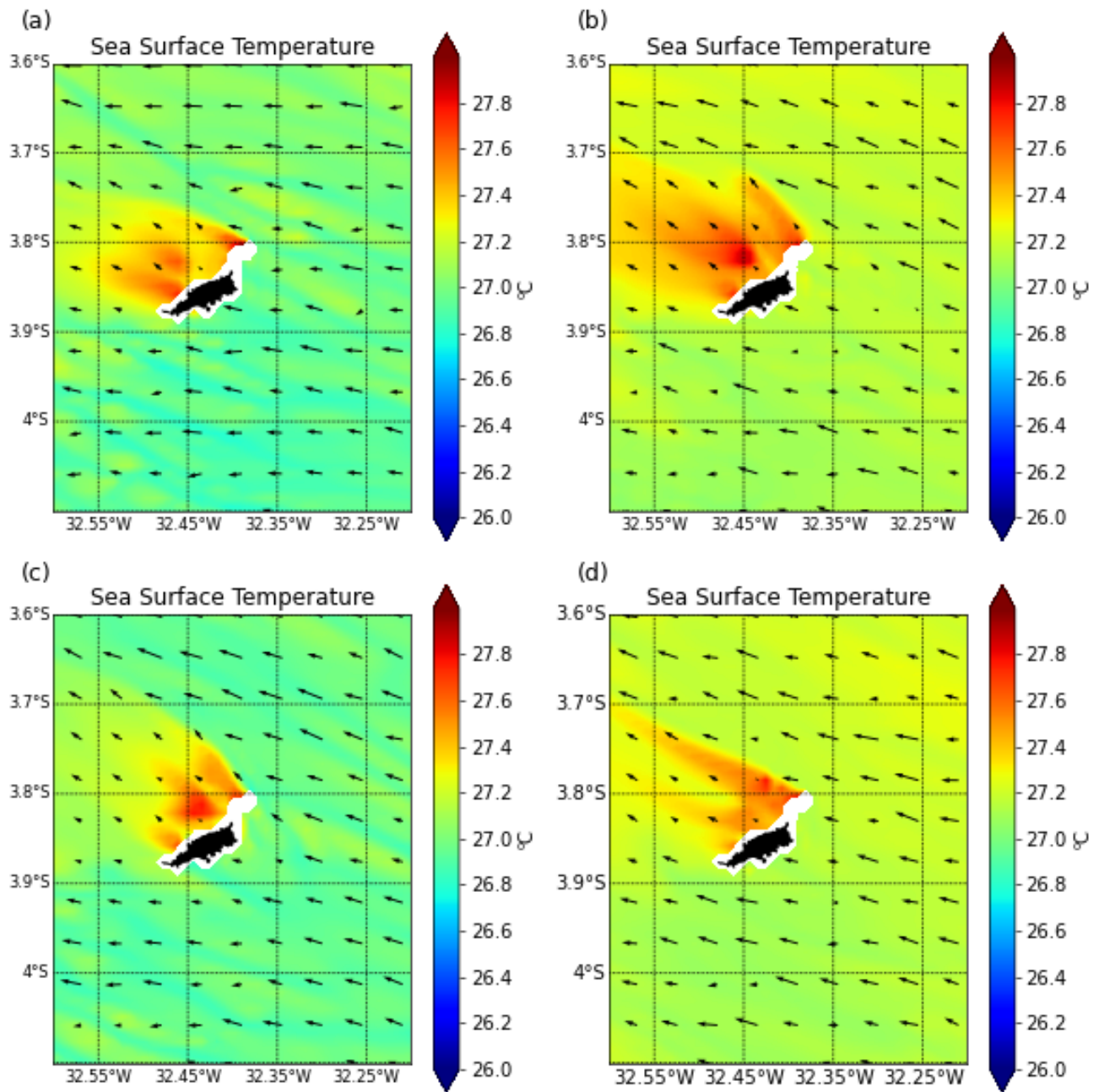


Figure 6. Sea surface temperature and surface currents for the CF2010: (a) 6 AM 01 August 2010, (b) 6 PM 01 August 2010, (c) 6 AM 02 August 2010, (d) 6 PM 02 August 2010.

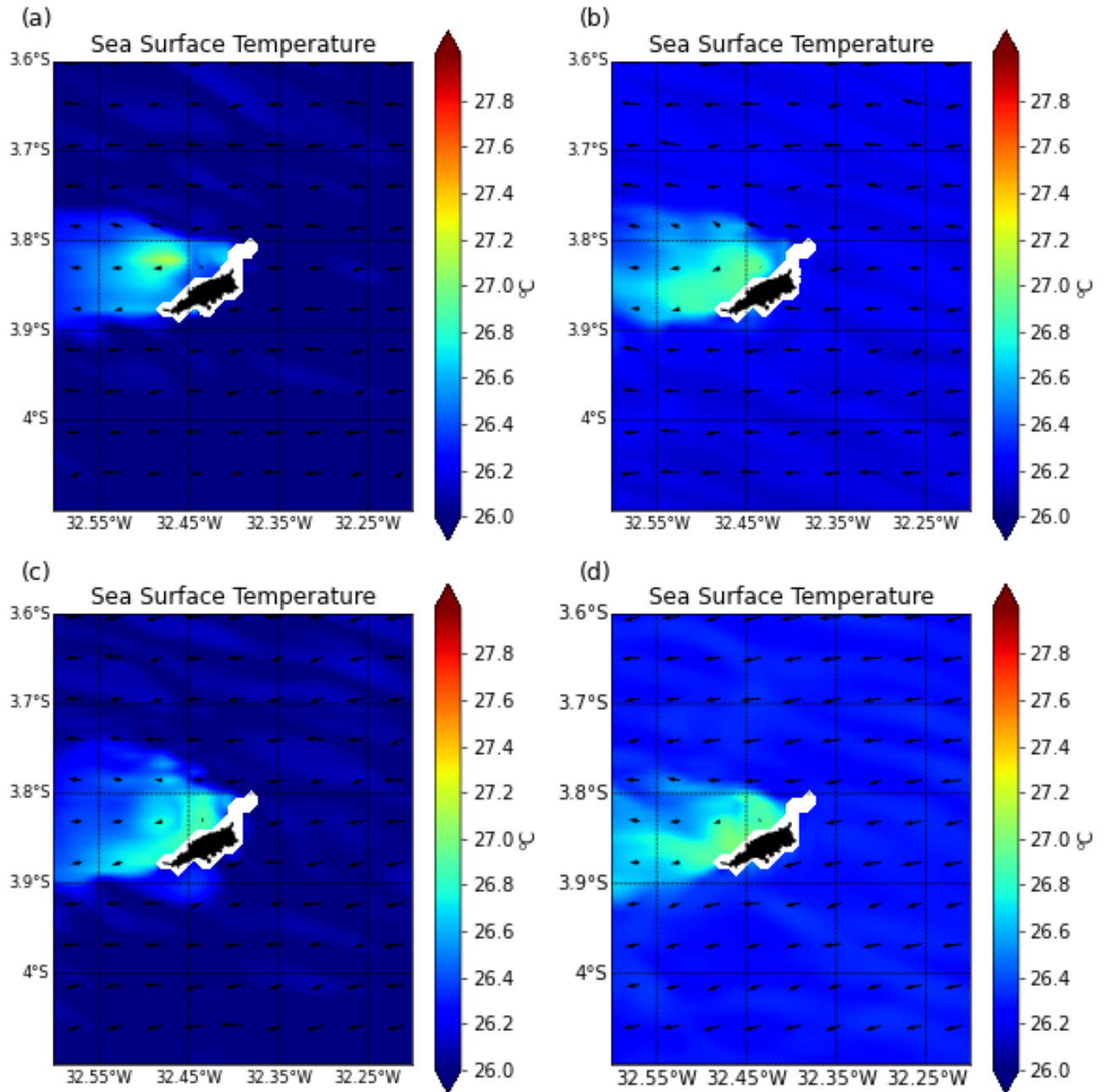


Figure 7. Sea surface temperature and surface currents for the CF2012: (a) 6 AM 24 September 2012, (b) 6 PM 24 September 2012, (c) 6 AM 25 September 2012, (d) 6 PM 25 September 2012.

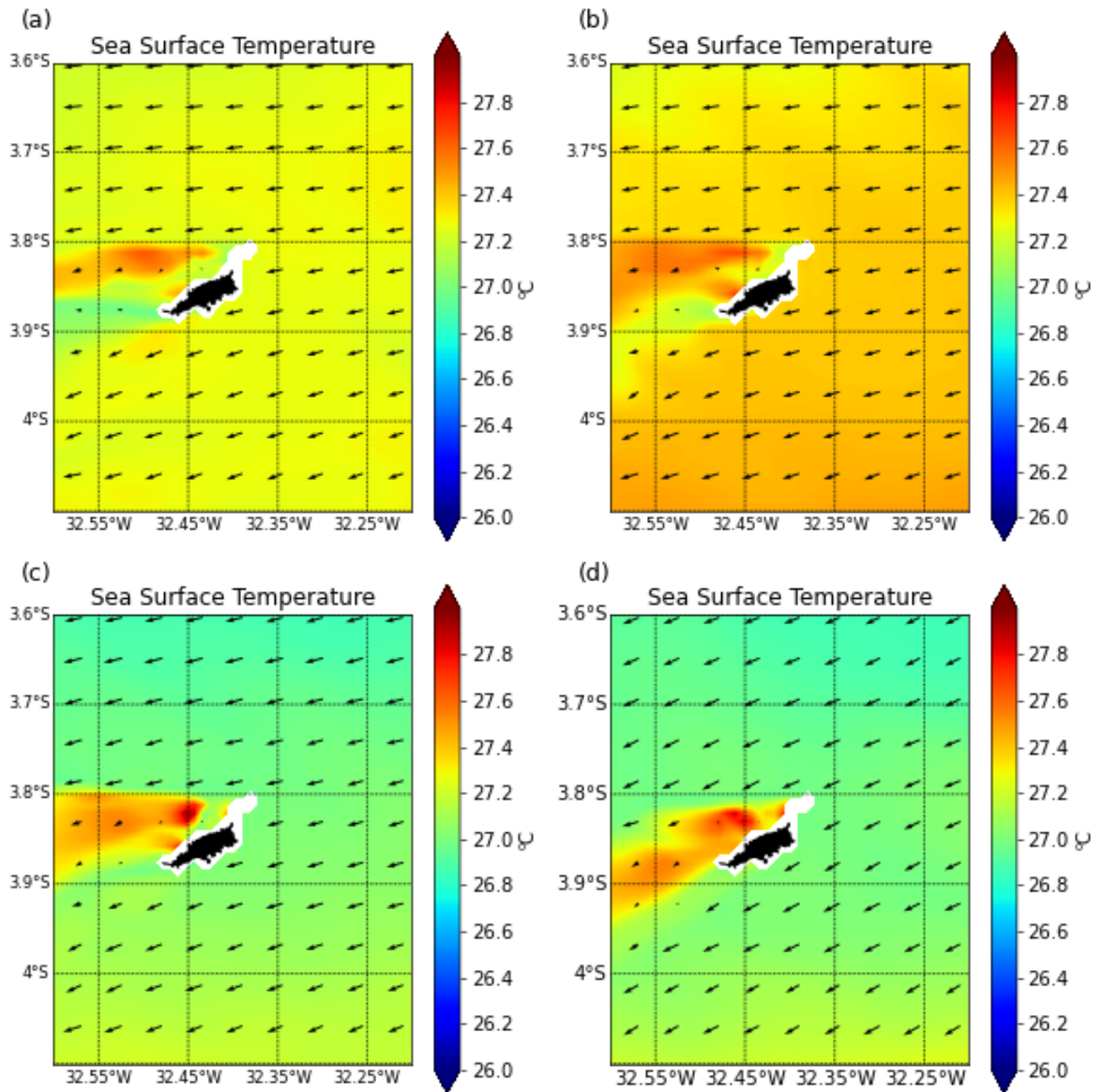


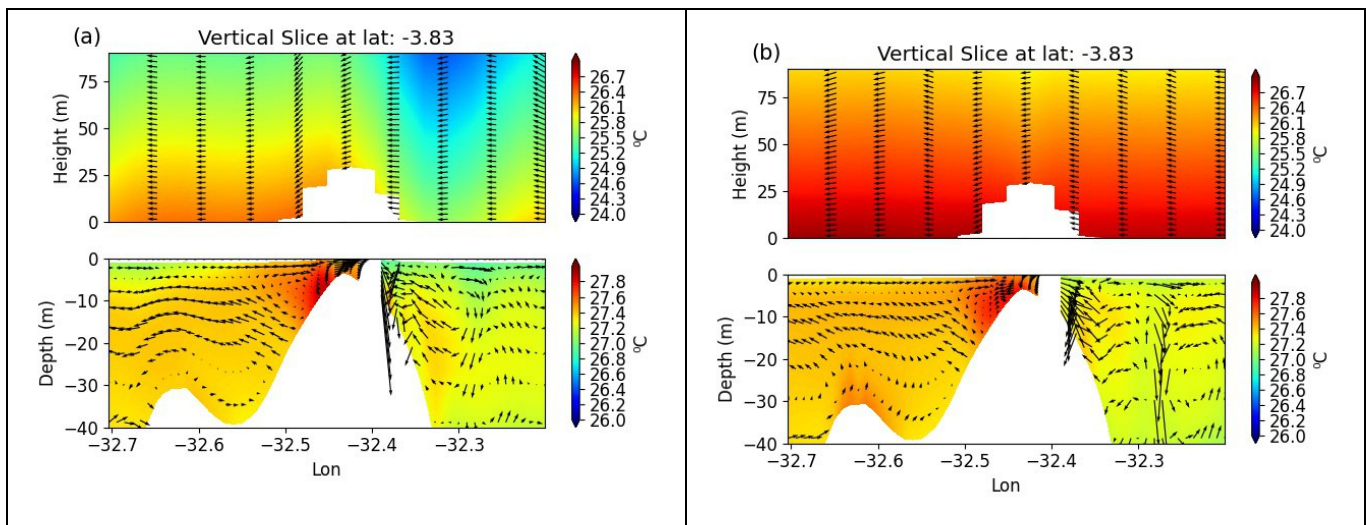
Figure 8. Sea surface temperature and surface currents for the CF2014: (a) 6 AM 07 July 2014, (b) 6 PM 07 July 2014, (c) 6 AM 08 July 2014, (d) 6 PM 08 July 2014.

The longitudinal cross-section of the ocean-atmosphere coupling (Figure 9) highlights the vertical structure of ocean temperature and currents and the atmospheric response through the winds and air temperature. Our results present an averaged mixed layer depth of 40 m depth. Also, this depth allows us to identify the island's warm wake and its effects on the lower atmosphere. The ocean sections show warmer waters downstream of the island.

In 2010 (Figure 9a,b), there was an intensified downward ocean current component, followed by forced upward motions upstream of the island. This motion favors a mixing and no stratification. After nocturnal ocean heat loss, the atmosphere is warmer at 6 AM, mainly downstream, developing an east-west temperature gradient. As expected, on the west side, due to the presence of the warm wake, a warmer air column expands, about 1 °C higher than on the east side. The winds follow the island topography, rising upstream and going down downstream. Due to the orographic blocking, the winds are weakened downstream of the island. At 6 PM, however, the longitudinal temperature is more homogeneous. Near the surface, the atmosphere is about 2 °C warmer than the upper ocean, and the winds present the same intensities.

In 2012 (Figure 9c,d), there was an ocean temperature increase (~27 °C) downstream of the island, restricted to the surface. The temperature of the water column has average values of ~26 °C, a pattern quite different from that observed in 2010 when average values were ~28 °C. The atmosphere temperature values near the surface are lower (< 1 °C) than the ocean surface waters. The daily cycle shows the development of a warmer atmosphere at 6 PM. Both ocean and atmospheric averaged temperatures are colder compared to 2012 and 2014.

In 2014 (Figure 9e,f), the ocean currents revealed an anomalous upward component downstream near the island. Colder waters at 20-40m depth are associated with this upward motion. However, these cold waters are not forced enough to emerge at the surface. A subsurface uplift of the thermohaline structure was also identified by Silva *et al.* (2019) with in situ data. Tchamabi *et al.* (2017) also identified an uplift through climatological modeling results and in situ data. At 6 AM, downstream of the island, the ocean's warm wake is present in the first 20 m, and the atmosphere air column is warmed over this area. At 6 PM, the warm wake prevails downstream, and the atmosphere is warmed.



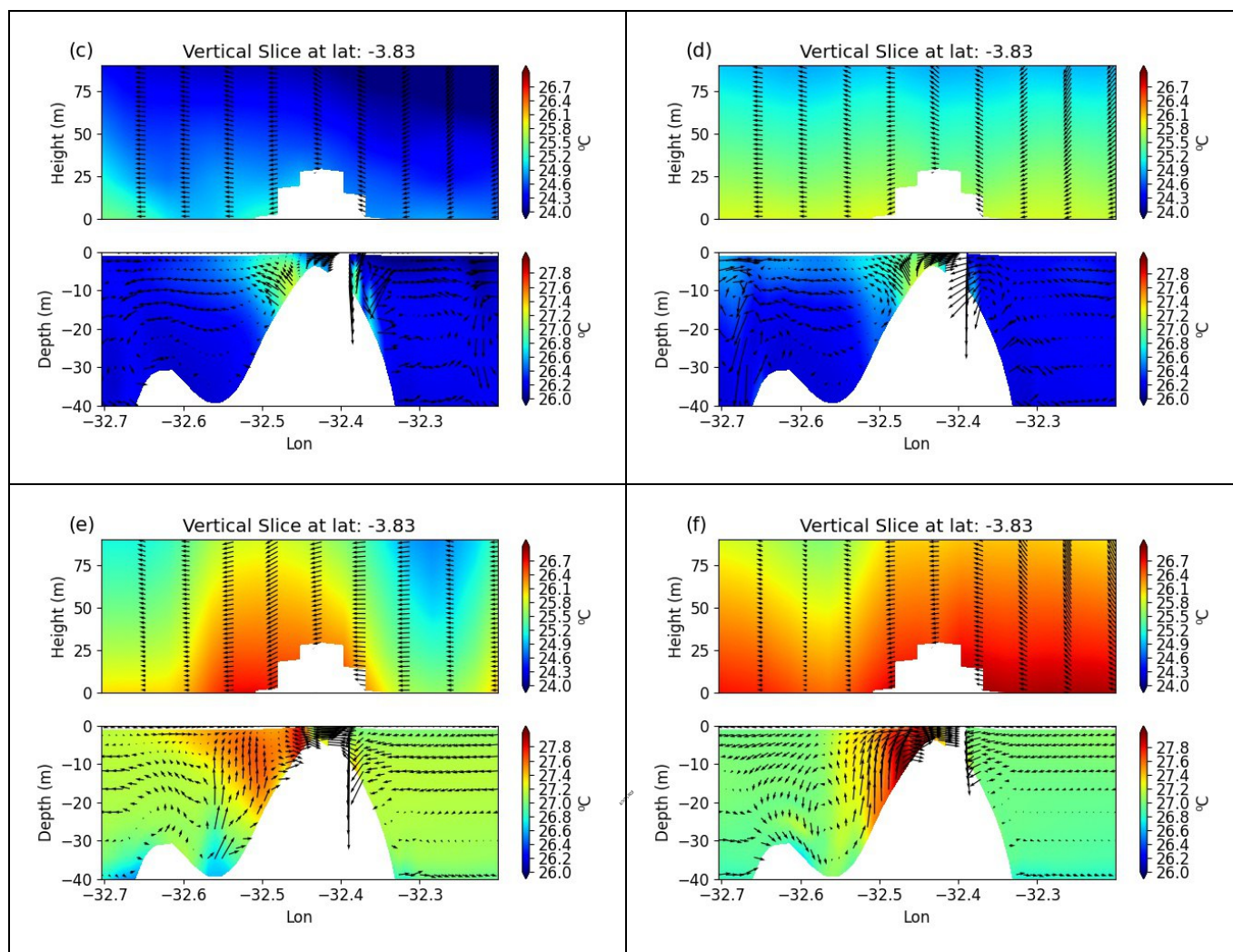


Figure 9. WRF-ROMS sections of ocean temperature and currents and atmosphere temperature and winds, for: (a) 01 August 2010 6 AM and (b) 6 PM, (c) 24 September 2012 6 AM, (d) 24 September 2012 6 PM, (e) 07 July 2014 6 AM and (f) 6 PM.

Air-sea CO₂ Fluxes

This section presents the modeled results of seawater CO₂ fugacity, calculated with equation 5, and the air-sea CO₂ fluxes (FCO₂) estimated by equation 2. Among the three cruises, only the CF2012 had measurements of fCO₂sw around the FN. Figures 10a,b show the fCO₂sw (µatm) and temperature (°C) measurements from CF2012. Figures 10c,d show the modeled fCO₂sw and temperature at the same points of the CF2012 cruise. Figures 10e,f show the bias between the modeled and in situ data. The bias maps show that the modeling underestimated (~ -0,3 °C) the observed temperature, except at the west of the island (~ +0,3 °C), where the model temperature is higher than the measurements. The fCO₂ bias shows that the model

underestimates the measurements in about $-20 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Despite the low-temperature differences, it could contribute to the weaker CO₂ fluxes around the island.

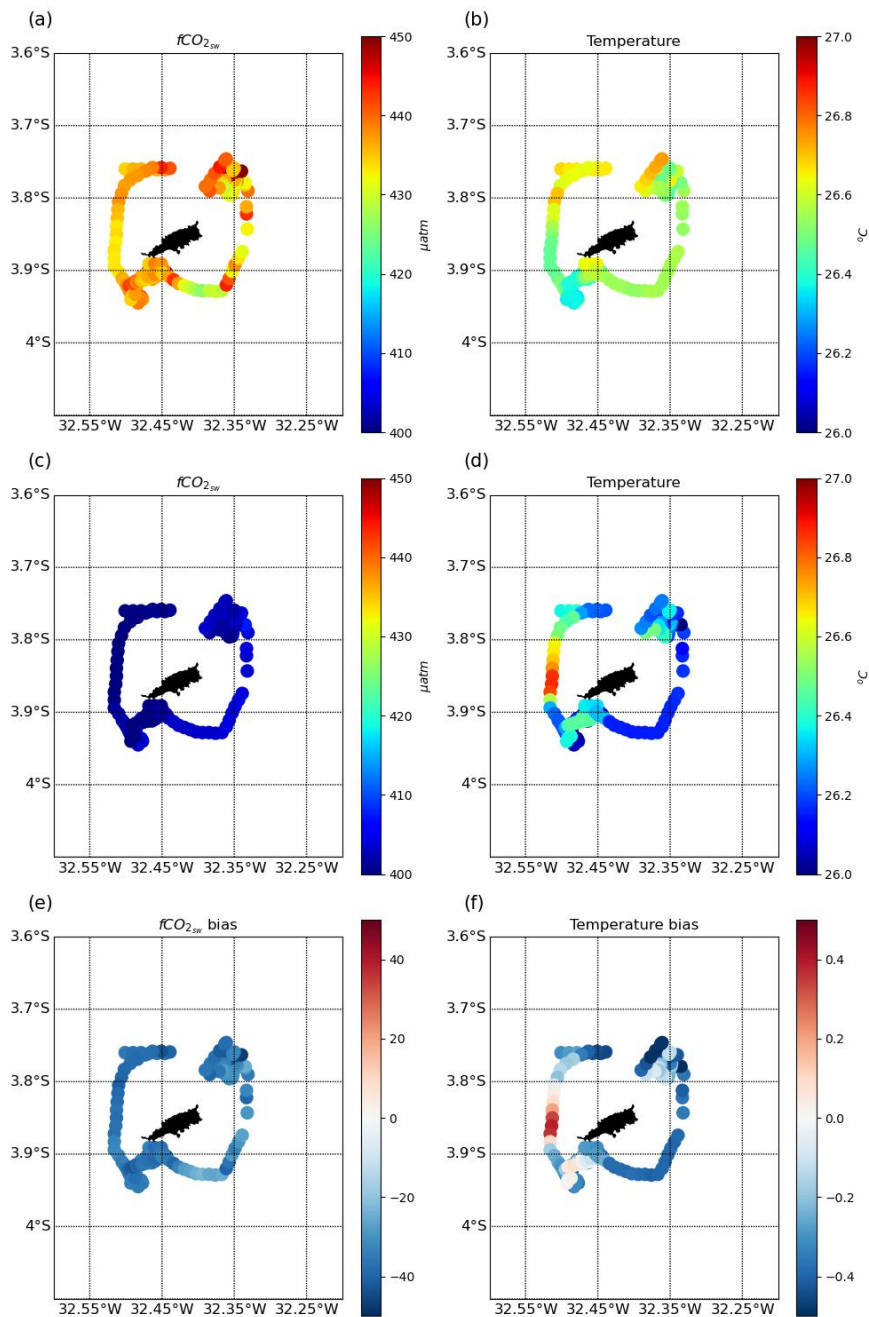


Figure 10. Seawater fCO₂ in μatm (a) September 24, 2012, at 6AM, (b) at 6 PM (c) September 25, 2012 at 6AM and (d) 6 PM, (e) fCO₂ modeled – observed, (f) temperature modeled - observed.

Figures 11, 12, and 13 show the modeled results of air-sea FCO₂ using the fCO₂sw based on equation 5. The results show only positive FCO₂ and lower values west of the island (Figure 11, Figure 12, and Figure 13).

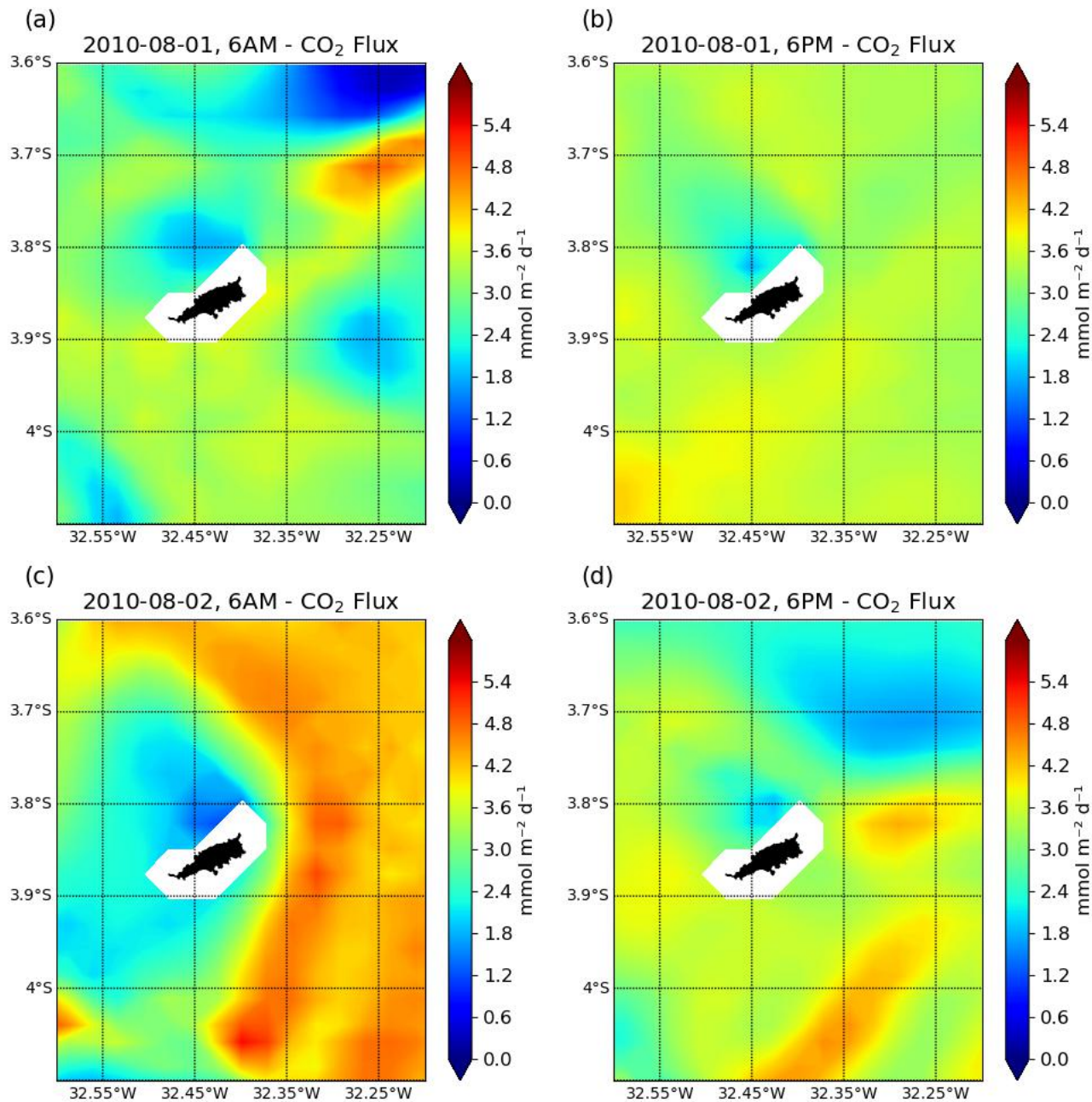


Figure 11. Air-sea FCO₂: (a) August 01, 2010, at 6AM, (b) at 6 PM (c) August 02, 2010 at 6AM and (d) 6 PM.

The results show only positive FCO₂, which is expected for the tropical Atlantic. However, a weakening of the FCO₂ in the Northwest of the island is evident, mainly in 2010 and 2012. According to Figure 9c, during the CF2012, the atmosphere was colder than the ocean, and Figure 7 shows the weakening of surface currents at the Northwest of the island. This weakening in the surface circulation reduces the mixing of the water column and increases the SST. The increased SST associated with a colder atmosphere can contribute to the positive FCO₂ in the whole domain. Takahashi *et al.* (1993) reported a thermodynamic effect with an increase of 4% in seawater fCO₂ for a 1°C increase if warming is the only process. This fCO₂ increase might be observed on the CO₂ flux if no other changes occur. However, for 2010, at 6 AM (Figure 9a), the surface ocean is about 0.5°C warmer than the lower atmosphere, but both present the same temperature at 6 PM (Figure 9b). The same occurred in 2014, with no significant vertical temperature gradients between the ocean and atmosphere. The vertical gradient absence occurs mainly downstream of the island due to the temperature of the warm wake reaching similar temperatures as in the atmosphere. The ocean heat loss to the atmosphere could equilibrate the temperatures and induce the reduced FCO₂ at the Northwest of the island.

10/10

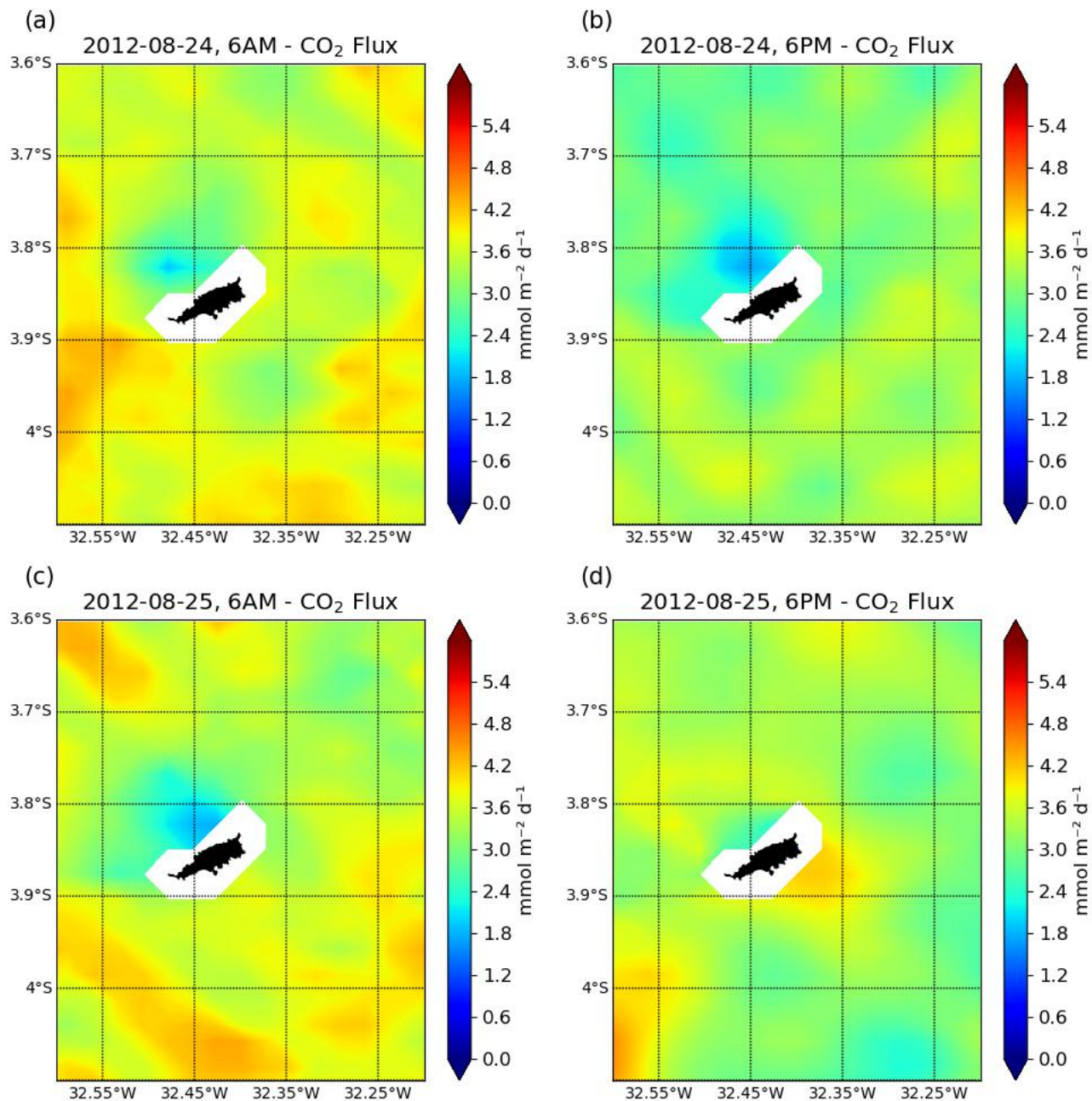


Figure 12. Air-sea FCO₂: (a) September 24, 2012 at 6AM, (b) at 6 PM (c) September 25, 2012 at 6AM and (d) 6 PM.

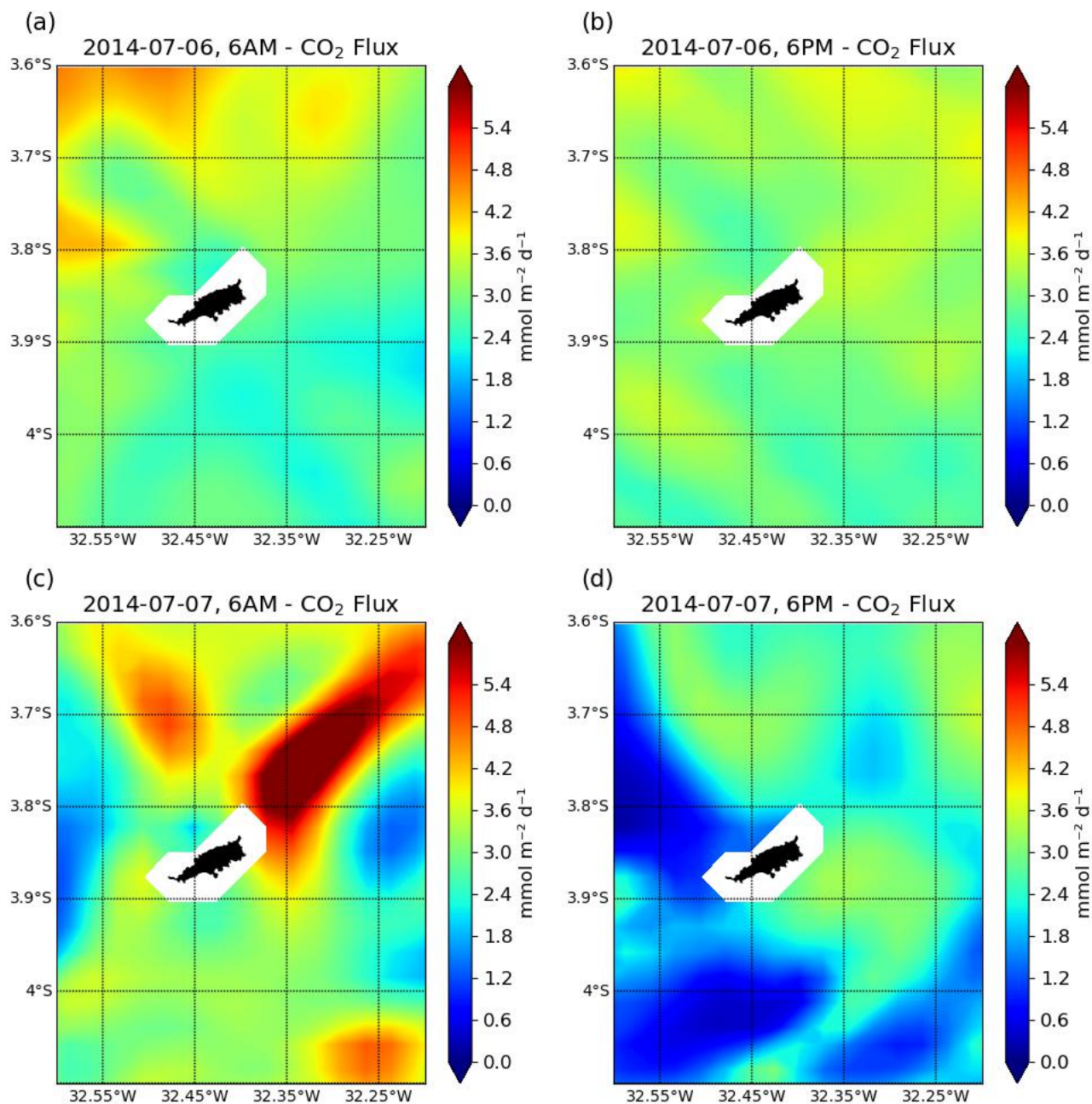


Figure 13. Air-sea FCO₂: (a) July 06, 2014, at 6AM, (b) at 6 PM (c) July 07, 2014 at 6AM and (d) 6 PM.

The FCO₂ shows different spatial variability for 2010, 2012, and 2014 (Figure 11, Figure 12, and Figure 13). There was a high amplitude in the FCO₂ values in 2010, ranging from 0 to 6.6 mmol m⁻² d⁻¹ (Figure 11). At the Northwest of the island, there is a reduced FCO₂ area of about 2mmol m⁻² s⁻¹ compared to the whole domain. This Northwest low FCO₂ area coincides with the island's warm wake. The reduced FCO₂ could be associated with warmer atmosphere

temperatures than in the ocean (Figure 10a, b). In fact, 2010 was an anomalous warmer year, as evidenced by Vale Silva *et al.* (2018).

In 2012 (Figure 12), the CO₂ fluxes ranged from 2.4 to 5.4 mmol m⁻² d⁻¹. The low FCO₂ Northwestern area is weaker compared with 2010. This year, the average temperatures in both ocean and atmosphere were colder, evidencing a weaker warm wake effect compared to 2012 and 2014.

2014, the fluxes presented substantial spatial differences between July 6 and 7. For day 6, there is a quasi-homogeneous spatial FCO₂ distribution. On the morning of day 7, there is a strong source of FCO₂ Northeast of the island (Figure 13a). In the afternoon (Figure 13b), there is a reduction in the FCO₂ flux around the whole west ocean region. The ocean-atmosphere temperature gradient on July 7 was weak. According to the results of air-sea temperature (Figure 9) for July 7, the difference between the atmosphere and ocean decreased.

Conclusion

This work investigated thermodynamic conditions and air-sea CO₂ fluxes based on in-situ and ocean-atmosphere coupled modeling data in the Fernando de Noronha Island region. The main challenge was to simulate the realistic thermodynamic conditions around the island using a coupled model. The validation analyses performed with the Taylor diagram showed that the ocean-atmospheric modeling results agree well with three oceanographic cruises around the island. The temperature and salinity profiles of the model were remarkably close to the profiles obtained in the three oceanographic cruises, as well as the modeled winds that also agree with the in situ 10m wind speed and direction values.

The physical barrier of the island constrains the flow circulating it, which induces instabilities and other related processes upstream and downstream. Hence, the island modifies the sea surface temperature and currents. On the island's west side, the ocean currents are weakened due to the physical barrier, and the SST increases, diverging from adjacent waters. In 2010, there was damming on the island's northwest side, and in 2014 the same occurred in the island's western region. The island effect is also observed when analyzing the vertical section. In 2010, the air temperature was higher than in 2014. In the atmosphere, the wind contours the upper terrain of the island. In the ocean, a temperature gradient and some turbulence occur on the west side of the island.

The CO₂ fluxes were estimated using physical variables from the ocean-atmospheric modeling results. The FCO₂ in 2010 and 2012 showed higher values of CO₂ released into the

atmosphere than in 2014. Our results show that in 2010, the water column temperature was warmer with $\sim 27^{\circ}\text{C}$. Also, previous works found that SST anomalies in 2010 were higher than 1°C in this region and persisted for at least three months (Vale Silva *et al.*, 2018). 2012 presented colder waters than in 2010, $\sim 26^{\circ}\text{C}$, and a reduced gradient between ocean and atmosphere temperatures, which can decrease the air-sea partial pressure CO₂ and reduce the fluxes. The modeled fCO₂ underestimated the measurements, but overall, the ocean was a source of CO₂ for the atmosphere during the three cruise periods. This study presented an initial investigation using a coupled ocean-atmosphere model for Fernando de Noronha Island. The following steps involve activating the biogeochemical module to the coupled ocean-atmosphere model. This information will allow a more accurate estimate of FCO₂ at the ocean-atmosphere interface around the island of Fernando de Noronha.

Acknowledgments

The first author, L. H. B. A., thanks the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq). M. F. M. thanks the Project "Sistema carbonato marinho no Arquipélago São Pedro e São Paulo e sua interação com a produção primária e secundária" (CarPriMa). D. V. is grateful to CNPq Research Fellowship PQ2, under the Project "Teleconnections between Pacific and Atlantic: impacts on climate variability in South America", Grant number: 314879/2020-0, and the SIMOPEC Project - Ocean-atmosphere coupled modeling operating system for the monitoring and forecasting of climate extremes in the Northeast of Brazil, CNPq Grant 406707/2022. We thank the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the research infrastructure ICOS-France (Integrated Carbon Observation System) for funding the projects of CO₂ monitoring. We also thank the Brazilian Navy for the availability of the ship "Cruzeiro do Sul" and its crew during the oceanographic cruises of the Camadas Finas Project (Space-temporal heterogeneities and responses to climate change in oceanic environments in Northeast Brazil) I, II, and IV, which were funded by the Brazilian Ministry of Science, Technology and Innovation (MCTI).

References

Amante, C., & Eakins, B. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NES-DIS NGDC, 24. DOI: 10.7289/V5C8276

- Araujo, M., Noriega, C., Medeiros, C., Lefèvre, N., Ibánhez, J. S. P., Flores Montes, M., Santos, M. d. L. (2019). On the variability in the CO₂ system and water productivity in the western tropical Atlantic off North and North-east Brazil. *Journal of Marine Systems*, 189 (September 2018), 62–77. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2018.09.008
- Araujo M., Cintra M. (2009). Modelagem matemática da circulação oceânica na região equatorial. In Viana D. L. [et al.,] (Orgs.) *O arquipélago São Pedro e São Paulo: 10 anos de Estação científica/ Brasília, DF: SECIRM*. pp. 106–113.
- Arístegui, J., Tett, P., Hernández-Guerra, A., Basterretxea, G., Montero, M. F., Wild, K., Barton, E. D. (1997). The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: A study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44 (1), 71–96. DOI: 10.1016/S0967-0637(96)00093-3
- Bakker, D. C. E., Nielsdóttir, M. C., Morris, P. J., Venables, H. J., & Watson, A. J. (2007). The island mass effect and biological carbon uptake for the sub- Antarctic Crozet Archipelago. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54 (18-20), 2174–2190. DOI: 10.1016/j.dsr2.2007.06.009
- Bates, N. R., Mathis, J. T., & Jeffries, M. A. (2011). Air-sea CO₂ fluxes on the Bering Sea shelf. *Biogeosciences*, 8 (5), 1237–1253. DOI: 10.5194/bg-8-1237-2011
- Bertini, L. and Braga, E. (2022). The Contribution of Nutrients and Water Properties to the Carbonate System in Three Particular Areas of the Tropical Atlantic (NE-BRAZIL). *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 10, 135-161. DOI: 10.4236/gep.2022.102009.
- Brandão, C. dos S., Malta, A., & Schiavetti, A. (2017). Temporal assessment of the management effectiveness of reef environments: The role of marine protected areas in Brazil. *Ocean and Coastal Management*, 142, 111–121. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2017.03.015
- Burgers, T. M., Miller, L. A., Thomas, H., Else, B. G. T., Gosselin, M., & Papakyriakou, T. (2017). Surface Water pCO₂ Variations and Sea-Air CO₂ Fluxes During Summer in the Eastern Canadian Arctic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122 (12), 9663–9678. DOI: 10.1002/2017JC013250
- Caldeira, R. M. A., & Marchesiello, P. (2002). Ocean response to wind sheltering in the Southern California Bight. *Geophysical Research Letters*, 29(13), 1635–1639. DOI: 10.1029/2001GL014563
- Caldeira, R. M. A., Groom, S., Miller, P., Pilgrim, D., & Nezlin, N. P. (2002). Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. *Remote Sensing of Environment*, 80(2), 336–360. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00316-9

- Caldeira, R. M., Marchesiello, P., Nezlin, N. P., DiGiacomo, P. M., & McWilliams, J. C. (2005). Island wakes in the Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110 (11), 1–20. DOI: 10.1029/2004JC002675
- Caldeira, R.M.A., Tomé, R. (2013). Wake Response to an Ocean-Feedback Mechanism: Madeira Island Case Study. *Boundary-Layer Meteorol* 148, 419–436. DOI: 10.1007/s10546-013-9817-y
- Chaves, T. B. C., Mafalda JR., P., Santos, C., de Souza, C. S., Moura, G., Sampaio, J., Feitosa, F. A. d. N. (2006). Biomassa planctônica e hidrografia na zona econômica exclusiva do Nordeste do Brasil. *Tropical Oceanography*, 34 (1), 12–30.
- Costa da Silva A, Chaigneau A, Dossa AN, Eldin G, Araujo M and Bertrand A (2021). Surface Circulation and Vertical Structure of Upper Ocean Variability Around Fernando de Noronha Archipelago and Rocas Atoll During Spring 2015 and Fall 2017. *Front. Mar. Sci.* 8:598101. DOI: 10.3389/fmars.2021.598101
- Currie, K. I., Macaskill, B., Reid, M. R., & Law, C. S. (2011). Processes governing the carbon chemistry during the SAGE experiment. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58 (6), 851–860. DOI: 10.1016/j.dsr2.2010.10.023
- Dai, M., Lu, Z., Zhai, W., Chen, B., Cao, Z., Zhou, K., Chenc, C.-T. A. (2009). Diurnal variations of surface seawater pCO₂ in contrasting coastal environments. *Limnology and Oceanography*, 54 (3), 735–745. DOI: 10.4319/lo.2009.54.3.0735
- Drupp, P., de Carlo, E. H., Mackenzie, F. T., Bienfang, P., & Sabine, C. L. (2011). Nutrient Inputs, Phytoplankton Response, and CO₂ Variations in a Semi-Enclosed Subtropical Embayment, Kaneohe Bay, Hawaii. *Aquatic Geo-chemistry*, 17 (4), 473–498. DOI: 10.1007/s10498-010-9115-y
- Dumousseaud, C., Achterberg, E. P., Tyrrell, T., Charalampopoulou, A., Schuster, U., Hartman, M., & Hydes, D. J. (2010). Contrasting effects of temperature and winter mixing on the seasonal and inter-annual variability of the carbonate system in the Northeast Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 7 (5), 1481–1492. DOI: 10.5194/bg-7-1481-2010
- Ekau, W., & Knoppers, B. (1999). An introduction to the pelagic system of the North-East and East Brazilian shelf. *Archive of Fishery and Marine Research*, 47 (2/3), 5–24. DOI: 0944-1921/99/47/2/3-5/12.00\$/0
- Esters, L., Landwehr, S., Sutherland, G., Bell, T. G., Christensen, K. H., Saltzman, E. S., Ward, B. (2017). Parameterizing air-sea gas transfer velocity with dissipation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122 (4), 3041– 056. DOI: 10.1002/2016JC012088

- Evans, W., Hales, B., Strutton, P. G., & Ianson, D. (2012). Sea-air CO₂ fluxes in the western Canadian coastal ocean. *Progress in Oceanography*, 101 (1), 78– 91. DOI: 10.1016/j.pocean.2012.01.003
- Fransson, S., Woolf, D. K., Jeffrey, C. D., & Robinson, I. S. (2008). Calculating long-term global air-sea flux of carbon dioxide using scatterometer, passive microwave, and model reanalysis wind data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113 (9), 14. DOI: 10.1029/2005JC003376
- Friedman, J. R., Shadwick, E. H., Friedrichs, M. A. M., Najjar, R. G., De Meo, O. A., Da, F., & Smith, J. L. (2020). Seasonal Variability of the CO₂ System in a Large Coastal Plain Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125 (1). DOI: 10.1029/2019JC015609
- Garla, R. C., Chapman, D. D., Shivji, M. S., Wetherbee, B. M., & Amorim, A. F. (2006). Habitat of juvenile Caribbean reef sharks, *Carcharhinus perezi*, at two oceanic insular marine protected areas in the southwestern Atlantic Ocean: Fernando de Noronha Archipelago and Atol das Rocas, Brazil. *Fisheries Research*, 81(2–3), 236–241. DOI: 10.1016/j.fishres.2006.07.003
- Garzke, J., Hansen, T., Ismar, S. M. H., & Sommer, U. (2016). Combined effects of ocean warming and acidification on copepod abundance, body size and fatty acid content. *PLoS ONE*, 11 (5). DOI: 10.1371/journal.pone.0155952
- Gove, J. M., McManus, M. A., Neuheimer, A. B., Polovina, J. J., Drazen, J. C., Smith, C. R., et al. (2016). Near-island biological hotspots in barren ocean basins. *Nature Communications*, 7(1), 10581. DOI: 10.1038/ncomms10581
- Han, G., Dong, C., Li, J., Yang, J., Wang, Q., Liu, Y., & Sommeria, J. (2019). SST anomalies in the Mozambique Channel using remote sensing and numerical modeling data. *Remote Sensing*, 11(9). DOI: 10.3390/rs11091112
- Humphreys, M. P., Daniels, C. J., Wolf-Gladrow, D. A., Tyrrell, T., & Achterberg, E. P. (2018). On the influence of marine biogeochemical processes over CO₂ exchange between the atmosphere and ocean. *Marine Chemistry*, 199(June 2017), 1–11. DOI: 10.1016/j.marchem.2017.12.006
- Ibáñez, J. S. P., Flores, M., & Lefèvre, N. (2017). Collapse of the tropical and subtropical North Atlantic CO₂ sink in boreal spring of 2010. *Scientific Reports*, 7(July 2016), 1–9. DOI: 10.1038/srep41694
- Jacob, R., Larson, J., & Ong, E. (2005). M × N Communication and Parallel Interpolation in Community Climate System Model Version 3 Using the Model Coupling Toolkit. *IJHPCA*, 19, 293–307. DOI: 10.1177/1094342005056116

- Larson, J., Jacob, R., & Ong, E. (2005). The Model Coupling Toolkit: A New Fortran90 Toolkit for Building Multiphysics Parallel Coupled Models. *The International Journal of High-Performance Computing Applications*, 19 (3), 277–292. DOI: 10.1177/1094342005056115
- Lefèvre, N., Diverrés, D., & Gallois, F. (2010). Origin of CO₂ undersaturation in the western tropical Atlantic. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 62 (5), 595–607. DOI: 10.1111/j.1600-0889.2010.00475.x
- Lefèvre, N., Urbano, D. F., Gallois, F., & Diverrè, D. (2014). Impact of physical processes on the seasonal distribution of the fugacity of CO₂ in the western tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119 (2), 1383–1419. DOI: 10.1002/2013JC008979. Received
- Leite, T. S., Haimovici, M., Mather, J., & Oliveira, J. E. L. (2009). Habitat, distribution, and abundance of the commercial octopus (*Octopus insularis*) in a tropical oceanic island, Brazil: Information for management of an artisanal fishery inside a marine protected area. *Fisheries Research*, 98(1–3), 85–91. DOI: 10.1016/j.fishres.2009.04.001
- Lencina-Avila, J. M., Ito, R. G., Garcia, C. A. E., & Tavano, V. M. (2016). Sea-air carbon dioxide fluxes along 35°S in the South Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 115, 175–187. DOI: 10.1016/j.dsr.2016.06.004
- Li, H., Ilyina, T., Müller, W. A., & Landschützer, P. (2019). Predicting the variable ocean carbon sink. *Science Advances*, 5 (4). DOI: 10.1126/sciadv.aav6471
- Lumpkin, R., & Garzoli, S. L. (2005). Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(3), 495–518. DOI: 10.1016/j.dsr.2004.09.001
- Mohr, L.V.; Castro, J.W.A.; Costa, P.M.S., and Alves, R.J.V. (2009). *Ilhas oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo*. Vol. II, MMA Secretaria de Biodiversidade e Floresta, Brasília, Brasil, 496p. (In Portuguese)
- Padin, X. A., Vázquez-Rodríguez, M., Castaño, M., Velo, A., Alonso-Pérez, F., Gago, J., Perez, F. F. (2010). Air-Sea CO₂ fluxes in the Atlantic as measured during boreal spring and autumn. *Biogeosciences*, 7 (5), 1587–606. DOI: 10.5194/bg-7-1587-2010
- Pullen, J., Caldeira, R., Doyle, J. D., May, P., Tomé, R. (2017): Modeling the Air-Sea Feedback System of Madeira Island. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(3), 1641-1664
- Sangrà, P., Auladell, M., Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J. L., Fraile-Nuez, E., Rodríguez-Santana, A., Hernández-Guerra, A. (2007). On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran

- Canaria. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 54(5), 687–709. DOI: 10.1016/j.dsr.2007.02.004
- Schuster, U., Watson, A. J., Bates, N. R., Corbiere, A., Gonzalez-Davila, M., MetzI, N., . . . Santana-Casiano, M. (2009a). Trends in North Atlantic sea-surface fCO₂ from 1990 to 2006. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 56 (8-10), 620–629. DOI: 10.1016/j.dsr2.2008.12.011
- Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. Ocean Modelling, 9 (4), 347–404. DOI: 10.1016/j.ocemod.2004.08.002
- Silva, B. J., Gaspar, F. L., Tyaquicã, P., Lefèvre, N., & Flores Montes, M. J. (2019). Carbon chemistry variability around a tropical archipelago. Marine and Freshwater Research, 70 (6), 767–780.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., & Powers, J. G. (2005). A description of the advanced research WRF version 2. NCAR TECHNICAL NOTE (June), 100.
- Sweeney, C., Gloor, E., Jacobson, A. R., Key, R. M., McKinley, G., Sarmiento, J. L., & Wanninkhof, R. (2007). Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb 14 C measurements. Global Biogeochemical Cycles, 21 (2), 10. DOI: 10.1029/2006GB002784
- Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J. G., Chipman, D. W., and Sutherland, S. C. (1993). Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. Global Biogeochem. Cycles 7, 843–878. doi: 10.1029/93gb02263
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. Journal of Geophysical Research, 106, 7183–7192. DOI: 10.1029/2000JD900719
- Tchamabi, C. C., Araujo, M., Silva, M., & Bourlès, B. (2017). A study of the Brazilian Fernando de Noronha Island and Rocas atoll wakes in the tropical Atlantic. Ocean Modelling, 111, 9–18. DOI: 10.1016/j.ocemod.2016.12.009
- Torres, R., Artioli, Y., Kitidis, V., Ciavatta, S., Ruiz-Villarreal, M., Shutler, J., ... Tilstone, G. H. (2020). Sensitivity of modeled CO₂ air-sea flux in a coastal environment to surface temperature gradients, surfactants, and satellite data assimilation. Remote Sensing, 12(12). DOI: 10.3390/RS12122038

- Tozer, B., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Olson, C., Beale, J. R., & Wessel, P. (2019). Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+. *Earth and Space Science*, 6, 1847–1864. <https://doi.org/10.1029/2019EA000658>
- Vale Silva, T., D. Veleda, M. Araujo, and P. Tyaquicã (2018). Ocean–Atmosphere Feedback during Extreme Rainfall Events in Eastern Northeast Brazil. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 57, 1211–1229, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0232.1>.
- Vargas, G., Lucena-Frédou, F., Habasque, J., Lebourges-Dhaussy, A., Roudaut, G., & Bertrand, A. (2018). A new multifrequency acoustic method for the discrimination of biotic components in pelagic ecosystems: Application in a high diversity tropical ecosystem off Northeast Brazil. In 2017 IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium, RIO Acoustics 2017 (Vol. 2018-January, pp. 1–8). Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc. DOI: 10.1109/RIOAcoustics.2017.8349719
- Wallcraft, A., Metzger, E., & Carroll, S. (2009). Software Design Description for the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM), Version 2.2., 149.
- Ware, J. R., Smith, S. V., & Reaka-Kudla, M. L. (1992). Coral reefs: sources or sinks of atmospheric CO₂? *Coral Reefs*, 11 (3), 127–130. DOI: 10.1007/BF00255465
- Warner, J. C., Armstrong, B., He, R., & Zamboni, J. B. (2010). Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System. *Ocean Modelling*, 35 (3), 230–244. DOI: 10.1016/j.ocemod.2010.07.010
- Warner, J. C., Sherwood, C. R., Arango, H. G., & Signell, R. P. (2005). Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. *Ocean Modelling*, 8 (1), 81–113. DOI: 10.1016/j.ocemod.2003.12.003
- Weiss, R. F. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 7, 2 (3), 203–215. DOI: 10.5194/bg-13-841-2016
- Wilkin, J. L., Arango, H. G., Haidvogel, D. B., Lichtenwalner, C. S., Glenn, S. M., & Hedström, K. S. (2005). A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110 (6), 1–13. DOI: 10.1029/2003JC002218
- Yan, H. Q., Yu, K. F., Shi, Q., Tan, Y. H., Zhang, H. L., Zhao, M. X., . . . Wang, P. X. (2011). Coral reef ecosystems in the South China Sea as a source of atmospheric CO₂ in summer. *Chinese Science Bulletin*, 56 (7), 676–684. DOI: 10.1007/s11434-011-4372-8
- Zhai, W.-D., Dai, M.-H., Chen, B.-S., Guo, X.-H., Li, Q., Shang, S.-L., Zhang, C.-Y., Cai, W.-J., and Wang, D.-X.: Seasonal variations of sea–air CO₂ fluxes in the largest tropical marginal

sea (South China Sea) based on multiple-year underway measurements, *Biogeosciences*, 10, 7775–7791, DOI: 10.5194/bg-10-7775-2013, 2013.