

Natasha Victoria Costa

**IMPACTO DOS BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS NO OCEANO
ATLÂNTICO SUL SUDOESTE**

Florianópolis

2018



Natasha Victoria Costa

**IMPACTO DOS BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS NO OCEANO ATLÂNTICO SUL
SUDOESTE**

Trabalho Conclusão do Curso de Graduação em Oceanografia do Centro de Ciências Físicas e Matemáticas da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito para a obtenção do Título de Bacharel em Oceanografia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Regina Rodrigues Rodrigues

Florianópolis

2018

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

COSTA, NATASHA VICTORIA
IMPACTO DOS BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS NO OCEANO
ATLÂNTICO SUL SUDOESTE / NATASHA VICTORIA COSTA ;
orientador, REGINA RODRIGUES RODRIGUES, 2018.
42 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Ciências Físicas e Matemáticas, Graduação em
Oceanografia, Florianópolis, 2018.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Eventos extremos. 3.
Interação oceano-atmosfera. 4. Ondas de calor
marinhas. 5. Bloqueios atmosféricos. I. RODRIGUES,
REGINA RODRIGUES. II. Universidade Federal de Santa
Catarina. Graduação em Oceanografia. III. Título.

Natasha Victoria Costa

**IMPACTO DOS BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS NO OCEANO ATLÂNTICO SUL
SUDOESTE**

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Oceanografia pela Universidade Federal de Santa Catarina e aprovado em sua forma final.

Florianópolis, xx de novembro de 2018.

Prof.^a Juliana Leonel, Dr.^a

Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

Prof.^a Regina Rodrigues Rodrigues, Dr.^a

Orientadora

Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Carlos Alberto Eiras Garcia, Dr.

Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Renato Ramos da Silva, Dr.

Universidade Federal de Santa Catarina

Este trabalho é dedicado às minhas mães, eternas guerreiras.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente à minha mãe, que me apoia incondicionalmente e que moveu montanhas para que eu me tornasse a pessoa que sou hoje. Ao meu paidrasto, que, desde o primeiro dia que estive na minha vida só me trouxe alegrias e me apoiou. À minhas tias, avó e avô, que sempre lutaram para que eu conseguisse, no meu tempo, chegar aonde cheguei.

Um baita agradecimento à minha orientadora, e grande ídola Prof^ª. Dr^ª. Regina R. Rodrigues. Agradeço pela atenção, paciência, didática e pela oportunidade de desenvolver este trabalho.

Gostaria de ter paciência e fazer uma lista, mas esse agradecimento vai para meus amigos em geral (roomies e Capitu inclusos), que estiveram sempre ao meu lado apesar dos constantes dramas, que estiveram comigo nos momentos de felicidade, mas também me fizeram rir nos momentos de tristeza, ou me deram colo pra chorar. Aos que nunca me deixaram desistir.

Agradeço aos integrantes dos grupos do Whatsapp (peladas, rabetânias, lugares por onde já passei, oceanografia ufsc, populares na Urna, foraminíferas, lyndos) que provavelmente me tiraram umas boas horas de produtividade, mas mantiveram a minha sanidade durante esses 6 anos de Oceanografia.

Agradeço aos amigos universitários do MatLab (Pita, I love you) e aos que tiveram a santa paciência de ler este trabalho para que eu sentisse um pouco mais segura. Destes, um agradecimento especial à Ms. Laís Gonçalves Fernandes, que, não só se prontificou a me ajudar desde o primeiro dia, mas também que me é exemplo de pessoa e profissional que eu quero seguir.

Agradeço a Universidade Federal de Santa Catarina e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que possibilitaram a realização deste trabalho. Por fim, agradeço a todos que a Oceano me trouxe, este trabalho não seria possível sem vocês. Muito obrigada!

“Quando a educação não é libertadora, o sonho do oprimido é ser o opressor”.
Paulo Freire

RESUMO

As mudanças climáticas podem afetar substancialmente o planeta, especialmente quando se tratam de eventos extremos, tendo um impacto ainda mais significativo nos países subdesenvolvidos e em desenvolvimento. Nos anos de 2015 e 2016 verificaram-se ondas de calor marinhas (OCMs) em cerca de um quarto da superfície oceânica. OCM é um evento de duração de 5 ou mais dias no qual a temperatura superficial do mar (TSM) fica acima do 90º percentil. Inúmeros autores estão pesquisando sobre o aumento na frequência, duração e intensidade das OCMs. A onda de calor marinha (OCM) que ocorreu no Mar da Tasmânia em 2015/16 foi a maior já registrada, durou 251 dias e apresentou os seguintes impactos: alta mortalidade de abalones, ostras e salmão, com o subsequente impacto no mercado de frutos do mar da região. As OCMs podem estar associadas aos bloqueios atmosféricos, que representam a condição meteorológica na qual um sistema de alta pressão estacionário bloqueia o fluxo climatológico de oeste nas latitudes médias. Estudos conduzidos no Hemisfério Norte mostraram que estes bloqueios causam extremos de temperatura. No Hemisfério Sul, porém, são escassos os estudos sobre essa relação. Diante do exposto, este trabalho tem como objetivo determinar os eventos de OCMs no Atlântico Sul Sudoeste e relacioná-los aos bloqueios atmosféricos que ocorreram na América do Sul. Para o cálculo das OCMs foram selecionados o conjunto de dados globais de TSM diários (OISST-NOAA) para o período de 1982-2016. A sincronicidade entre bloqueios atmosféricos na América do Sul e OCMs no Atlântico Sul foi calculada. E baseado nisto, dois pontos foram selecionados para determinar a frequência, duração e intensidade da OCMs: Ponto 1 em 33°S e 51,5°O e Ponto 2 em 33°S e 30°O. Como resultado, foi possível identificar mais de 80 OCMs, com duração média de 11 dias e intensidades máximas médias de 0,94°C no Ponto 1 e de 0,65°C no Ponto 2. Além disto, foi observado um padrão de aumento na frequência, duração e intensidade das OCMs em ambos os pontos, corroborando com inúmeros estudos sobre eventos extremos. A sincronicidade dos eventos de OCMs e bloqueios atmosféricos variaram de 10 a 50%, apresentando um padrão decrescente com o distanciamento da costa. Isto leva à conclusão de que estes fenômenos ocorrem no Hemisfério Sul, assim como verificado em outros estudos realizados para o Hemisfério Norte.

Palavras-chave: Eventos extremos. Interação oceano-atmosfera. Ondas de calor marinhas. Bloqueios atmosféricos.

ABSTRACT

Climate change can substantially affect the planet, especially when it comes to extreme events, and has an even more significant impact on developing and underdeveloped countries. In 2015 and 2016, marine heatwaves (MHWs) occurred over a quarter of the ocean surface. MHW is an event of sea surface temperatures (SST) above the 90th percentile that lasts for 5 or more days. Several studies show that there has been an increase in frequency, duration and intensity of MHWs. The 2015/16 MHW event in the Tasman Sea was the largest ever recorded, lasting 251 days. This event caused high mortality of abalones, oysters and salmon, impacting the regional seafood market. MHWs can be associated with atmospheric blocking, which represent the meteorological condition in which a stationary high pressure system blocks the western climatological flux in the mid-latitudes. Studies conducted in the Northern Hemisphere have shown that these atmospheric blockings can cause extremes of temperature. However, in the Southern Hemisphere, there are no studies linking blocking and MHW. Thus, this study aims to determine the MHW events in the Southwest Atlantic Ocean and to relate them to the atmospheric blocking that occurred in the same location. Global daily SST dataset (OISST-NOAA) were used to calculate the MHWs for the period of 1982-2016. The synchronicity between South American atmospheric blocking and MHWs were calculated, and based on that, two points were selected to determine frequency, duration and intensity of the MHWs: Point 1 at 33°S and 51.5°W and Point 2 at 33°S and 30°W. As a result, it was possible to identify more than 80 MHW events, with an average duration of 11 days and mean maximum intensities of 0.94°C in Point 1 and 0.65°C in Point 2. In addition, there has been an increase in frequency, duration and intensity in both points, corroborating several studies on extreme events. The synchronicity of the events of MHWs and atmospheric blocking varied from 10 to 50%, decreasing as the distance from the coast increases. We conclude that these phenomena occur in the Southern Hemisphere, as discussed in other studies for the Northern Hemisphere.

Keywords: Climate change. Extreme events. Marine heatwaves. Atmospheric blocking.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Temperatura potencial, em Kelvin, na tropopausa para o dia inicial do bloqueio mais longo na América do Sul.....	16
Figura 2 – Composição das anomalias de (a) pressão média do nível do mar, (b) precipitação e (c) temperatura a 2 m, para os eventos de bloqueios atmosféricos em dezembro, janeiro, fevereiro e março no dia inicial do bloqueio atmosférico. Os contornos mostram a média climatológica. De (a)–(c) os intervalos de contorno são a cada 5 hPa, 1mm dia ⁻¹ e 2K, respectivamente. Os contornos mais grossos são de 1015 hPa, 4mm dia ⁻¹ e 290 K, respectivamente. Os pontos cinza indicam as áreas onde foram significativamente diferentes da climatologia com 95% de nível de confiança..	17
Figura 3 – Imagem retratando o Atlântico Sul Sudoeste entre as latitudes 15-45°S e longitude 20-60°W, com a média das temperaturas entre os dias 15 de janeiro a 13 de fevereiro de 2014. Os pontos selecionados foram representados por uma cruz preta; ponto 1 (33°S 51,5°W) e ponto 2 (33°S 30°W).	21
Figura 4 –Médias de TSM referentes aos períodos de verão de 1982 a 2016 A) para os dias com eventos de OCMs e B) para os dias sem eventos de OCMs.....	23
Figura 5 – Diferença entre a TSM média dos dias de OCMs pelos dias sem OCMs, referentes aos períodos de verão de 1982 a 2016.....	24
Figura 6 – Distribuição dos eventos de OCMs.....	25
Figura 7 – Frequência e duração nos Ponto 1 e 2, respectivamente, ao longo do período de 1982 a 2016.	26
Figura 8 – Intensidade máxima nos Ponto 1 e 2, respectivamente, ao longo do período de 1982 a 2016..	27
Figura 9 – Intensidade acumulada nos Ponto 1 e 2, respectivamente, ao longo do período de 1982 a 2016.	29
Figura 10 – Análise da temperatura superficial do mar para janeiro, fevereiro e março de 2014 em ambos os pontos; a linha azul representa a climatologia, a linha vermelha representa o limite e a linha laranja representa a TSM observada.....	30
Figura 11 – Sincronicidade entre os eventos de OCMs e bloqueios atmosféricos no Atlântico Sul Sudoeste, em porcentagem, durante os verões de 1982 a 2016, no Atlântico Sul Sudoeste, em porcentagem.....	31

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

OCM – Onda de Calor Marinha

OCMs – Ondas de Calor Marinha

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	OBJETIVOS	19
1.1.1	Objetivo Geral	19
1.1.2	Objetivos Específicos.....	19
2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
3	RESULTADOS	23
4	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	32
	REFERÊNCIAS	34
	APÊNDICE A – Rotina elaborada para leitura dos dados	39
	APÊNDICE B – Rotina elaborada para cálculo de climatologia e percentil	40
	APÊNDICE C – Rotina elaborada para identificação das OCMs.....	41

1 INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas são compreendidas como o aumento gradual em longo prazo na temperatura superficial global (STOCKER et al., 2013), mas geralmente é o aumento na frequência e intensidade dos eventos extremos que afetam os ecossistemas a curto prazo (EASTERLING et al., 2000). O Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) relata que as mudanças climáticas podem afetar substancialmente o planeta, especialmente quando se tratam de eventos extremos, tais como inundações, secas e extremos de temperatura, tendo um impacto ainda mais significativo nos países subdesenvolvidos e em desenvolvimento (TRENBERTH et al., 2007). Em 2017, a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) reportou que os últimos cinco anos foram os mais quentes registrados mundialmente desde 1880.

OLIVER et al. (2018) afirmaram que houve um aumento significativo na frequência, duração e intensidade dos eventos de temperatura extrema no oceano, como por exemplo as ondas de calor marinhas (OCMs), que sofreram um aumento global de dias de OCMS de 54% desde 1925. Nos anos de 2015 e 2016 verificaram-se OCMs em cerca de um quarto da superfície oceânica (OLIVER et al., 2017). Sendo assim, conforme a temperatura superficial do mar (TSM) aumenta, espera-se que as OCMs ocorram com mais frequência e com maior gravidade. No entanto, sabe-se que o fenômeno pode ser causado por outras variáveis. Um estudo conduzido por RODRIGUES e WOOLLINGS (2017), por exemplo, mostra que extremos de temperatura do ar e do mar acontecem associadas aos bloqueios atmosféricos.

Existem diferentes definições de ondas de calor terrestre, das mais vagas, como um período anormalmente e desconfortavelmente quente (GLICKMAN, 2000), até as mais esmiuçadas, como o intervalo de três a cinco dias no qual as anomalias de temperatura são de 3-5°C acima do normal (MEEHL; TEBALDI, 2004). Para facilitar comparações entre OCMs de diferentes regiões e estações, além de possibilitar a síntese e compreensão do papel destas nos ecossistemas marinhos, HOB DAY et al. (2016) propuseram uma definição mais precisa, a partir de uma metodologia estatística.

Seguindo a definição de onda de calor atmosférica de PERKINS e ALEXANDER (2013), HOB DAY et al. (2016) definiram hierarquicamente uma onda de calor marinha (OCM) como um evento prolongado de temperaturas anômalas, que pode ser descrito por sua duração, intensidade, taxa de evolução e extensão espacial. Quantitativamente, temperaturas anômalas foram descritas em referência a uma linha de base, e prolongado significa uma duração de no

mínimo cinco dias, com data de início e fim identificáveis. Nesta metodologia, o 90° percentil dos anos de dados foi a linha de base usada para definir as temperaturas anômalas. Este varia sazonalmente, permitindo que a metodologia em questão seja utilizada durante todo o ano, independente da estação, diferentemente de métricas pré-estabelecidas, como anomalia de temperatura.

Essa metodologia, então, não restringe as OCMs aos meses mais quentes e, segundo WERNBERG et al. (2011), esta consideração é importante pois águas anormalmente quentes ocorrendo no inverno, período que várias espécies necessitam da água fria para a liberação efetiva de esporos, pode acarretar em efeitos deletérios no recrutamento destas espécies. Além disso, OLIVER et al. (2018) discutiram que ecossistemas adaptados a baixas temperaturas, que já estão passando por aumento na temperatura de longo termo são especialmente vulneráveis a situações adicionais de stress, como as OCMs. LENTON et al. (2007) discutem que estas podem forçar o ponto de inflexão destes ecossistemas. Além disso, ANDREWS et al. (2014) discutiram sobre a forte dependência de uma espécie de alga fucóide na temperatura, que pode apresentar mortalidade alta ou total quando sujeita a altos valores de TSM.

Múltiplas OCMs e seus impactos ecológicos já foram documentados. Uma das primeiras registradas ocorreu no Mediterrâneo em 2003 e apresentou mortalidade em massa de pelo menos 25 espécies de invertebrados de costões rochosos (BLACK et al., 2004; OLITA et al., 2007; GARRABOU et al., 2009). OCMs também foram documentadas no nordeste do Atlântico em 2012 e no nordeste do Pacífico (BOND et al., 2015). Atualmente, sabe-se que a OCM que ocorreu em 2011 na Austrália Ocidental causou uma diminuição no alcance em cerca de 100 km da espécie *Ecklonia radiata*, formadora de florestas de kelps, favorecendo a tropicalização de peixes recifais e algas marinhas ao longo da costa sul da região (WERNBERG et al., 2016).

OLIVER et al. (2017) conduziram um estudo sobre a OCM que ocorreu em 2015/16 no Mar da Tasmânia, e esta região oceânica no sudeste da Austrália é considerada um *hotspots* de aquecimento global (HOBDAY; PECL, 2014). Esta OCM foi considerada a maior já registrada, em todas as quatro métricas utilizadas: duração (251 dias), intensidade máxima (2,9° acima da climatologia), intensidade média (1,8°C) e intensidade acumulada (443 °C-dia). Inúmeros impactos foram observados na biota, como uma doença que se espalhou entre as ostras (Síndrome de Mortalidade de Ostra do Pacífico), que foi previamente associada às altas anomalias de temperatura (GREEN et al., 2014). Além disso, foi observada uma maior

mortalidade de abalones da espécie *Haliotis rubra*, uma diminuição no desempenho do salmão do Atlântico e o aparecimento de espécies que são comumente encontradas mais ao norte, com o subsequente impacto no mercado de frutos do mar da região.

Os danos causados pelas OCMs não se limitam a organismos demersais ou ecossistemas costeiros. Em exemplo, a OCM que ocorreu no Noroeste do Oceano Atlântico em 2012 indicou que esses eventos extremos também são capazes de impactar pescados de grande importância comercial (MILLS et al., 2013). Quando as temperaturas são tão extremas quanto o evento que persistiu no noroeste do Oceano Pacífico de 2014 a 2016, a OCM pode impactar negativamente até aves e outros animais marinhos (CAVOLE et al., 2016). Além do aumento na mortalidade devido ao estresse termal, OCMs podem levar a surtos de doenças em espécies passíveis de comercialização, como o que ocorreu em 2015/16 no mar da Tasmânia (OLIVER et al., 2017).

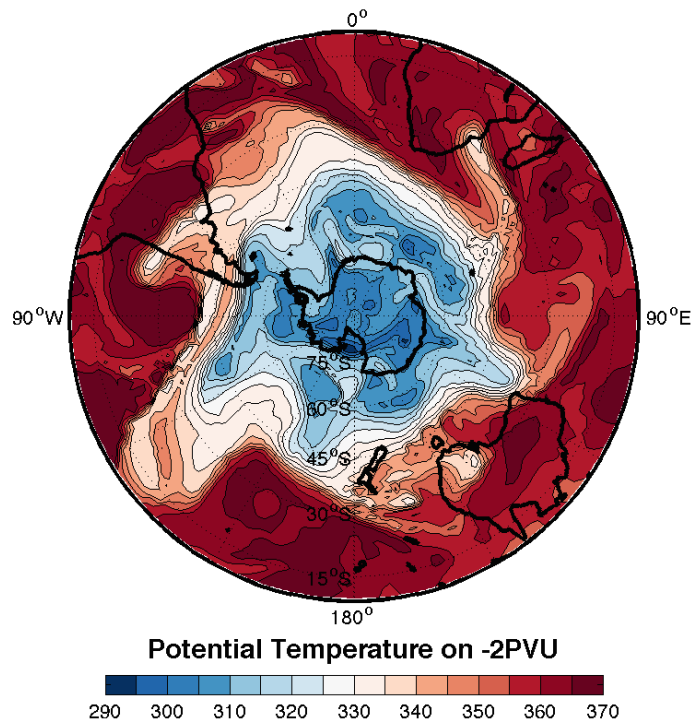
Inúmeros estudos citam os impactos das OCMs no ecossistema e, portanto, na economia. UMMENHOFER e MEEHL (2016), por exemplo, discorrem sobre as consequências biológicas desses eventos, que variam de mudanças na composição à, em casos extremos, mortalidade em massa de espécies. WERNBERG et al. (2013) discutiram sobre o evento que ocorreu na costa oeste da Austrália, região considerada um *hotspot* de biodiversidade, na qual anomalias positivas de temperatura de 2-4°C resultaram na alteração estrutural do ecossistema. Inúmeras foram as modificações que ocorreram, dentre elas, a redução de algas, a tropicalização das comunidades de peixes, branqueamento de corais (HUGHES et al., 2017) e estratificação da coluna d'água (BOND et al., 2015).

Além dos estudos em escala global sobre a duração, frequência e intensidade de OCMs, pesquisas foram conduzidas no Pacífico Norte, Atlântico Norte, Austrália Ocidental e Mar Mediterrâneo (SCANNELL et al., 2016; HOBDAY et al., 2016; OLIVER et al., 2018). As OCMs podem ser causadas pela soma das forçantes atmosféricas com as condições oceânicas. Tendo isso em vista, alguns autores relacionam a ocorrência destas ondas aos bloqueios atmosféricos, um dos possíveis precursores (BRUNNER; HEGERL; STEINER, 2017; WOOLLINGS; HARVEY; MASATO, 2014). No entanto, são escassos estudos de OCMs e suas propriedades para o Atlântico Sul.

Bloqueios atmosféricos representam a condição meteorológica na qual um sistema de alta pressão estacionário bloqueia o fluxo climatológico de oeste nas latitudes médias durante um período, que pode chegar a semanas (REX, 1950; BRUNNER; HEGERL; STEINER, 2017). Estes podem acontecer quando o cinturão de ventos de oeste é desviado para norte ou sul,

enfraquecendo os ventos na localidade original do jato e propiciando a quebra de ondas de Rossby, que caracterizam o bloqueio (PELLY; HOSKINS, 2003). A metodologia de PELLY e HOSKINS (2003) foi adaptada por BERRISFORD et al. (2007) para o cálculo do índice de quebra dessas ondas e definição dos bloqueios. Esta metodologia usa o reverso do gradiente meridional de temperatura potencial na tropopausa dinâmica. Assim, RODRIGUES e WOOLLINGS (2017) aplicaram a mesma metodologia para o Hemisfério Sul e estudaram esses eventos de quebra de ondas de Rossby sobre a América do Sul subtropical, como representado pela Figura 1. Os autores observaram que essas quebras de onda de Rossby, embora diferente daqueles no Hemisfério Norte, geram sistemas de alta pressão estacionários.

Figura 1 – Temperatura potencial, em Kelvin, na tropopausa para o dia inicial (15/01/2014) do bloqueio mais longo na América do Sul.

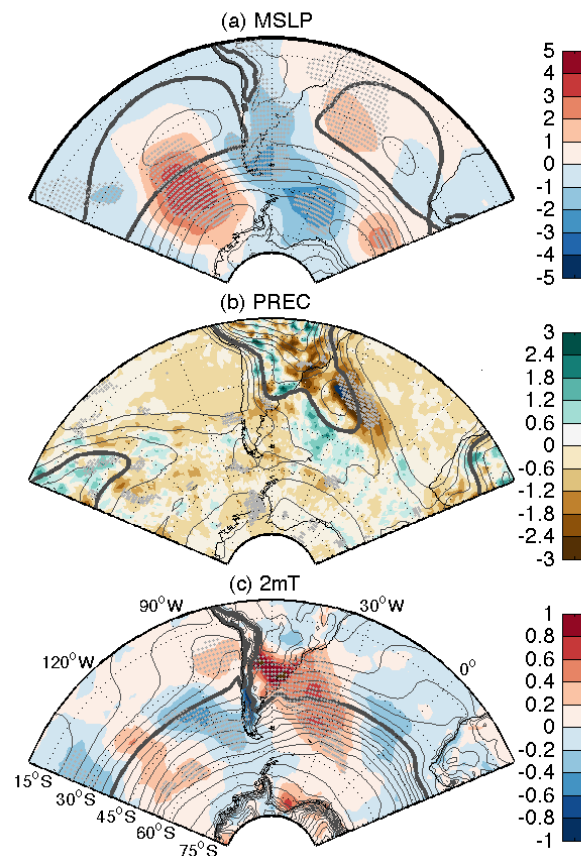


Fonte: RODRIGUES E WOOLLINGS (2017).

Estudos no Hemisfério Norte mostraram que estes bloqueios causam extremos de temperatura e precipitação como, por exemplo, o estudo de GARCIA-HERRERA et al. (2010) sobre o evento que ocorreu na Europa em 2003. Além disto, RODRIGUES e WOOLLINGS (2017) mostraram que bloqueios atmosféricos sobre a América do Sul subtropical podem causar extremos de temperatura do ar e secas no sul-sudeste do Brasil, além de extremos na temperatura da superfície do mar no Atlântico sudoeste, como representado na Figura 2. A alta pressão estacionária associada a esses bloqueios atmosféricos

(Figura 2a) inibe a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul que é caracterizada por uma banda de forte precipitação que se estende da Amazônia ao sudoeste do Atlântico Sul (Figura 2b). A falta de cobertura de nuvens aumenta a incidência de radiação solar também causando extremos de temperatura do mar e do ar sobre o continente (Figura 2c).

Figura 2 – Composição das anomalias de (a) pressão média do nível do mar, (b) precipitação e (c) temperatura a 2 m, para os eventos de bloqueios atmosféricos em dezembro, janeiro, fevereiro e março no dia inicial do bloqueio atmosférico. Os contornos mostram a média climatológica. De (a)–(c) os intervalos de contorno são a cada 5 hPa, 1mm dia⁻¹ e 2K, respectivamente. Os contornos mais grossos são de 1015 hPa, 4mm dia⁻¹ e 290 K, respectivamente. Os pontos cinza indicam as áreas onde foram significativamente diferentes da climatologia com 95% de nível de confiança.



Fonte: RODRIGUES E WOOLLINGS (2017).

Desde a expedição Meteor em 1920, a circulação do Atlântico Sul subtropical tem sido descrita como consistindo de um giro anticiclônico formado pelas Corrente do Brasil, Corrente do Atlântico Sul, Corrente da Benguela e Corrente Sul Equatorial (CAMPOS et al., 1995, RODRIGUES et al., 2010). O Atlântico Sul faz parte da circulação termohalina global e

apresenta uma grande diversidade de massas de água (TALLEY et al. 2011). Essas propriedades fazem com que o Atlântico Sul seja importante para os recursos marinhos e economia local, além do fluxo de calor e substâncias dissolvidas (PETERSON; STRAMMA, 1991, CAMPOS et al., 1995, BEAL et al., 2011). Embora tenha importância reconhecida, são poucos os estudos sobre eventos extremos no Atlântico Sul e suas causas.

Baseada na discussão supracitada é evidente a necessidade de estudos que determinem eventos extremos de TSM (OCMs) no Atlântico Sul e suas causas. A pergunta que se faz é: será que OCMs no Atlântico Sul também podem estar associadas a bloqueios atmosféricos? Espera-se que o monitoramento destes eventos possa levar a um melhor entendimento do seu desenvolvimento, características e eventuais efeitos, resultando em um aumento da nossa capacidade de previsão para guiar medidas de mitigação e adaptação que, por sua vez, diminuam os impactos nos ecossistemas marinhos e na economia.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

O presente trabalho tem como principal objetivo determinar os eventos de OCMs no Atlântico Sul Sudoeste e relacioná-los aos bloqueios atmosféricos identificados em RODRIGUES e WOOLLINGS (2017).

1.1.2 Objetivos Específicos

- i. Analisar os comportamentos da TSM em dois pontos no Atlântico Sul Sudoeste para identificar e calcular as OCMs pela definição de HOBDAV et al. (2016) no período de 01/01/1982 a 31/12/2016;
- ii. Identificar se há simultaneidade entre os eventos de OCMs e os bloqueios atmosféricos obtidos em RODRIGUES e WOOLLINGS (2017) baseado na metodologia proposta por BERRISFORD et al. (2007) de inversão da temperatura potencial na tropopausa associada com a quebra de ondas atmosféricas.

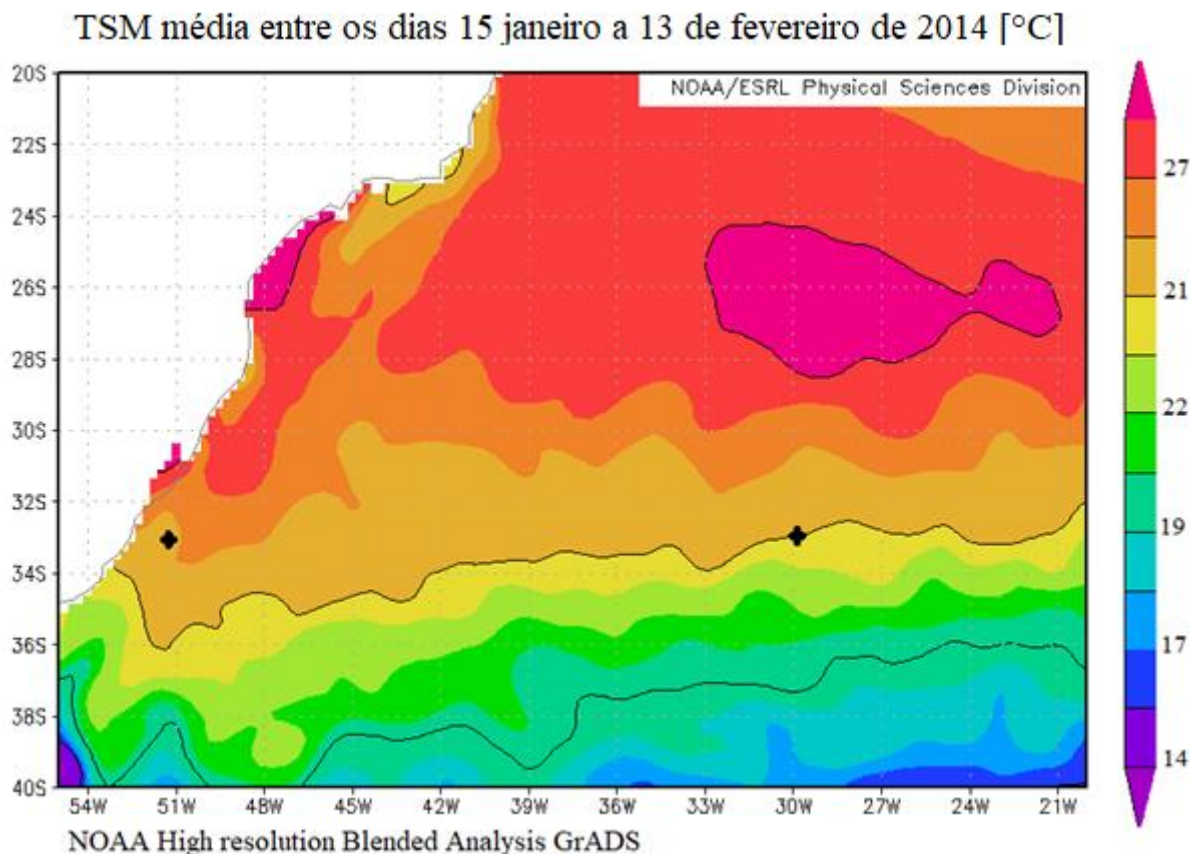
2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o presente estudo foram selecionados dois conjuntos de base de dados. Sendo o primeiro dados globais do produto *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature* (OISST), que é uma análise construída pela combinação de observações de diferentes plataformas em uma grade global (SMITH et al., 2008; REYNOLDS et al., 2007). Esta base de dados, disponibilizada pela NOAA/OAR/ESRL PSD, em Boulder, Colorado, Estados Unidos, apresenta médias diárias de TSM ao longo do globo, com resolução espacial de $0,25^\circ$ de latitude por $0,25^\circ$ de longitude. A segunda base de dados, disponibilizada por RODRIGUES e WOLLINGS (2017), corresponde uma matriz lógica de eventos de bloqueios atmosféricos referentes aos verões de 1982 a 2016.

A leitura e análise dos dados obtidos e a confecção dos gráficos foram realizadas utilizando o software MATLAB® R2017b (APÊNDICE A, B E C). A seleção da região de estudo baseou-se no cálculo de bloqueios atmosféricos realizado por RODRIGUES e WOOLLINGS (2017) na América do Sul. Os autores determinaram os bloqueios a partir a metodologia de PELLY e HOSKINS (2003) adaptada por BERRISFORD et al. (2007) para calcular um índice de quebra de ondas Rossby baseado na vorticidade potencial. Assim, os autores definiram a quebra de ondas como o inverso do gradiente da temperatura potencial na tropopausa dinâmica. Os resultados deste artigo foram utilizados para a escolha dos pontos para o cálculo da simultaneidade dos eventos de bloqueios atmosféricos e OCMs no mesmo local. RODRIGUES e WOOLLINGS (2017) mostraram que, o período de 13 de janeiro a 15 de fevereiro de 2014 foi marcado por um forte bloqueio atmosférico na América do Sul, a Figura 3 mostra a TSM média na região do Atlântico Sul Sudoeste, para o mesmo período.

A seleção dos pontos foi feita sistematicamente, dentro da região na qual o bloqueio atmosférico aconteceu, com o objetivo de representar o comportamento das TSM tanto num local mais próximo à costa, quanto um local mais distante, sem a interferência das variações latitudinais de TSM. Dessa forma, os dois pontos representados na Figura 3 foram determinados, sendo o primeiro na latitude de 33°S e longitude de $51,5^\circ\text{W}$, e o segundo mais distante da costa, na mesma linha latitudinal do primeiro ponto e longitude de 30°W . O ponto 1 foi selecionado a uma distância de aproximadamente 100 km de distância da costa, devido à falta de dados costeiros de TSM, e à deterioração do sinal termal em águas costeiras que pode acontecer com as mudanças nos padrões de circulação, influenciadas pela batimetria (SCHLEGEL et al. 2016).

Figura 3 – Imagem retratando o Atlântico Sul Sudoeste entre as latitudes 15-45°S e longitude 20-60°W, com a média das temperaturas entre os dias 15 de janeiro a 13 de fevereiro de 2014. Os pontos selecionados foram representados por uma cruz preta; ponto 1 (33°S 51,5°W) e ponto 2 (33°S 30°W).



Fonte: NOAA (2018).

Essa pesquisa usou 35 anos de dados diários, de 01/01/1982 a 31/12/2016, considerando a metodologia proposta por HOBDAÏ et al. (2016), que requer um pacote de dados diários de TSM de um período de no mínimo 30 anos. Esta metodologia se aplica para regiões do oceano, incluindo águas estuarinas e mares fechados, e consiste primeiramente no cálculo de duas métricas de interesse: a média climatológica diária e o limite diário. A primeira foi calculada como a média diária dos 35 anos para cada um dos dias, resultando em um vetor com 366 caracteres, considerando que existem anos bissextos no conjunto de dados, e o segundo como o 90º percentil da variação da TSM no período (APÊNDICE B). Com isso, considerou-se um pico de calor quando as temperaturas observadas excederam os valores do 90º percentil (APÊNDICE C). Se o pico de calor apresentou duração de 5 ou mais dias, foi então identificado como uma OCM.

Assim que a climatologia e o limite foram definidos, calculou-se, para cada ponto selecionado, a frequência, definida pelo número de eventos de OCM durante o período. Deste cálculo obtiveram-se as seguintes variáveis de importância:

1. Um vetor contendo o número de eventos;
2. Dois vetores de datas (dia/mês/ano), sendo um com a data de início do evento e outro com a data final;
3. Um vetor de duração dos eventos, representada pelo número de dias entre a data de início e a data final da OCM;
4. Uma matriz lógica dos eventos de OCMs, no qual 1 representa um dia de evento e 0 um dia de não-evento.

A partir destes, foi possível elaborar uma rotina no MATLAB® que utiliza destas variáveis para calcular as seguintes métricas: intensidade máxima dos eventos detectados, dada pelo módulo da subtração da TSM pela climatologia, e a intensidade acumulada, produto da duração pela intensidade. Além disto, as médias de TSM foram calculadas tanto para os dias com OCM quanto para os dias sem OCM e plotadas em figuras com o objetivo de uma melhor visualização dos resultados. Por fim, calculou-se as anomalias de temperatura e a frequência de ocorrência das OCMs, dadas pela razão entre os dias que houveram eventos pelo total de dias analisados.

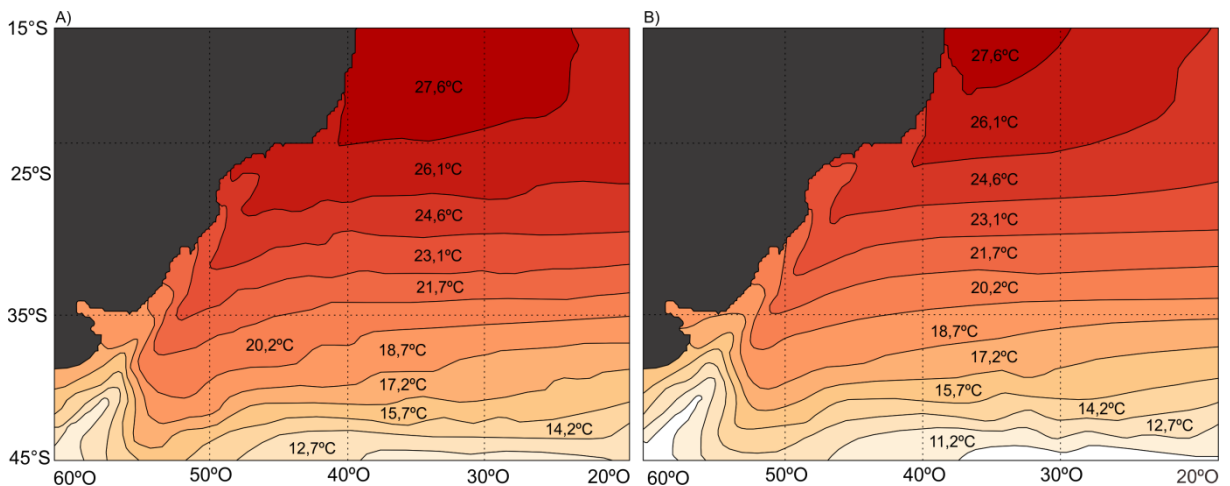
A percentagem de simultaneidade entre os bloqueios e as OCMs foi calculada a partir dos dados de bloqueios atmosféricos obtidos de RODRIGUES e WOOLLINGS (2017). Uma vez definidos os dias em que ocorreram os eventos de OCMs no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) foi verificado se nestes dias também ocorreram bloqueios atmosféricos. A fórmula apresentada abaixo foi utilizada para o cálculo da percentagem de dias de sincronidade entre os eventos, dada pela razão entre os números de dias de OCMs simultâneos a bloqueios atmosféricos (*Blk*) e o número total de dias de OCMs para a região analisada.

$$S\% = \frac{N^{\circ} \text{Blk \& OCM}}{OCM}$$

3 RESULTADOS

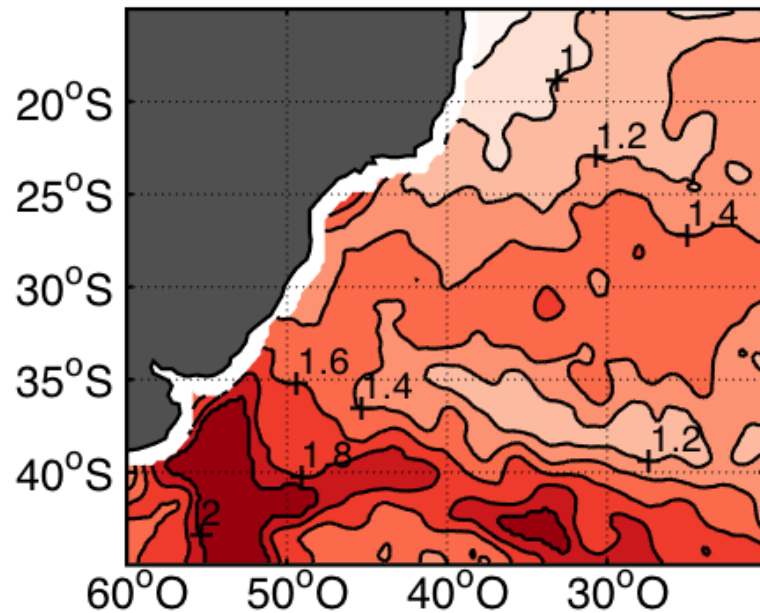
A partir da análise das médias de TSM nos períodos de verão de 1982 a 2016, tanto para os dias de eventos de OCM (Figura 4A), quanto para os dias sem eventos (Figura 4B) foi observado uma diferença clara entre as temperaturas; o valor médio nos períodos de verão de 1982 a 2016 encontrado para os dias sem OCMs foi de 21,6°C, enquanto que para os dias de OCMs foi de 25,9°C, ou seja, há diferença média de 4,3°C entre as duas situações. Logo, os dias nos quais ocorreram OCMs apresentam maiores temperaturas, até 26°C, principalmente entre 15°S-30°S, enquanto que em dias normais, sem OCMs, as maiores temperaturas estão situadas mais ao norte, entre 15°S-28°S. Isso significa que, em dias de OCMs as altas temperaturas são deslocadas em aproximadamente 200 km em direção Sul, tropicalizando a superfície oceânica e, possivelmente, levando a ocorrência de espécies subtropicais mais ao sul. Além disto, considerando o caráter abrupto das OCMs, a velocidade da mudança de temperatura pode ser superior à capacidade de algumas espécies de adaptação ao novo regime de temperatura, como discutido em KELLY; SANFORD; GROSBERG (2012).

Figura 4 – Médias de TSM referentes aos períodos de verão de 1982 a 2016 A) para os dias com eventos de OCMs e B) para os dias sem eventos de OCMs.



A Figura 5 mostra os valores obtidos da subtração da TSM média dos dias de OCMs pelos dias sem OCMs, que chegam a 2°C, sendo que os maiores valores são encontradas principalmente entre 35-45°S, mais a oeste.

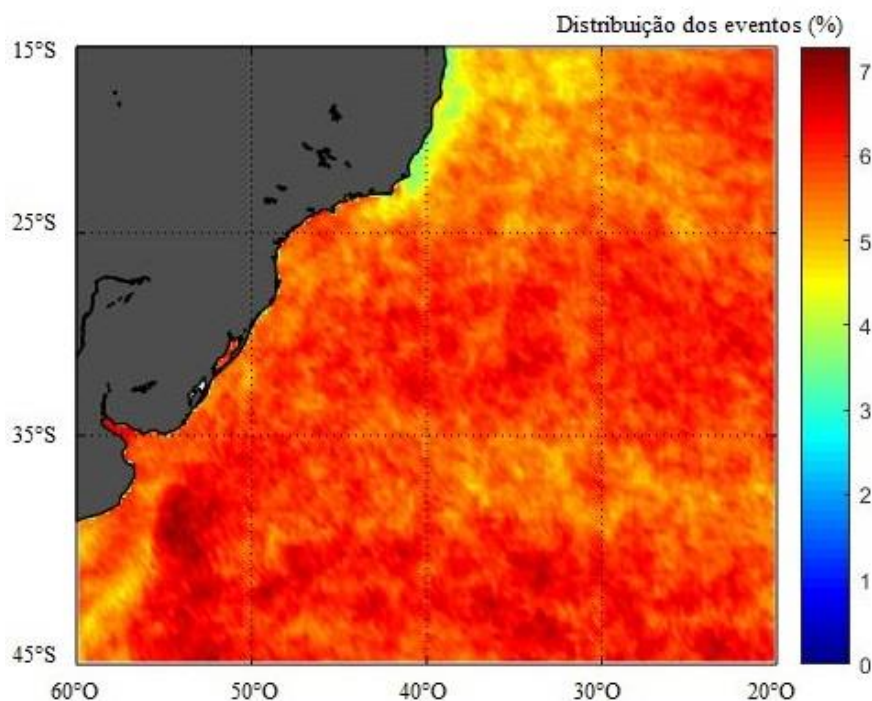
Figura 5 – Diferença entre a TSM média dos dias de OCMs pelos dias sem OCMs, referentes aos períodos de verão de 1982 a 2016.



Fonte: Autora (2018).

A distribuição dos eventos de OCMs, dada pela razão entre os dias de eventos pelo total de dias mostra que apenas uma pequena fração da região analisada, entre 15-25°S, apresentou menos de 4% dos eventos, totalizando 510 dias durante 35 anos (Figura 6). A maior frequência de OCMs ocorreu entre 35-46°S, com 7% dos dias totais analisados sendo dias de eventos de ondas, totalizando 894 dias. Os processos que levam à ocorrência e ao decaimento de uma OCM são pouco conhecidos, mas isto pode indicar que o local possivelmente é mais propenso às mudanças, ou até mesmo que há algum processo físico transferindo calor para a região; por exemplo, o fluxo de calor latente e sensível, que podem exceder 200 Wm^{-2} (PETERSON; STRAMMA, 1991).

Figura 6 – Distribuição dos eventos de OCMs, em porcentagem.



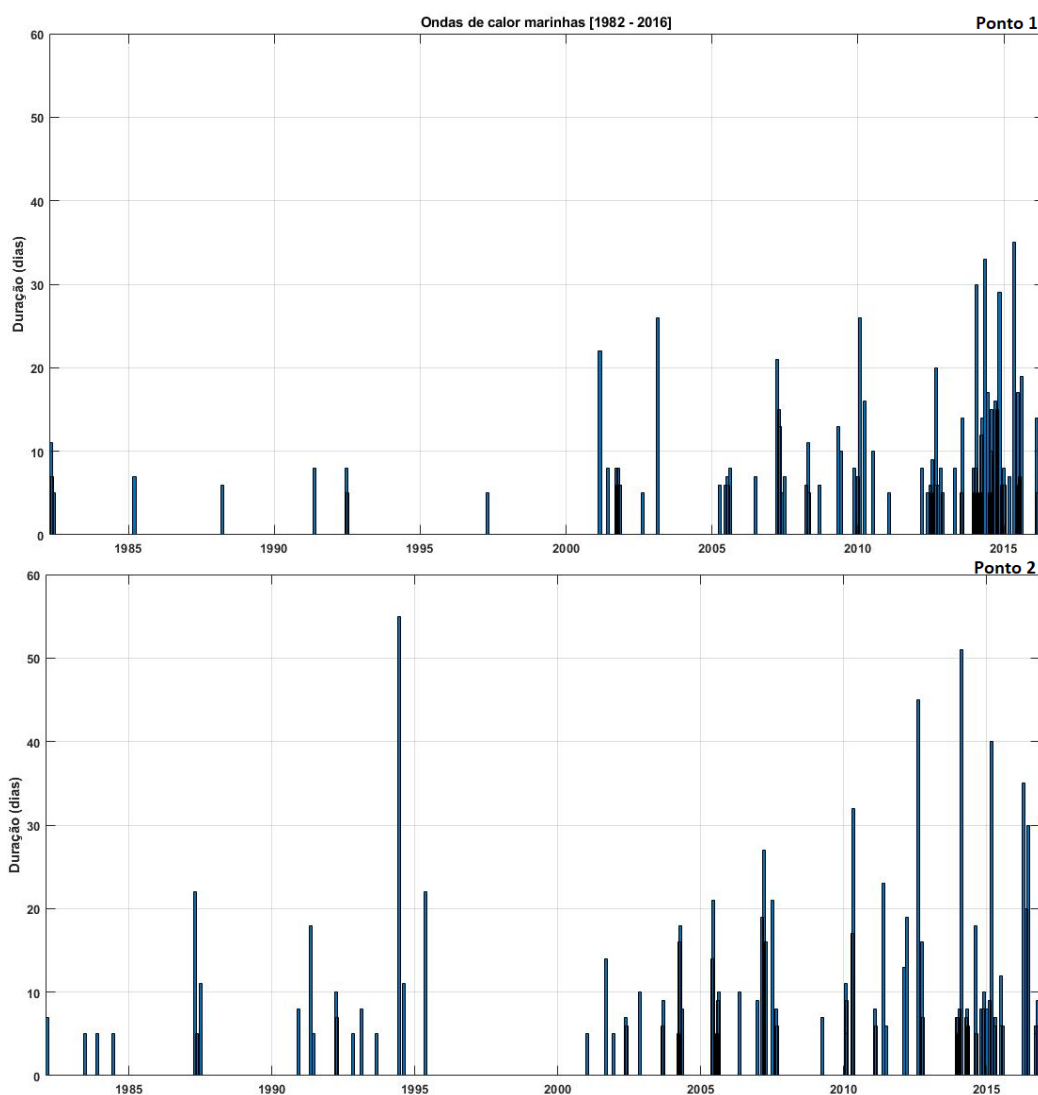
Fonte: Autora (2018).

A Figura 7 mostra a frequência e duração das OCMs em ambos os pontos. O eixo das abscissas representa o período no qual as OCMs foram calculadas, e o eixo das ordenadas mostra a duração dessas ondas em dias. O ponto 1, mais próximo à costa, apresentou o total de 68 OCMs e uma duração média de 11 dias, a OCM mais longa observada neste ponto foi de 35 dias, que ocorreu no ano de 2015. Em 10 anos, de 1982 a 1991, 7 ondas foram identificadas, já entre 1992 e 2001, foram observadas 8 ondas em 10 anos. De 2002 a 2011 foram encontrados valores mais significativos, totalizando 19 ondas em uma década. Valores ainda mais consideráveis foram vistos entre 2012 e 2016, que, em apenas 4 anos houveram 34 OCMs. Observou-se, no ponto 2, 67 OCMs, com duração média de 12 dias. Neste ponto, a OCM mais longa aconteceu em 1995 e durou 68 dias. As 3 primeiras décadas de dados resultaram em 8, 5 e 23 OCMs para 1982 a 1991, 1992 a 2001 e 2002 a 2011, respectivamente. Assim como no ponto 1, o ponto 2 evidenciou a maior frequência de OCMs nos últimos 4 anos, somando 31 eventos. HOBDA Y et al. (2016) identificaram, na Austrália Ocidental, 59 OCMs de 1982-2014, quantidade similar às encontradas nos pontos analisados no Atlântico Sul Sudoeste. Os eventos na Austrália Ocidental, porém, foram mais longos que os eventos

encontrados neste estudo, de duração máxima de 95 dias, o que pode estar associado ao fato de que a Austrália é um *hotspot* de aquecimento global (HOBDDAY; PECL, 2014).

Notou-se, a partir da análise das propriedades das OCMs em ambos os pontos, um padrão de aumento na frequência, duração e intensidade a partir do ano de 2000 (Figuras 7 e 8). OLIVER et al. (2018) apresentaram um aumento global de 54% na frequência anual das OCMs, enquanto que o estudo em questão encontrou um acréscimo médio de mais de 90% em ambos os pontos. Essas mudanças nas propriedades das OCM corroboram com resultados apontados por OLIVER et al. (2018), que relacionam essas mesmas transformações à aceleração na tendência de aquecimento do globo e dos oceanos. Além disso, os autores citam que esses aumentos coincidiram com o deslocamento na distribuição de espécies e múltiplas mudanças nos padrões de biodiversidade.

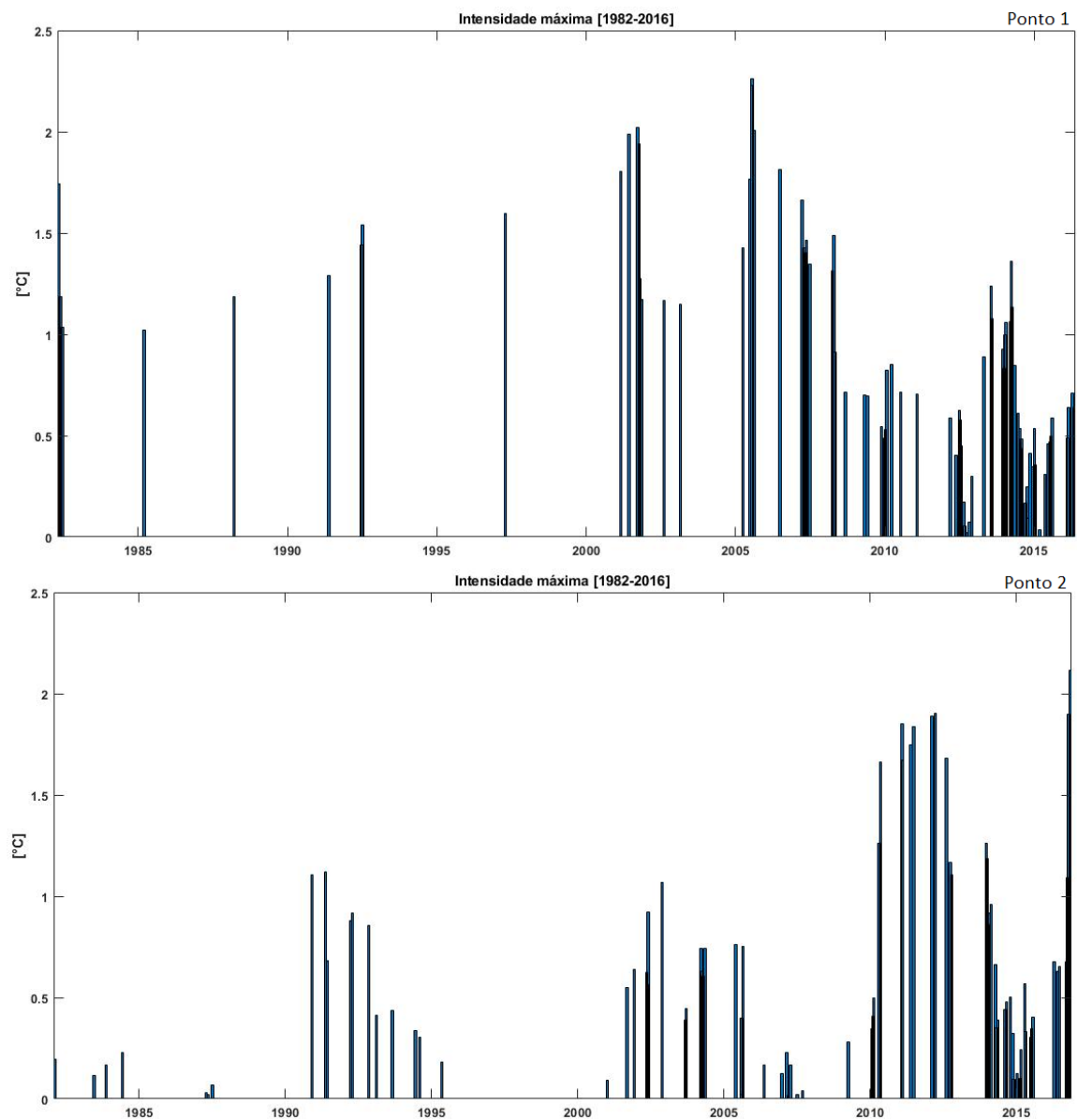
Figura 7 – Frequência e Duração das OCMs nos pontos 1 e 2, respectivamente, ao longo do período de 1982 a 2016.



Fonte: Autora (2018).

As médias das intensidades máximas dos eventos de OCM foram de $0,94^{\circ}\text{C}$ no ponto 1 e de $0,65^{\circ}\text{C}$ no ponto 2. O evento com maior intensidade encontrado foi no ponto 1, com $2,4^{\circ}\text{C}$ a mais que a climatologia dos 35 anos, em 2005 (Figura 8). Em geral, os pontos 1 e 2 apresentaram valores relativamente similares, porém, o ponto 1 exibiu números superiores, principalmente de intensidade. Essas diferenças, de acordo com SCHLEGEL et al. (2016), podem estar relacionadas à natureza e variabilidade dos processos físicos em larga escala e local, além do acoplamento dos processos ao longo dessas escalas.

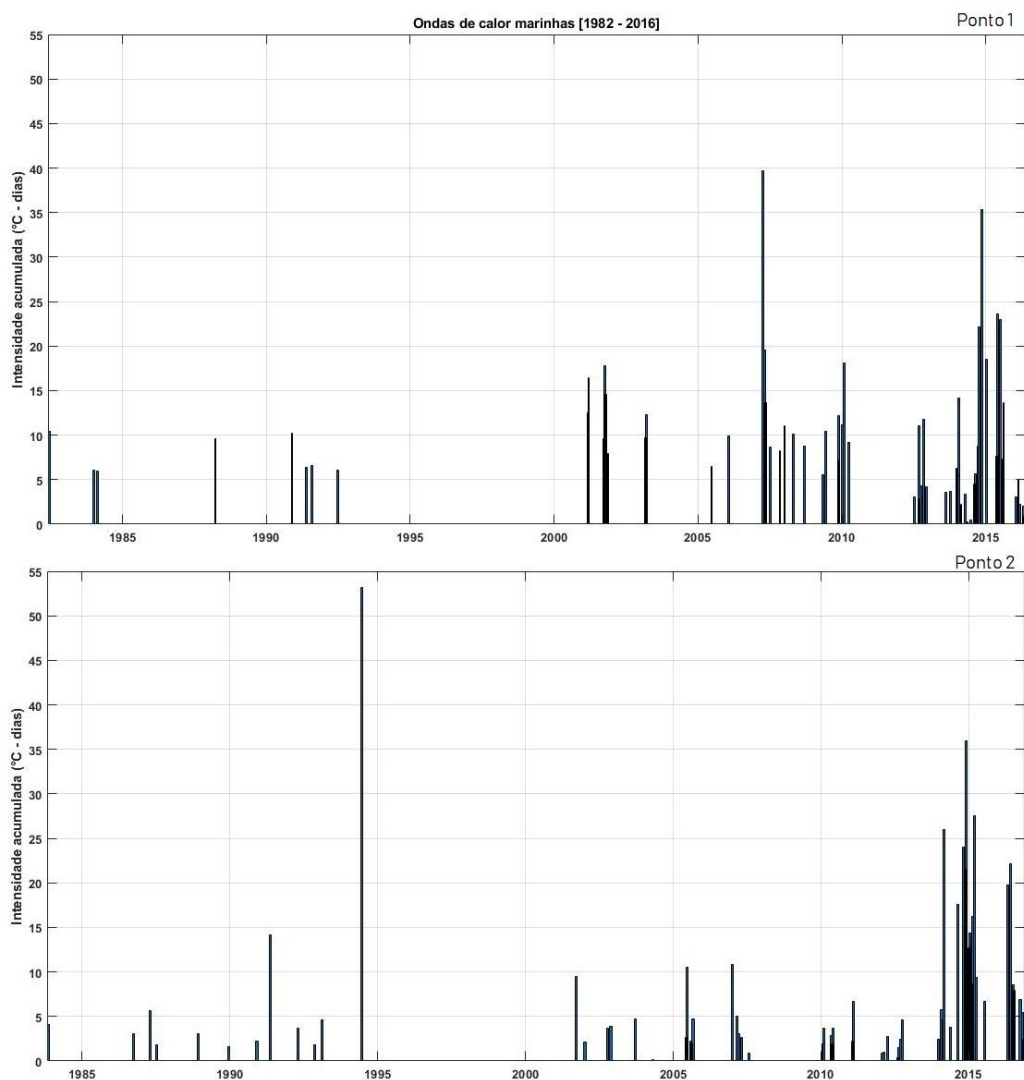
Figura 8 – Intensidade máxima das OCMs no Ponto 1 e 2, respectivamente, ao longo do período de 1982 a 2016.



Fonte: Autora (2018).

Das métricas apresentadas, SCHLEGEL et al. (2017) consideram a intensidade acumulada a métrica mais ecologicamente relevante e discutem que esta pode ser usada como um índice de aferição da ameaça de eventos extremos nos ecossistemas. Isto, porque a intensidade acumulada é o produto da intensidade máxima pela duração, assim, altas anomalias que persistem por um período curto causariam um impacto relativamente similar a baixas anomalias com uma duração longa. E, altas anomalias persistindo por uma longa duração causariam então, o maior dos impactos. A intensidade acumulada média encontrada foi de 10°C-dia e 8°C-dia nos pontos 1 e 2, respectivamente (Figura 9). O ponto 2 apresentou a maior intensidade acumulada, com 53,2°C-dia, enquanto que no ponto 1 o valor encontrado foi de 39,69°C-dia. HOBDAIY et al. (2016) apresentaram resultados de intensidade acumulada de até 300°C-dia, representando a OCM mais longa analisada. Os autores ainda mostraram valores menores e mais similares aos deste estudo, variando de 10°C-dia a 150°C-dia, sendo o evento mais longo uma discrepância.

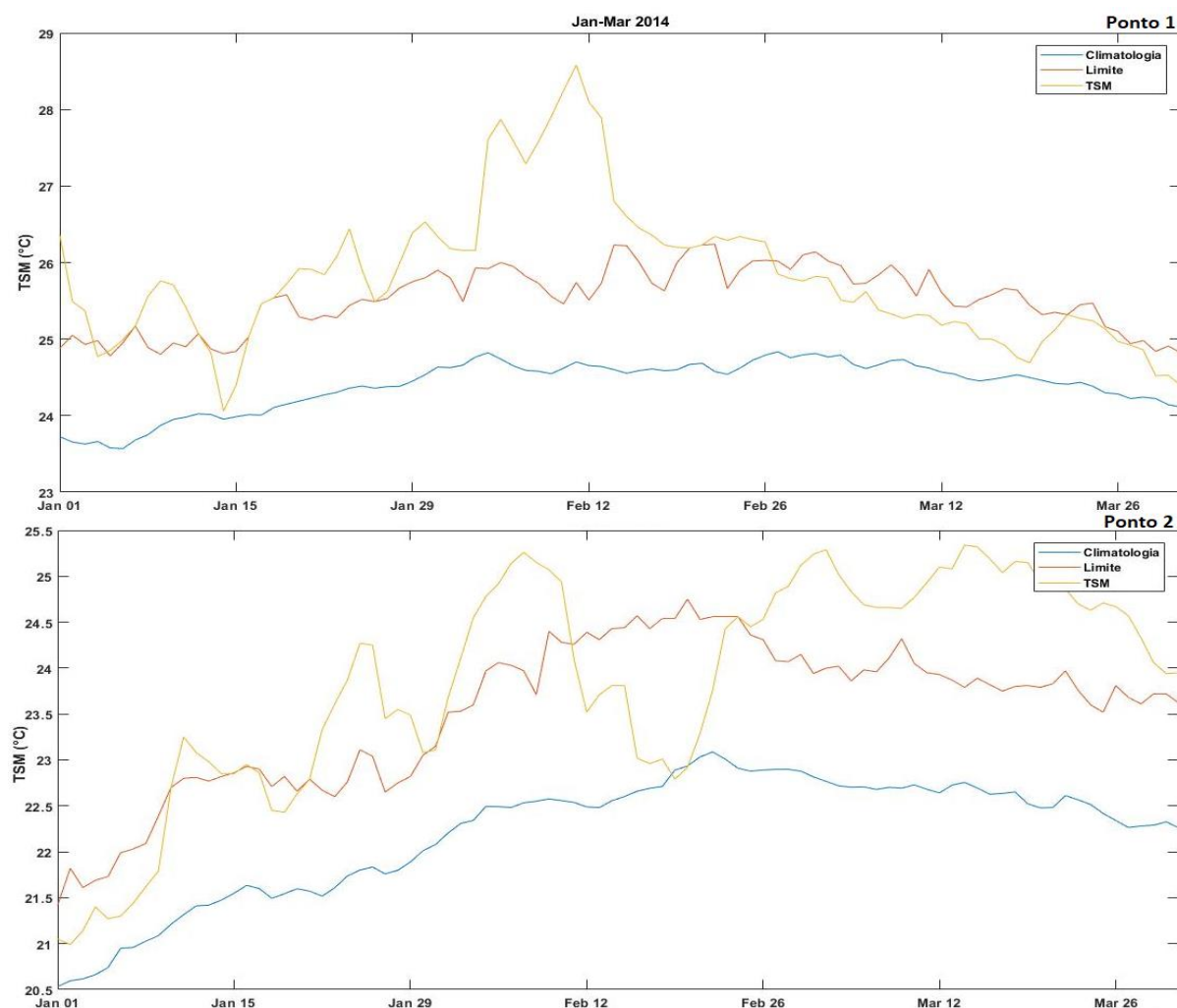
Figura 9 – Intensidade acumulada das OCMs no Ponto 1 e 2, respectivamente, ao longo do período de 1982 a 2016.



Fonte: Autora (2018).

Os meses de janeiro e fevereiro de 2014 foram marcados por um forte bloqueio atmosférico que persistiu por 50 dias nas latitudes médias do Hemisfério Sul (RODRIGUES; WOOLLINGS, 2017). A Figura 10 mostra a análise feita para detecção de uma OCM e suas propriedades, o eixo das abscissas representa o tempo em dias e o eixo das ordenadas a temperatura em °C. As linhas azul, vermelha e laranja definem a climatologia, limite (definido pelo 90º percentil) e TSM observada, respectivamente. Desta Figura, nota-se que no mesmo período as temperaturas observadas ultrapassaram o valor limite por uma duração de 5 ou mais dias, ou seja, houveram OCMs em ambos os pontos.

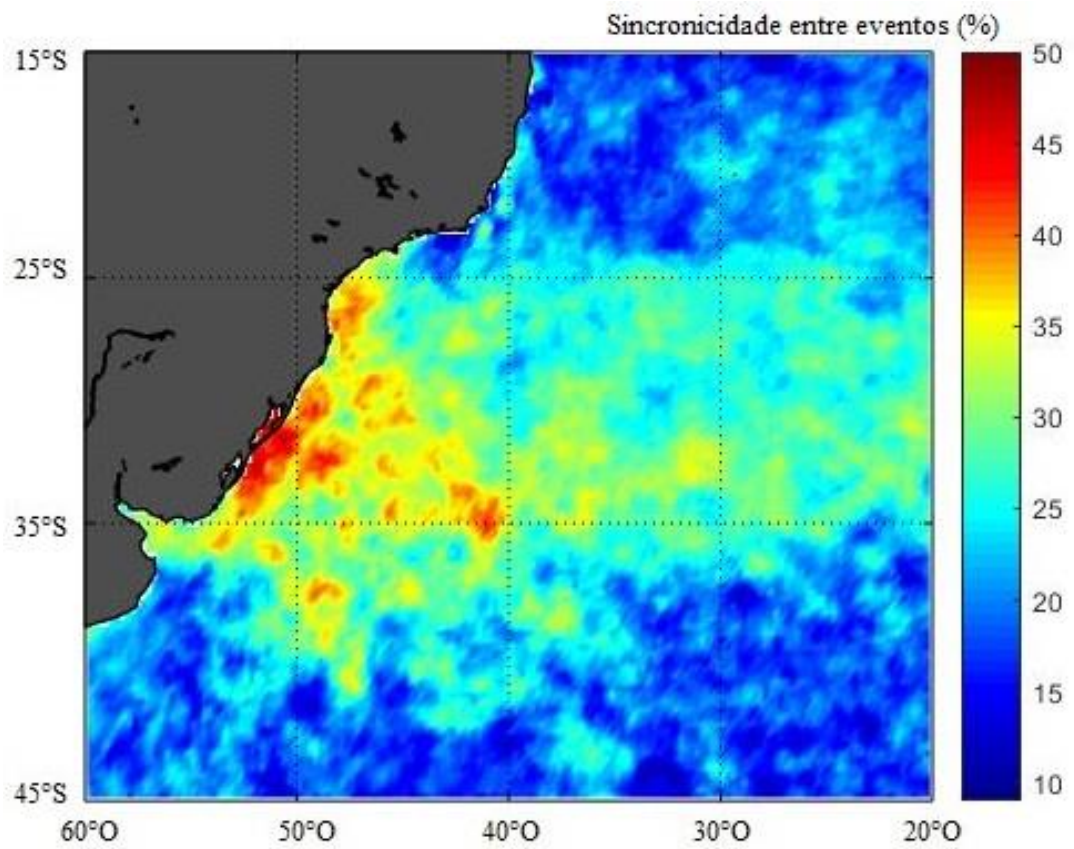
Figura 10 – Análise da temperatura superficial do mar para janeiro, fevereiro e março de 2014 em ambos os pontos; a linha azul representa a climatologia, a linha vermelha representa o limite e a linha laranja representa a TSM observada.



Fonte: Autora (2018).

O resultado do cálculo da sincronicidade entre os eventos para os verões de 1982 a 2016, Figura 11, foi plotado em um mapa da região para melhor visualização. Os valores obtidos foram de aproximadamente 45% para o ponto 1 e 35% para o Ponto 2, na região variaram de 10 a 50% e, em geral, os valores diminuem de acordo com o aumento da distância da costa. Disto, infere-se que estes eventos estão associados, mas que há um limite geográfico nesta relação. A região entre 25-40°S apresentou os valores mais representativos, entre 25 e 50%. Isto pode estar relacionado ao fato de que os bloqueios identificados por RODRIGUES E WOOLLINGS (2017) têm um alcance, dentro do Atlântico Sul Sudoeste, de até aproximadamente 40°S.

Figura 11 – Sincronicidade entre os eventos de OCMs e bloqueios atmosféricos, durante os verões de 1982 a 2016, no Atlântico Sul Sudoeste, em porcentagem.



Fonte: Autora (2018).

4 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Neste trabalho, 35 anos de TSM diárias foram analisadas para dois pontos distintos; ponto 1 (33°S; 51,5°O) e ponto 2 (33°S; 30°O). Usando dados globais diários do produto OISST da NOAA, investigou-se os comportamentos da TSM nestes dois pontos, localizados no Atlântico Sul Sudoeste para identificar as OCMs no período de 01/01/1982 a 31/12/2016 e a simultaneidade entre os eventos de OCMs e os bloqueios atmosféricos obtidos em RODRIGUES e WOOLLINGS (2017).

A partir das análises do comportamento da TSM na região foi possível identificar mais de 60 OCMs no Atlântico Sul Sudoeste no período estudado. Estas apresentaram duração média de 11 dias. Em relação às métricas propostas por HOBDAEY et al. (2016) para caracterização de OCMs, as medidas das intensidades máximas foram de 0,94°C no Ponto 1 e de 0,65°C no Ponto 2, sendo o evento de maior intensidade encontrado no Ponto 1, com 2,4°C, em 2005. Além disto, foi observado um padrão de aumento na frequência, duração e intensidade das OCMs em ambos os pontos, corroborando com estudos sobre eventos extremos (STOTT; STONE; ALLEN, 2004, TRENBERTH et al., 2007, HAARSMA et al., 2013).

A sincronicidade dos eventos de OCMs e bloqueios atmosféricos variaram de 10 a 50%, apresentando um padrão decrescente com o distanciamento da costa. De acordo com RODRIGUES E WOOLLINGS (2017), o bloqueio atmosférico não permite a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul que é uma banda de forte precipitação que vai da Amazônia ao Atlântico Sul Sudoeste (Figura 2b). Especula-se que a falta de cobertura de nuvens relacionada aos bloqueios atmosféricos aumenta a incidência de radiação solar gerando as OCMs. Por isso, a sincronia é maior na parte sudoeste do Atlântico Sul onde a Zona de Convergência do Atlântico Sul se encontra normalmente. Portanto, julga-se que o principal mecanismo de geração de OCMs na parte sudoeste do Atlântico Sul seja os bloqueios atmosféricos.

Logo, este trabalho além de mostrar a existência de OCMs no Atlântico Sul Sudoeste, ainda revela que suas propriedades estão se acentuando desde o ano 2000. Isso pode estar associado ao modo de variabilidade Oscilação Interdecadal do Pacífico. RODRIGUES e WOOLLINGS (2017) constataram que houve um aumento na frequência de bloqueios atmosféricos de 2000 em diante devido a esse modo de variabilidade climática. Uma vez que bloqueios atmosféricos são o mecanismo principal de geração de OCMs no Atlântico Sul

Sudoeste, espera-se que a frequência de ocorrência das OCMs também tenha aumentado a partir de 2000. E isso foi observado neste estudo.

Sugere-se, para trabalhos futuros, a obtenção de dados in situ costeiros, com resolução superior a do presente estudo, para entender a ocorrência e possíveis impactos das OCMs onde se encontra a maior produtividade primária do oceano (ROBINSON et al., 2017). Além de um estudo preciso sobre as forçantes físicas da região, como as correntes e massas d'água atuantes na região, especialmente nos pontos 1 e 2, para um melhor entendimento do nível de associação desses eventos aos bloqueios atmosféricos e o papel da dinâmica dos oceanos.

REFERÊNCIAS

ANDREWS, S.; BENNETT, S.; WERNBERG, T., 2014: Reproductive seasonality and early life temperature sensitivity reflect vulnerability of a seaweed undergoing range reduction. *Marine Ecology Progress Series*, 495, 119–129.

BEAL, L. M.; DE RUIJTER, W. P.; BIASTOCH, A.; ZAHN, R.; CRONIN, M.; HERMES, J.; LUTJEHARMS, J.; QUARTLY, G.; TOZUKA, T.; BAKER-YEBOAH, S.; BORNMAN, T., 2011: On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472 (7344), 429–436.

BERRISFORD, P.; HOSKINS, B. J.; TYRLIS, E., 2007: Blocking and rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the southern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 2881–2898.

BLACK, E.; BLACKBURN, M.; HARRISON, R. G.; HOSKINS, B. J.; METHVEN, J., 2004: Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59 (8), 217–223.

BOND, N. A.; CRONIN, M. F.; FREELAND, H.; MANTUA, N., 2015: Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophysical Research Letters*, v. 42, n. 9, p. 3414–3420.

BRUNNER, L.; HEGERL, G. C.; STEINER, A. K., 2017: Connecting atmospheric blocking to European temperature extremes in spring. *Journal of Climate*, v. 30, n. 2, p. 585–594.

CAMPOS, B. E. J. D.; MILLER, J. L.; MOILER, T. J.; PETERSON, R. G., 1995: Physical Oceanography of the Southwest Atlantic Ocean. *Current*, v. 8, n. 3, p. 87–91.

CAVOLE, L. M.; DEMKO, A. M.; DINER, R. E.; GIDDINGS, A.; KOESTER, I.; PAGNIELLO, C. M. L. S.; PAULSEN, M. L.; RAMIREZ-VALDEZ, A.; SCHWENCK, S. M.; YEN, N. K.; ZILL, M. E.; FRANKS, P. J. S., 2016: Biological impacts of the 2013–2015 warm-water anomaly in the Northeast Pacific: winners, losers, and the future. *Oceanography*, 29, 273–285.

EASTERLING, D. R.; MEEHL, G. A.; PARMESAN, C.; CHANGNON, S. A.; KARL, T. R.; MEARN, L. O., 2000: Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, 289 (5487), 2068–2074.

FRÖLICHER, T. L.; LAUFKÖTTER, C., 2018: Emerging risks from marine heat waves. *Nature Communications*, v. 9, n. 1, p. 2015–2018.

GARCIA-HERRERA, R.; DÍAZ, J.; TRIGO, R. M.; LUTERBACHER, J.; FISCHER, E. M., 2010: A review of the European summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, v. 40, n. 4, p. 267–306.

GARRABOU, J.; COMA, R.; BENSOUSSAN, N.; BALLY, M.; CHEVALDONNE, P.; CIGLIANO, M.; DIAZ, D.; HARMELIN, J. G.; GAMBI, M. C.; KERSTING, D. K.;

LEJEUSNE, C.; LINARES, C.; MARSCHAL, C.; PÉREZ, T.; RIBES, M.; ROMANO, J. C.; SERRANO, E.; TEIXIDO, N.; TORRENTS, N.; TORRENTS, O.; ZABALA, M.; ZUBERER, F.; CERRANO, C., 2009: Mass mortality in Northwestern Mediterranean rocky benthic communities: effects of the 2003 heat wave. *Glob Chang Biol.* 15: 1090–1103.

GLICKMAN, T. S., 2000: *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society, Boston, USA. Graham, W. M., Largier, J. L., 1997. Upwelling shadows as nearshore retention sites: the example of northern Monterey Bay. *Continental Shelf Research*, 17 (5), 509–532.

GREEN, T. J.; MONTAGNANI, C.; BENKENDORFF, K.; ROBINSON, N.; SPECK, P., 2014: Ontogeny and water temperature influences the antiviral response of the Pacific oyster, *Crassostrea gigas*. *Fish Shellfish Immunol.* 36, 151–157.

HAARSMA, R. J.; HAZELEGER, W.; SEVERIJNS, C.; VRIES, H.; STERL, A.; BINTANJA, R.; OLDENBORGH, G.; BRINK, H. W., 2013: More hurricanes to hit western europe due to global warming. *Geophysical Research Letters*, 40, 1783-1788, doi:10.1002/GRL.50360.

HOBDAY, A. J.; ALEXANDER, L. V.; PERKINS, S. E.; SMALE, D. A.; STRAUB, S. C.; OLIVER, E. C.; BENTHUYSEN, J. A.; BURROWS, M. T.; DONAT, M. G.; FENG, M.; HOLBROOK, N. J.; MOORE, P. J., SCANNELL, H. A., SEN GUPTA, A.; WERNBERG, T., 2016: A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227-238.

HOBDAY, A. J.; PECL, G. T., 2014: Identification of global marine hotspots: sentinels for change and vanguards for adaptation action. *Rev. Fish Biol. Fish* 24, 415–425.

HUGHES, T. P.; KERRY, J. T.; ÁLVAREZ-NORIEGA, M.; ÁLVAREZ-ROMERO, J. G.; ANDERSON, K. D.; BAIRD, A. H.; BRIDGE, T. C., 2017: Global warming and recurrent mass bleaching of corals. *Nature*, 543(7645), 373.

KELLY, M. W.; SANFORD, E.; GROSBERG, R. K., 2011: Limited potential for adaptation to climate change in a broadly distributed marine crustacean. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, rspb20110542.

LENTON, T. M.; HELD, H.; KRIEGLER, E.; HALL, J. W.; LUCHT, W.; RAHMSTORF, S.; SCHELLNHUBER, H. J., 2008: Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the national Academy of Sciences*, 105(6), 1786-1793.

MILLS, K. E.; PERSHING, A. J.; BROWN, C. J.; CHEN, Y.; CHIANG, F. S.; HOLLAND, D. S.; LEHUTA, S.; NYE, J. A.; SUN, J. C.; THOMAS, A. C.; WAHLE, R. A., 2013: Fisheries management in a changing climate: lessons from the 2012 ocean heat wave in the Northwest Atlantic. *Oceanography*, 26(2), 191-195.

NICHOLLS, N.; GRUZA, G. V.; JOUZEL, J.; KARL T. R.; OGALLO, L. A.; PARKER, D.E., 1996: Chap 3. Observed climate variability and change: Climate change 1995: the science of climate change. Contribution of Working Group I to the Second

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, p 137–192.

NOAA National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global Climate Report for Annual 2017, published online January 2018, retrieved on May 2, 2018 from <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201713>.

OLITA, A.; SORGENTE, R.; NATALE, S.; GABERÖEK, S.; RIBOTTI, A.; BONANNO, A.; PATTI, B., 2007: Effects of the 2003 European heatwave on the Central Mediterranean Sea: surface fluxes and the dynamical response. *Ocean Science*, 3 (2), 273–289.

OLIVER, E. C. J.; BENTHUYSEN, J. A.; BINDOFF, N. L.; HOBDAY, A. J.; HOLBROOK, N. J.; MUNDY, N. J.; PERKINS-KIRKPATRICK, S. E., 2017: The unprecedented 2015/16 Tasman Sea marine heatwave. *Nature Communications*, v. 8, n. May, p. 1–12.

OLIVER, E. C. J.; DONAT, M. G.; BURROWS, M. G.; MOORE, P. J.; SMALE, D. A.; BENTHUYSEN, J. A.; FENG, M.; SEN GUPTA, A.; HOBDAY, A. J.; HOLBROOK, N. J.; PERKINS-KIRKPATRICK, S. E.; SCANNELL, H. A.; STRAUB, S. C.; WERNBERG, T., 2018: Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nature Communications*, v. 9, n. 1, p. 1–12.

PELLY, J. L.; HOSKINS, B. J., 2003: A new perspective on blocking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 743-755.

PERKINS, S.E.; ALEXANDER, L.V., 2013: On the measurement of heat waves. *Journal of Climate* 26, 4500–4517. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00383.1>.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L., 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in oceanography*, v. 26, n. 1, p. 1-73.

REX, D. F., 1950: Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate. *Tellus*, v. 2, n. 4, p. 275–30.

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C., CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G., 2007: Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473-5496.

ROBINSON, C. M.; CHERUKURU, N.; HARDMAN-MOUNTFORD, N. J.; EVERETT, J. D.; MCLAUGHLIN, M. J.; DAVIES, K. P.; DONGEN-VOGELS V. V.; RALPH, P.J.; DOBLIN, M. A., 2017: Phytoplankton absorption predicts patterns in primary productivity in Australian coastal shelf waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 192, 1-16.

RODRIGUES, R. R.; WIMBUSH, M.; WATTS, D. R.; ROTHSTEIN, L.; OLLITRAULT, M., 2010: South Atlantic mass transports obtained from subsurface float and hydrographic data. *Journal of Marine Research*, 68, 819–850.

RODRIGUES, R. R.; WOOLLINGS, T., 2017: Impact of Atmospheric Blocking on South America in Austral Summer, *Journal of Climate*, 30, 1821–1837, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0493.1>.

SCANNELL, H. A.; PERSHING, A. J.; ALEXANDER, M. A.; THOMAS, A. C.; MILLS, K. E., 2016: Frequency of marine heatwaves in the North Atlantic and North Pacific since 1950, *Geophysical Research Letters*, 43, 2069–2076, doi:10.1002/2015GL067308.

SCHLEGEL, R. W.; OLIVER, E. C.; PERKINS-KIRKPATRICK, S.; KRUGER, A.; SMIT, A. J., 2017: Predominant atmospheric and oceanic patterns during coastal marine heatwaves. *Frontiers in Marine Science*, 4, 323.

SCHLEGEL, R. W.; OLIVER, E. C. J.; WERNBERG, T. W.; SMIT, A. J., 2016: Coastal and offshore co-occurrences of marine heatwaves and cold-spells. *Progress in Oceanography*, 12.

SMITH, T.; REYNOLDS, R. W.; PETERSON, T. C.; LAWRIK, J., 2008: Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, v. 21, p. 2283-2296.

STOCKER, T.; QIN, D.; PLATTNER, G. K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M., 2013: *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

STOTT, P. A.; STONE, D. A.; ALLEN, M. R., 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, 432(7017), 610.

TALLEY, L. D.; PICKARD, G. L.; EMERY, W. J.; SWIFT, J. H., 2011: *Descriptive physical oceanography: An Introduction*. Elsevier. 155-160.

TANK, A. K.; PARKER, D.; RAHIMZADEH, F.; RENWICK, J. A.; RUSTICUCCI, M.; TRENBERTH, K. E.; JONES, P. D.; AMBENJE, P.; BOJARIU, R.; EASTERLING, D.; UMMENHOFER, C. C.; MEEHL, G. A., 2017: Extreme weather and climate events with ecological relevance: a review. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 372, n. 1723, p. 20160135.

TRENBERTH, K. E.; JONES, P. D.; AMBENJE, P.; BOJARIU, R.; EASTERLING, D.; KLEIN TANK, A.; PARKER, A.; RAHIMZADEH, F.; RENWICK, J. A.; RUSTICUCCI, M.; SODEN, B., 2007: *Observations: surface and atmospheric climate change*. Chapter 3. *Climate change*, 235-336.

WERNBERG, T.; SMALE, D. A.; TUYA, F.; THOMSEN, M. S.; LANGLOIS, T. J.; DE BETTIGNIES, T.; BENNETT, S.; ROUSSEAUX, C. S., 2013: An extreme climatic event alters marine ecosystem structure in a global biodiversity hotspot. *Nature Climate Change*, v. 3, n. 1, p. 78–82.

WERNBERG, T.; SMALE, D. A.; TUYA, F.; THOMSEN, M. S.; LANGLOIS, T. J.; DE BETTIGNIES, T.; BENNETT, S.; ROUSSEAU, C. S., 2016: Temperate Marine Ecosystem. *Science*, v. 353, n. 6295.

WOOLLINGS, T.; HARVEY, B.; MASATO, G., 2014: Arctic warming, atmospheric blocking and cold European winters in CMIP5 models. *Environmental Research Letters*, v. 9, n. 1.

APÊNDICE A – Rotina elaborada para leitura dos dados

```

%% LEITURA DOS DADOS OISST
%Obtendo lista com o nome dos arquivos
filename=ls ('sst.day.mean.*.v2.nc');
%leitura de TODOS os pontos de lat e long
lat=ncread(filename(1,:), 'lat'); % Get the latitudes (sao as mesmas em
todos os arquivos)
lon=ncread(filename(1,:), 'lon'); % Get the longitudes (sao as mesmas em
todos os arquivos)
lon=lon-360;%Reorganizando a longitude
  %% Escolhendo a Lat entre -15 e -45 e a lon entre -60 e -20
ind_lon=find(lon>=-60 & lon<=-20);%obtendo os indices das longitudes
escolhidas
ind_lat=find(lat>=-45 & lat<=-15);%obtendo os indices das latitudes
escolhidas
TSM=[];%criando variavel para armazenar a tsm
timet=[];%criando variavel para armazenar o tempo
for j=1:size(filename,1)%Loop nos arquivos (de cada ano)
    display (num2str(j));
    %lendo a variavel tsm a partir da posicao[ind_lat1 ind_lon1,1]
    %para os 365 dias do ano [1 1 365] e convertendo para o formato double
    tsm= double(ncread(filename(j,:), 'sst', [ind_lon(1)
ind_lat(1),1], [length(ind_lon) length(ind_lat) Inf]));
    time= ncread(filename(j,:), 'time');%lendo a variavel tempo
    tsm=squeeze(tsm);%retirando uma dimensao da variavel tsm(1,1,X)>(1,X)
    TSM=cat(3,TSM,tsm);%agrupando a tsm em so uma variavel
    timet=cat(1,timet,time);%agrupando o tempo em so uma variavel
    eval(['TSM_' filename(j,14:17) '=tsm;']);% Salvando TSM de cada ano
end

```

APÊNDICE B – Rotina elaborada para cálculo de climatologia e percentil 90

```
%loop que faz um vetor pra todos os dias dos 35 anos,
for j=1:size(TSM,3);
    day=t(j)-julian(gt(j,1),1,0,0);
    day_num(j)=day;
end
% para calcular climatologia diaria anual
%
climatology_mean=nan(160,120,365);
for k=1:365
    ind=day_num==k;
    climatology_mean(:,:,k)=nanmean(TSM(:,:,ind),3);
end
%% para calcular percentil
percentil_90=nan(160,120,365);
for k=1:365
    ind=day_num==k;
    percentil_90(:,:,k)=prctile(TSM(:,:,ind),90,3);
end
```


APÊNDICE C – Rotina elaborada para identificação das OCMs

```

% Detectar eventos MHW
files=whos('TSM_*'); % mostra details de TSM (tamanho e lista de variáveis
ind_onda=[];
%loop p acessar todos os anos de dados e indicar quais anos a temperatura
%foi maior que o percentil_90
for k=1982:2016
    display (num2str(k))
evalin('base',strcat('data=TSM_',num2str(k),';'))
% ind_onda_ano=data>percentil_90(1:size(data,1));
ind_onda_ano=data>percentil_90;
ind_onda=cat(3,ind_onda,ind_onda_ano);%juntando todos os anos em uma so
matriz
end
%loop para determinar quais anos a temperatura maior que o percentil_90
%teve duração de 5 ou mais dias
evento_onda=zeros(size(ind_onda));
for m=3:size(ind_onda,3)-2
    display(num2str(m/365))
    for n=1:size(ind_onda,1)%loop nas longitudes
        for o=1:size(ind_onda,2)%loop nas latitudes
            if sum(ind_onda(n,o,m-2:m+2))>=5
                evento_onda(n,o,m-2:m+2)=1;
            end
        end
    end
end
end
end

%%

```