

**TENDÊNCIAS CLIMÁTICAS  
REGIONAIS E VARIABILIDADES  
DO CAMPO DE SALINIDADE  
DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS  
(NE BRASIL)**

RAFAEL MARIANI RODRIGUES

SALVADOR – BAHIA  
SETEMBRO – 2019





# Tendências climáticas regionais e variabilidades do campo de salinidade da Baía de Todos os Santos (NE Brasil)

por

RAFAEL MARIANI RODRIGUES

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora

Dr. Guilherme Camargo Lessa

Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

Dr. Osmar Olinto Möller Junior

Aprovada em 03 de Setembro de 2019

Mariani Rodrigues, Rafael,

Tendências climáticas regionais e variabilidades do campo de salinidade da Baía de Todos os Santos (NE Brasil) / Rafael Mariani Rodrigues. — Salvador, 2019.

75 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2019.

1. Hipersalinidade 2. estuário tropical 3. mudanças climáticas. I. Camargo Lessa, Guilherme. II. Título.

*À minha família, amigos e aos  
muitos colaboradores.*

*"People should treat the ocean like  
we do anything else that we care  
about- with consideration, care, and  
affection. For that we must  
educate."*

***Walter Munk.***

# Resumo

O presente trabalho mostra como as alterações climáticas nas últimas 5-6 décadas no Recôncavo Baiano (NE Brasil) impactaram no campo de salinidade da Baía de Todos os Santos (BTS). Foi utilizado um conjunto de dados de mais de 50 anos de monitoramento do aporte hídrico fluvial e atmosférico e da temperatura do ar regional, 7 anos simulação por modelagem numérica da BTS e da plataforma oceânica, e 3 anos de observações do campo de salinidade, os quais serviram para estimar a salinidade média superficial da BTS nos últimos 50 anos. Tendências temporais significativas foram identificadas e quantificadas com base nos métodos estatísticos de Mann-Kendall e Sen's Slope. Os resultados mostram que nas últimas 5-6 décadas existiu uma tendência de aridificação do clima regional. O clima da BTS tornou-se progressivamente menos úmido e mais quente. Os três principais rios afluentes à BTS, rios Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé, apresentaram respectivamente redução das vazões médias anuais em 62 %, 72 % e 24 % dos valores climatológicos (1988-2017). O volume anual de chuva foi reduzido em 24 % (Salvador), 29 % (Cruz das Almas) e 50 % (Feira de Santana) da climatologia. A diminuição das chuvas e vazões fluviais resultaram em um decréscimo médio total de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  (57 % do valor climatológico) do aporte hídrico médio anual à BTS. Foi observado um aumento da temperatura média do ar regional de  $0,75 \text{ }^\circ\text{C}$ , especialmente das temperaturas máximas do ar (Salvador =  $+1,25 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Tendência de aridificação regional gerou um acréscimo médio de  $0,6 \text{ g/kg}$  da salinidade superficial da BTS, com valores superiores a  $1,0 \text{ g/kg}$  para setores mais internos. Condições hipersalinas na baía iniciaram-se na década de 1990. A região de origem da hipersalinidade ocorre no setor nordeste da BTS, o qual se mostra um local adequado para a identificação prévia de eventos de hipersalinização. Atualmente, a amplitude média de variação sazonal da salinidade da coluna d'água do corpo central da BTS oscila entre  $1,5 \text{ g/kg}$  (entrada da baía) a  $4,0 \text{ g/kg}$  (noroeste da baía). O campo de salinidade da BTS é integralmente impactado por episódios de altas descargas do rio Paraguaçu no verão. Os resultados sugerem que a tendência de aridificação regional está enfraquecendo a circulação gravitacional e comprometendo a capacidade de troca da baía, aumentando assim os tempos de residência e de descarga.

**Palavras chave:** Hipersalinidade; estuário tropical; mudanças climáticas.

# Abstract

This work presents evidence of regional climatic changes in the vicinities of Todos os Santos Bay (NE Brazil) and investigates the impact of these changes upon the salinity field in the bay. A large data set of meteorological and oceanographic data was used, which included more than 50 years of rainfall, river discharge and air temperature data, 7 years of hydrodynamic numerical simulations of the bay and adjacent shelf, and 3 year of observations of the salinity field. Temporal trends were identified and quantified with the aid of Mann-Kendall e Sen's Slope, and the results show a clear aridification trend (less humid and hotter) in the last 5-6 decades. The discharge of the three main rivers debouching into the bay, Paraguaçu, Jaguaripe and Subaé rivers, were depleted by 62 %, 72 % and 24 %, respectively, in relation to their climatological (1988-2017) means. The total annual rainfall was reduced by 24 % in Salvador, 29 % in Cruz das Almas and 50 % in Feira de Santana, again in relation to their climatological means. Less river discharge and rainfall caused an overall decrease of the mean water influx to the bay of  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ , which correspond to 57% of the climatological mean. The mean air temperature increased by  $0.75 \text{ }^\circ\text{C}$  regionally, but the mean maximum air temperature in Salvador increased by  $1.25 \text{ }^\circ\text{C}$ . The reduction of freshwater inflow to the bay caused an increase of the mean surface salinity of  $0.6 \text{ g/kg}$  for the whole bay of  $1.0 \text{ g/kg}$  in the most internal sections. Hypersalinity events appear to have come around in the early 90's. The mean seasonal salinity amplitude is  $1.5 \text{ g/kg}$  at the bay entrance and  $4.0 \text{ g/kg}$  in the NW section of the bay. The salinity field throughout the bay is sensitive to the summer discharges of the Paraguaçu river. The results suggest that the regional aridification trend is weakening the gravitational circulation and compromising the exchange capabilities of the bay, thus increasing both the residence and flushing times.

**Keywords:** Hipersalinity; tropical estuary; climate changes.

# Índice

<b>Resumo</b> . . . . .	4
<b>Abstract</b> . . . . .	5
<b>Índice</b> . . . . .	6
<b>Índice de Tabelas</b> . . . . .	8
<b>Índice de Figuras</b> . . . . .	9
<b>Lista de Abreviaturas</b> . . . . .	12
<b>1 Introdução</b> . . . . .	18
1.1 Objetivos . . . . .	21
1.2 Área de Estudo . . . . .	21
<b>2 Metodologia</b> . . . . .	25
2.1 Salinidade . . . . .	25
2.1.1 Salinidade <i>in situ</i> . . . . .	25
2.1.2 Salinidade simulada ( <i>ROMS</i> ) . . . . .	26
2.1.3 Validação do campo halino . . . . .	28
2.1.4 Salinidade média BTS e estimativa de condições passadas . . . . .	29
2.2 Aporte hídrico e dados meteorológicos regionais . . . . .	33
2.3 Tendências e variabilidades temporais . . . . .	35
<b>3 Resultados</b> . . . . .	37
3.1 Aporte Hídrico e Temperatura do Ar . . . . .	37
3.2 Salinidade . . . . .	42
3.2.1 Validação dos resultados do modelo <i>ROMS</i> . . . . .	42
3.2.2 Variabilidade espaço-temporal 2008-2014 . . . . .	46
3.2.3 Salinidade Pretérita . . . . .	51

---

4	Discussões . . . . .	53
5	Conclusões . . . . .	65
	Agradecimentos . . . . .	67
6	Referências Bibliográficas . . . . .	68

# Índice de Tabelas

2.1	Dados observacionais de salinidade na BTS utilizados neste trabalho. . . . .	26
2.2	Parâmetros do modelo. Extraído de Aguiar <i>et al.</i> (2019). . . . .	27
2.3	Modelos polinomiais de estimativa de salinidade média superficial da BTS ( $Sal - BTS_{SUP}$ ) e da estação de controle $TS2_S$ (região central da BTS). O modelo foi baseado em médias sazonais (trimestrais). . . . .	33
2.4	Detalhamento dos dados de descargas de rios, precipitação e temperatura do ar utilizados neste trabalho. . . . .	33
3.1	Sumário estatístico da performance do modelo para os seguintes índices: coeficiente de correlação ( $r$ ), viés, RMSE e scatter index. . . . .	43
3.2	Valores médios do viés, RMSE, scatter index na superfície e no fundo para os anos hidrológicos 2013 e 2014 para cada estação CTD. Também, valores médios considerando todos os perfis de todas as campanhas de cada ano (All). . . . .	45
3.3	Valores médios, RMSE, índice de espalhamento (Scatter Index) e coeficiente de correlação dos resultados do modelo polinomial para $Sal - BTS_{SUP}$ e $TS2_S$ . . . . .	51
4.1	Sumário da análise de tendências por Mann-Kendall e Sen's Slope para os valores anuais de vazões dos rios, precipitação, aporte hídrico total para a BTS, temperatura média do ar e salinidade superficial média (sazonal) da BTS. . . . .	54

# Índice de Figuras

1.1	Localização da Baía de Todos os Santos, com rede de drenagem e isoietas anuais (mm), estações hidrográficas (TS = instrumentos fundeados; P = perfis verticais com CTD), estações meteorológicas (INMET), batimetria e o domínio da modelagem numérica (Aguiar <i>et al.</i> , 2019) utilizada neste trabalho. As profundidades estão relacionadas ao nível de redução da CHM. Isoietas referentes à climatologia brasileira 1977-2006 (CPRM, 2010). . . . .	22
1.2	A) normais climatológicas (1986-2015) de precipitação e evaporação nas estações de Salvador (SSA) e Cruz das Almas (CRZ); B) normais climatológicas (1986-2015) da temperatura máxima, média e mínima do ar para Salvador (SSA). Modificado de Lessa <i>et al.</i> (2019). . . . .	23
1.3	Descarga fluvial média mensal afluyente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias marginais costeiras. Modificado de Lessa <i>et al.</i> (2009). Valores de descarga anteriores a 1999. . . . .	24
2.1	Exemplo de perfis verticais de salinidade após processamento. Perfis relativos ao dia 19/04/2013 em P3. . . . .	29
2.2	Setorização da BTS (A) de acordo com distribuição dos autovetores do 1º modo EOF que representa 88 % da variabilidade do campo de salinidade superficial diário (B). A linha contínua preta refere-se à isóbata de 5 metros do modelo. . . . .	31
3.1	Médias anuais das vazões dos rios Paraguaçu (A), Jaguaripe e Subaé (B). Em vermelho, tendência temporal identificada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope. . . . .	38
3.2	Totais anuais acumulados de precipitação em SSA, CRZ e FS. Em vermelho, tendência temporal identificada pelo método de Mann-Kendall e Sen's Slope. . . . .	39
3.3	Médias anuais (A) e mensais (B) do aporte hídrico total (fluvial + atmosférico) da BTS. Em vermelho, tendência temporal identificada pelo método de Mann-Kendall e Sen's Slope. . . . .	40

3.4	Médias anuais das temperaturas médias do ar em SSA, CRZ, FS e AL. A linha vermelha representa a tendência temporal identificada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope. . . . .	41
3.5	Médias anuais das temperaturas médias do ar em SSA, CRZ, FS e AL. A linha vermelha representa a tendência temporal identificada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope. . . . .	41
3.6	Transformadas de ondaletas das séries de vazões de rios (Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé) e das precipitações (SSA e CRZ). O contorno preto representa os ciclos mais significativos. A linha branca representa uma marcação do período decenal. Periodograma (densidade de espectro da ondaleta) à direita. . . . .	42
3.7	Perfil longitudinal dos valores de RMSE (A) e de coeficiente de correlação (B) considerando todas as campanhas de monitoramento de P1 a P7. A distância é referente à P1 (estação CTD mais externa). . . . .	44
3.8	A) Médias mensais observadas e modeladas nas estações de fundeios. B) Perfis longitudinais de salinidade modelado e observado para campanha no mês de abril de 2013. . . . .	45
3.9	A) Autovetores do primeiro modo do EOF representando 94 % da variabilidade do campo de salinidade média mensal da coluna d'água (A), série temporal dos autovalores (B) e periodograma (C) do 1º modo EOF. . . . .	46
3.10	Boxplot das médias mensais da coluna d'água (A) e estratificação (B) para o período de 2008 a 2014. Mapa correspondente aos setores à direita . . . . .	47
3.11	Média total mensal (2008-2014) para salinidade média da coluna d'água (A) e para estratificação vertical (B) para cada setor. Mapa correspondente aos setores à direita. . . . .	48
3.12	Médias mensais (2008-2014) para a salinidade média da BTS (A), de cada setor (B) e para estratificação vertical (C) (fun. – sup.). Mapa correspondente aos setores à direita. . . . .	50
3.13	Variação da salinidade média sazonal calculada por modelo de múltipla regressão para o período de 1963 a 2017 para $Sal - BTS_{SUP}$ (A) e $TS2_S$ (B). A linha preta horizontal representa valor médio (36,8 g/kg) para o verão em S1 (plataforma), enquanto que a linha vermelha representa a tendência temporal identificada por Mann-Kendall e Sen's Slope. . . . .	52
4.1	Médias sazonais da salinidade média da BTS, da plataforma (setor 1), da estratificação vertical média da BTS e anomalias sazonais do aporte hídrico total e da temperatura máxima média do ar em SSA, com base na climatologia de 1988-2017. . . . .	58

---

4.2	Desenvolvimento do processo de hypersalinização na BTS, com base em médias mensais do campo de salinidade. . . . .	59
4.3	Média vertical do campo de salinidade para os verões de 2008 e 2013 (A) e os invernos de 2010 e 2011 (B). Foram considerados anos hidrológicos. . . . .	61
4.4	Perfis longitudinais de densidade por CTD ao longo do canal principal da BTS (Canal de Salvador – Canal de São Roque do Paraguaçu). Distância zero é referente à estação P1 (entrada da baía). A linha cinza representa a isopicnal de $1024,2 \text{ kg/m}^3$ . Adaptado de Lessa <i>et al.</i> (2019). . . . .	61

# Lista de Abreviaturas

AL – Alagoinhas  
AMM – Modo Meridional do Atlântico  
ANA – Agência Nacional de Águas  
BTS – Baía de Todos os Santos  
C – Celsius  
CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior  
CFSR – Climate Forecast System Reanalysis  
CHM – Centro de Hidrografia da Marinha  
CMIP5 – Coupled Model Intercomparison Project Phase 5  
CRA – Centro de Recursos Ambientais  
cov – Covariância  
CRZ – Cruz das Almas  
ENSO – El–Niño Oscilação–Sul  
Ev – Evapotranspiração  
exp – Exponencial  
FAPESB - Fundo de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia  
FS – Feira de Santana  
GISS – Goddard Institute for Space Studies  
GOAT – Grupo de Oceanografia Tropical  
HadCM3 – Hadley Centre Coupled Model version 3  
HYCOM – Hybrid Coordinate Ocean Model  
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística  
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia  
IPCC – Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas  
IPH – Instituto de Pesquisas Hidráulicas  
K – Kelvin  
MGB – Large Basins Hydrological Model  
NE – Nordeste

- RCP – Caminhos Representativos de Concentração  
RMSE – Erro quadrático médio  
ROMS – Regional Ocean Modeling System  
Smold – Salinidade modelada  
Sobs – Salinidade observada  
SOAD – Dipolo do Atlântico Sul  
SSA – Salvador  
TSM – Temperatura da Superfície do Mar  
UFBA – Universidade Federal da Bahia  
var – Variância  
ZCIT – Zona de Convergência Inter-Tropical

# 1

## Introdução

A salinidade é um fator importante para a circulação de água, distribuição de organismos e processos químicos e sedimentares, especialmente em regiões estuarinas onde gradientes espaciais são elevados (Valle-Levinson e Schettini, 2016; Nche-Fambo *et al.*, 2015; Araujo *et al.*, 2017). A salinidade influencia o gradiente horizontal de densidade, o qual força um fluxo gravitacional caracterizado pelo lento movimento da água estuário acima pelo fundo e estuário abaixo pela superfície (Miranda *et al.*, 2002). Enquanto a circulação de maré esta associada à dispersão de substâncias, a circulação gravitacional causa transporte efetivo por advecção (Geyer e Signnel, 1992; Ribeiro *et al.*, 2004). A circulação gravitacional, junto a velocidades residuais de maré e a circulação forçada pelos ventos, influenciam fortemente na distribuição de organismos planctônicos, nutrientes, poluentes, materiais em suspensão ou em solução no corpo estuarino, bem como as trocas com a plataforma oceânica adjacente. Assim, a salinidade exerce impacto direto no tempo de residência do estuário e na renovação de águas deste ambiente. Diversos estudos como os de Nche-Fambo *et al.* (2015), Medeiros *et al.* (2010) e Kumar *et al.* (2015) apontam que a distribuição de espécies do plâncton e bentos em estuários é intimamente conectada ao gradiente de salinidade, sendo um elemento que influencia a riqueza, diversidade e densidade de espécies, podendo impactar na atividade de pesca. Costa *et al.* (2015) mostrou também que a distribuição das principais espécies de mangue é influenciada pelo gradiente de salinidade. Ademais, a salinidade é importante para processos de floculação e deposição do sedimento em suspensão (Karbassi *et al.*, 2014), influenciando ainda o coeficiente de partição e biodisponibilidade de metais pesados (Kumar *et al.*, 2015; Chu *et al.*, 2015).

A salinidade depende do balanço entre o aporte hídrico (descarga fluvial e precipitação) e a evaporação. Este balanço é fortemente modulado pela sazonalidade climática, a qual, no

entanto, sofre variações de intensidade em diferentes escalas de tempo. Assim, em situações de intensa aridez, a hipersalinidade pode ser estabelecida, conforme observado em estuários tropicais (Frota *et al.*, 2013; Lessa *et al.*, 2019). Nessa situação, a salinidade média do estuário torna-se superior à salinidade média da água oceânica adjacente, e conforme identificado por Valle-Levinson (2010), a circulação gravitacional (baroclínica) pode se tornar enfraquecida, ausente, ou até mesmo inversa, chegando a impactar negativamente o transporte advectivo e os tempos de descarga e residência do estuário. Segundo este mesmo autor, uma situação hidrológica conhecida como “rolha de densidade” pode ser estabelecida, gerando uma zona de divergência da circulação gravitacional dentro do estuário e interrompendo as trocas de material entre o segmento estuarino interno e a zona costeira externa à região de divergência. Já em anos de maior aporte hídrico, o gradiente de salinidade é bem estabelecido, a circulação gravitacional é favorecida e a troca de água entre o estuário e a plataforma é intensificada. A sazonalidade do aporte hídrico tem sido regionalmente alterada (atenuada ou fortalecida) pelas alterações do clima verificadas em diversas regiões do globo desde o início do século 20 (Hartmann *et al.*, 2013; Marengo *et al.*, 2017). O aumento da temperatura da superfície do mar (TSM) causado pelo aquecimento global gera anomalias nos campos de pressão atmosférica, de ventos e na disponibilização de vapor d’água para a atmosfera (Hartmann *et al.*, 2013), que podem beneficiar ou prejudicar a precipitação regional e o aporte hídrico aos estuários. Também, modos de variações interanuais e decenais da TSM na bacia do Atlântico (Modo Meridional do Atlântico e Dipolo do Atlântico Sul) e do Pacífico (ENSO) têm potencial para impactar o clima e o regime de chuvas no Nordeste do Brasil (Chiang e Viamont 2004; Nnamchi *et al.* 2012, Hounton-Gbo *et al.*, 2015; Cavalcanti, 2015).

Tendências históricas e futuras do clima do Nordeste do Brasil foram investigadas através da aplicação de diversos modelos climáticos e compilações de dados observados por Marengo *et al.* (2017). Conforme os autores, nos séculos 18, 19 e 20, o número de secas registradas no Nordeste foram, respectivamente, de 10, 12 e 17. Só no século 21, cinco eventos de secas já foram registrados, sendo que o evento entre 2012 e 2015 foi classificado como o mais severo desde a década de 50. Marengo *et al.* (2017) e Hartmann *et al.* (2013) mostraram que o Nordeste sofre um processo de aridificação regional relacionado às mudanças climáticas verificadas globalmente. Conforme relatam Hartmann *et al.* (2013), a temperatura média do ar no nordeste brasileiro aumentou 0,16 °C/década desde 1900 e a precipitação anual diminuiu em 25 mm/década desde 1950, tendo sido verificado ainda um aumento na quantidade de dias secos consecutivos. Marengo *et al.* (2017) sugerem um aumento da temperatura do ar, até o final deste século, de 1 °C a 2 °C para o cenário RCP 2.6 e acima de 4 °C para o RCP 8.5, tendo como referência a climatologia de 1961-1990. Estas tendências de aridificação climática são também observadas em séries temporais de precipitação e descargas fluviais

no Recôncavo Baiano (região sudeste do Nordeste) conforme expõe Lessa *et al.* (2019 - em revisão). Estes autores mostraram significativas taxas de redução da vazão para o maior rio regional (rio Paraguaçu) e da precipitação no litoral e no Recôncavo Baiano. Diversos trabalhos mostram que a salinidade média do ambiente tende a aumentar em resposta a um cenário climático regional com tendências negativas do aporte hídrico e positivas da temperatura do ar (Cloern *et al.*, 2011; Shellenbarger e Schoellhamer, 2011; Nunes-Vaz, 2012; Suen e Lai., 2013, Hartmann *et al.*, 2013). Esta redução do aporte hídrico à zona costeira deverá afetar a dinâmica dos estuários regionais em virtude da diminuição e eventuais inversões do gradiente horizontal de salinidade (densidade), atenuando e/ou invertendo o sentido da circulação gravitacional (Valle-Levinson, 2010).

A Baía de Todos os Santos (BTS), parte integrante do Recôncavo Baiano, tem no aporte hídrico uma das principais forçantes da circulação residual, com impacto significativo no tempo de descarga da baía conforme os experimentos numéricos realizados por Santana *et al.* (2018), Lessa *et al.* (2018a) e Aguiar *et al.* (2019). Resultados de Lessa *et al.* (2019) sobre a variabilidade da salinidade no canal principal da BTS entre 2012 e 2015 mostraram que a baía passou por um forte processo de hipersalinização no verão de 2013, o qual culminou com a formação de uma rolha de densidade. Além disso, como consequências da transição de um ano extremamente árido para anos relativamente mais úmidos, foram verificados impactos na biota aquática e em processos químicos da baía (Lessa *et al.* 2018a). Este cenário climático de extrema aridez esteve associado à maior seca regional já registrada de acordo com Rodrigues e McPhaden (2014) e Brito *et al.* (2018). Lessa *et al.* (2019), entretanto, não dispunham de observações simultâneas em outras regiões da baía, o que limitou a investigação de variações espaciais. Além disso, o fato dos dados restringirem-se a apenas 3 anos impossibilitou a investigação de tendências de longo prazo. Uma modelagem numérica costeira e oceânica para os anos de 2008 a 2014 através do modelo ROMS (Regional Ocean Modeling System) foi realizada para investigar a circulação e trocas entre a BTS e a plataforma continental (Aguiar *et al.*, 2019), permitindo que, junto com dados observacionais hidrográficos, atmosféricos e de descarga fluvial, a variabilidade espaço-temporal do campo halino da baía e suas tendências em longo prazo possam ser investigadas.

## 1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é utilizar dados observacionais e de modelagem numérica para estabelecer a relação entre a salinidade e o aporte hídrico na Baía de Todos os Santos (BTS), e avaliar de que forma estes estão sendo impactados por alterações climáticas regionais. Como objetivos específicos são listados:

- Determinar as anomalias, frequências de oscilação e tendências de longo prazo da descarga fluvial, descarga atmosférica e da temperatura do ar na BTS;
- Calcular a salinidade média da baía e quantificar a variabilidade espaço-temporal do campo de salinidade e sua relação com o clima regional;
- Criar um modelo para estimar a salinidade média pretérita a partir de valores do aporte hídrico e variável meteorológica, e verificar a existência de tendência temporal.

## 1.2 Área de Estudo

A BTS, com área de  $1.233 \text{ km}^2$  (terceira maior baía do Brasil – Lessa *et al.* 2018b), localiza-se nas bordas da terceira maior cidade brasileira, Salvador (Figura 1.1), que com dezesseis municípios em seu entorno forma um contingente populacional superior a três milhões de habitantes (IBGE, 2014). A BTS possui dez terminais portuários de grande porte, inúmeras indústrias químicas, estaleiros e uma base naval da Marinha do Brasil (Hatje *et al.*, 2009). A BTS também apresenta uma diversidade de ambientes sedimentares, como recifes de corais, deltas fluviais, planícies intermareais arenosas e lamosas, e uma grande quantidade de estuários secundários (Hatje *et al.*, 2009).

A BTS possui comprimento máximo no eixo norte-sul (eixo leste-oeste) de aproximadamente 50 km (40 km), sendo cortada por um canal com profundidades acima de 50 metros (Canal de Salvador). Contudo, a profundidade média da baía é de 9 metros, tendo aproximadamente 94% de sua área com profundidades inferiores a 25 metros (Cirano e Lessa, 2007). Segundo Cirano e Lessa (2007), a maré na BTS é classificada como semi-diurna com número de forma oscilando entre 0,06 a 0,11 para diferentes regiões da baía. A onda de maré é amplificada e distorcida ao entrar na baía, com alturas máximas em sizígia de 2,0 metros (2,98 metros) na entrada da baía (canal de São Roque) e períodos de maré de vazante ligeiramente mais curtos (Lessa *et al.*, 2009).

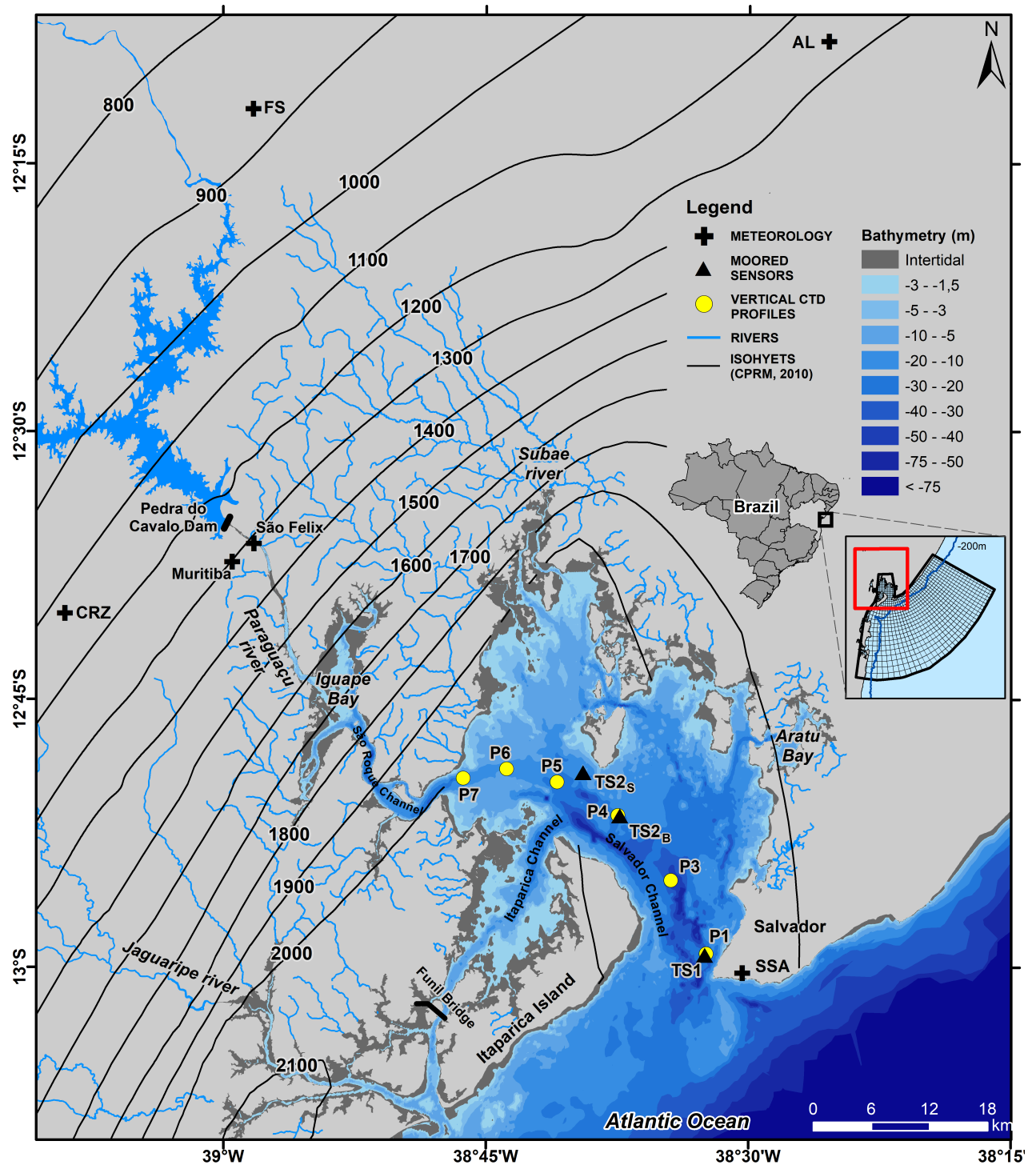


Figura 1.1: Localização da Baía de Todos os Santos, com rede de drenagem e isoietas anuais (mm), estações hidrográficas (TS = instrumentos fundeados; P = perfis verticais com CTD), estações meteorológicas (INMET), batimetria e o domínio da modelagem numérica (Aguiar *et al.*, 2019) utilizada neste trabalho. As profundidades estão relacionadas ao nível de redução da CHM. Isoietas referentes à climatologia brasileira 1977-2006 (CPRM, 2010).

O clima na entrada da BTS, de acordo com as normais climatológicas (1986-2015) da estação Salvador (Inmet), é caracterizado como tropical úmido, com médias anuais de temperatura, precipitação acumulada e evaporação iguais a 25,6 °C, 1861 mm e 1003 mm, respectivamente. Conforme Cirano e Lessa (2007), a climatologia do vento é caracterizada por direções preferenciais de leste e nordeste (sul e sudeste) no verão (inverno), com velocidade média de 4,2 m/s, respectivamente.

A distribuição dos valores médios mensais de precipitação e evaporação nas estações INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) de Salvador (SSA) e Cruz das Almas (CRZ) (Figura 1.2a) mostra uma estação chuvosa que se estende de abril a julho, e uma estação seca entre setembro e março. Enquanto o balanço hídrico é positivo quase todo o ano na entrada da BTS (estação SSA), este se torna negativo na cabeceira da baía (estação CRZ) no período da primavera e verão (Lessa *et al.*, 2019). Em SSA as temperaturas médias mais quentes ocorrem entre dezembro e março, sendo fevereiro (agosto) o mês mais quente (frio) com temperatura média de 27,1 °C (23,6 °C - Figura 1.2b). A amplitude térmica máxima anual é de 10 °C. De acordo com Cirano e Lessa (2007), existe um forte gradiente de precipitação (15 mm/km) em direção ao interior da BTS, que como mostra a Figura 1.2, tem a precipitação média máxima reduzida de 294 mm (maio) em SSA para 140 mm (junho) em CRZ.

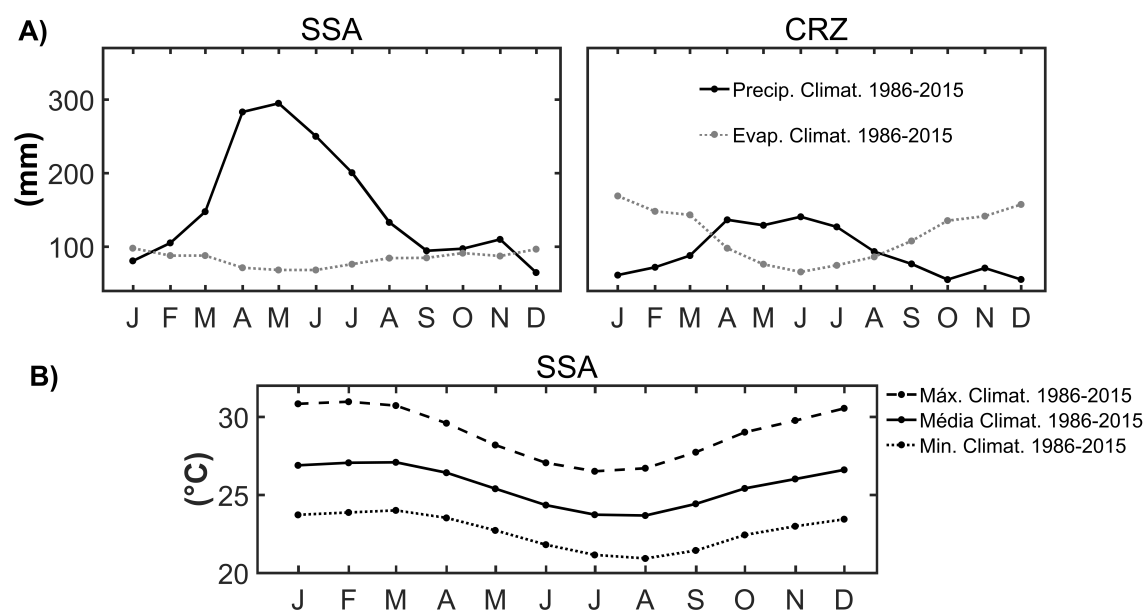


Figura 1.2: A) normais climatológicas (1986-2015) de precipitação e evaporação nas estações de Salvador (SSA) e Cruz das Almas (CRZ); B) normais climatológicas (1986-2015) da temperatura máxima, média e mínima do ar para Salvador (SSA). Modificado de Lessa *et al.* (2019).

A BTS recebe a descarga de uma área de drenagem correspondente a  $61.110 \text{ km}^2$  (Lima e Lessa, 2002), sendo que 92,1% estão associadas ao rio Paraguaçu. O restante é distribuído entre as bacias do rio Jaguaripe (3,6% da área total), do rio Subaé (1,1% da área total) e das bacias marginais periféricas mostradas na Figura 1.1 (Lessa *et al.*, 2009). O rio Paraguaçu é o principal afluente da Baía de Todos os Santos (Genz, 2006), sendo regulado pela barragem de Pedra do Cavalo que opera desde 1986 (Genz e Lessa, 2015). A descarga média diária da represa no período de 1986 a 2015 foi de  $55,3 \text{ m}^3/\text{s}$ , existindo, no entanto, grandes flutuações (Genz e Lessa, 2015). Como mostra a Figura 1.3, que apresenta descargas médias anteriores a 1999, o verão na BTS é marcado por uma baixa descarga atmosférica e das bacias marginais, mas uma alta descarga do rio Paraguaçu. Já o outono e início do inverno, período úmido no litoral, são caracterizados pela redução das descargas do rio Paraguaçu e por uma maior descarga difusa associada às bacias marginais e à descarga atmosférica.

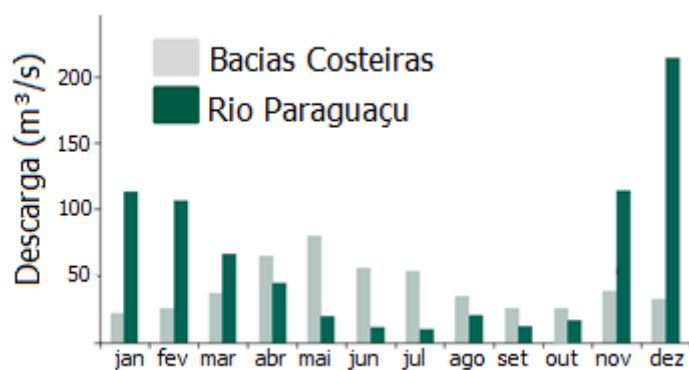


Figura 1.3: Descarga fluvial média mensal afluente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias marginais costeiras. Modificado de Lessa *et al.* (2009). Valores de descarga anteriores a 1999.

# 2

## Metodologia

### 2.1 Salinidade

#### 2.1.1 Salinidade *in situ*

O presente trabalho utilizou dados observacionais de salinidade oriundos do Projeto Baía de Todos os Santos, financiado pela FAPESB, que ocorreu entre 2012 a 2015. Estes dados estão descritos em Lessa *et al.* (2019). As observações de salinidade ao longo do canal principal da BTS foram medidas por sensores termohalinos fundeados ( $TS1$ ,  $TS2_B$  e  $TS2_S$ ) e por perfis verticais por CTD (P1 a P7), cujas localizações estão expostas na Figura 1.1 e os detalhes apresentados na Tabela 2.1.

Sensores HOBO U24 (resolução de  $0,01^\circ\text{C}$  e  $2\ \mu\text{S}/\text{cm}$ , acurácia de 5% da leitura) foram instalados em três estações ( $TS1$ ,  $TS2_B$ ,  $TS2_S$  e  $TS3$ ) de modo a monitorar o campo halino em três regiões da baía (Figura 1.1). Entretanto, a estação  $TS3$  (Canal de São Roque) não foi considerada neste trabalho dada limitações espaciais do modelo. As estações de monitoramento hidrológico registraram valores instantâneos (apenas uma leitura discreta) de condutividade em intervalos de 1 hora (Tabela 2.1). O posicionamento dos sensores levou em consideração a cobertura do eixo principal da baía, o qual se alinha com a saída do rio Paraguaçu e apresenta as maiores profundidades (Figura 1.1).

Mensalmente, os sensores foram substituídos, via mergulho autônomo, por outros idênticos para fins de limpeza e extração dos dados. Perfis verticais de salinidade foram realizados com um CTD (Conductivity, Temperature and Depth) SeaBird 19E (acurácia de  $0,0005\ ^\circ\text{C}$  e  $5\ \mu\text{S}/\text{cm}$ , resolução de  $10^{-4}\ ^\circ\text{C}$  e  $0,5\ \mu\text{S}/\text{cm}$ ) no momento das campanhas mensais de troca

dos sensores e de coleta de material particulado em suspensão. Os dados do CTD serviram de referência para a calibração dos sensores fundeados. Os dados obtidos pelo sensor HOBO foram submetidos a uma análise de consistência para identificação e eliminação de dados espúrios em decorrência do mau funcionamento do sensor e/ou incrustação biológica e sujeira. Valores de salinidade foram calculados com o pacote de rotinas Matlab/SEAWATER (Copyright © CSIRO, Phil Morgan 1994). Em seguida, os dados foram ajustados com referência aos valores registrados pelo CTD, corrigindo problemas de deslocamento (offset) e deriva (drift) dos dados.

Tabela 2.1: Dados observacionais de salinidade na BTS utilizados neste trabalho.

<b>Estações Hidrográficas</b>	<b>Sensor</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Período</b>	<b>Amostragem</b>
TS1	<i>HOBO U24</i>	33	2012 a 2014	Horário
TS2 <sub>B</sub>	<i>HOBO U24</i>	28	2012 a 2015	Horário
TS2 <sub>S</sub>	<i>HOBO U24</i>	5	2012 a 2014	Horário
P1	CTD	32	2012 a 2014	Mensal
P3	CTD	32	2012 a 2014	Mensal
P4	CTD	29	2012 a 2014	Mensal
P5	CTD	24	2012 a 2014	Mensal
P6	CTD	11	2012 a 2014	Mensal
P7	CTD	19	2012 a 2014	Mensal

### 2.1.2 Salinidade simulada (*ROMS*)

O campo de salinidade da BTS para os anos de 2008 a 2014 foi obtido a partir de modelagem numérica da circulação costeira e oceânica com o modelo *ROMS* (Regional Ocean Model System) em domínio que abrangeu a BTS e a plataforma continental (Figura 1.1). O *ROMS* é um modelo tridimensional que resolve as equações de superfície livre, hidrostáticas e primitivas do oceano sobre batimetria variável, e é altamente configurável para uso em aplicações regionais realistas (Haidvogel *et al.*, 2008). A simulação teve início a partir de condições iniciais e de contorno através de um aninhamento offline a um modelo regional de alta resolução ( $1/36^\circ$ ) para a costa oriental brasileira (Amorim *et al.*, 2013), que foi desenvolvido no contexto do esforço de modelagem operacional brasileira - “Projeto REMO” (Marta-Almeida *et al.* 2011; Lima *et al.*, 2013). Esta simulação de sete anos foi realizada por Marta-Almeida *et al.* (2017), e seus resultados foram validados inicialmente por Marta-Almeida *et al.* (2017), Aguiar *et al.* (2019) e Marta-Almeida *et al.* (2019 – em revisão).

Conforme Marta-Almeida *et al.* (2017) e Aguiar (2019), a resolução horizontal do modelo variou entre 300 m dentro da BTS e 1200 m na plataforma continental. A coordenada

vertical foi discretizada em 32 níveis sigma, com resolução aumentando para a superfície, e a batimetria foi interpolada a partir da base de dados do ETOPO (Amante e Eakins, 2009) complementados com dados batimétricos de alta resolução fornecidos por cartas náuticas com escalas variando entre 1:60.000 e 1:12.000, com profundidades corrigidas para o nível médio do mar. Os parâmetros da simulação são listados na Tabela 2.2, conforme Aguiar *et al.* (2019).

Tabela 2.2: Parâmetros do modelo. Extraído de Aguiar *et al.* (2019).

L	349	<b>Número de pontos na direção i</b>
M	399	<b>Número de pontos na direção j</b>
N	32	<b>Número de níveis sigma</b>
$H_{m\acute{a}x}$	3973	<b>Profundidade máxima</b>
$H_{m\acute{i}n}$	5 m	<b>Profundidade mínima</b>
$\theta_s$	4	<b>Parâmetro de controle da coordenada sigma na superfície</b>
$\Theta_b$	0	<b>Parâmetro de controle da coordenada sigma no fundo</b>
$\Theta_c$	5 m	<b>Profundidade crítica</b>
$\Delta x$	300 – 1200 m	<b>Resolução na direção zonal</b>
$\Delta y$	300 – 1200 m	<b>Resolução na direção meridional</b>
$\Delta t$	400 s	<b>Passo de tempo baroclínico</b>
$\Delta t$	20 s	<b>Passo de tempo barotrópico</b>
R	$3 \cdot 10^{-3}$	<b>Coefficiente quadrático de atrito do fundo</b>

Conforme descrito por Aguiar *et al.* (2019), o forçamento atmosférico do modelo (vento, temperatura, pressão, precipitação, umidade, fluxo de radiação de onda curta e onda longa) foi obtido do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, Saha *et al.*, 2010). Os dados de maré foram obtidos a partir da base de dados global do TPXO 7.1 (Egbert e Erofeeva, 2002), que fornece as amplitudes e fases da elevação da superfície do mar e correntes barotrópicas para as oito constituintes primárias (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1) obtidas a partir da solução regional ATLAS do Oceano Atlântico  $1/12^\circ$ . As duas constituintes de longo período (Mf e Mm) foram obtidas a partir da solução Global Ocean-ATLAS de  $1/4^\circ$ . O forçamento lateral foi obtido a partir do modelo Hybrid Coordinate Ocean Model, juntamente com a assimilação de dados oceânicos acoplada à marinha dos Estados Unidos (HYCOM/NCODA, HYCOM, 2011), em outputs diários com resolução horizontal de  $1/12^\circ$ .

Valores médios diários de descarga para os rios principais, e valores médios mensais para as bacias marginais periféricas foram incorporados às condições de contorno da BTS. A descarga do rio Paraguaçu se referiu à descarga defluente de Pedra do Cavalo, e as descargas dos rios Subaé e Jaguaripe foram medidas pela ANA (Agência Nacional de Águas). Descargas

dos rios Traripe e Açú foram estimadas por correspondência de área de drenagem com a descarga do Subaé e a descarga do rio Dona foi estimada com base na vazão do rio Jaguaripe. Para as demais bacias periféricas, valores médios mensais foram estimados a partir de dados de precipitação conforme relatado por CRA (2001). As descargas fluviais foram introduzidas no modelo na foz de cada rio, enquanto que as bacias marginais periféricas foram distribuídas em oito locais dentro da baía, conforme CRA (2001), e o rio Paraguaçu foi introduzido no meio do Canal de São Roque (ver Figura 1.1). Conforme Marta-Almeida *et al.* (2019 – em revisão), as temperaturas dos rios foram ajustadas como iguais aos valores climatológicos da temperatura do ar em superfície para a região (da Silva *et al.*, 1994) e as salinidades foram ajustas para valores iguais a zero.

### 2.1.3 Validação do campo halino

Os resultados de salinidade do modelo (Smod) foram comparados com dados de salinidade observados (Sobs) entre os anos de 2012 a 2014, provenientes de fundeios (séries temporais com intervalos de 1 hora entre registros) e perfis verticais por CTD executados em intervalos mensais ao longo do canal principal da baía (Figura 1.1), conforme descrito por Lessa *et al.* (2019). As seguintes grandezas estatísticas foram utilizadas nas análises: viés, raiz do erro quadrático médio (RMSE), índice de espalhamento (“scatter index”) e o coeficiente de correlação de Pearson (r), de acordo com as equações abaixo:

$$Viés = \frac{\sum_{t=1}^N (Smod_t - Sobs_t)}{N} \quad Eq. (I)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N (Smod_t - Sobs_t)^2}{N}} \quad Eq. (II)$$

$$\text{Índice de Espalhamento (Scatter Index)} = \frac{RMSE}{\sigma(\text{valor médio de Sobs.})} \quad Eq. (III)$$

$$\text{Coef. de Correlação} = \frac{cov(Smod, Sobs)}{\sqrt{var(Smod) \times var(Sobs)}} \quad Eq. (IV)$$

Saídas do modelo foram extraídas dos pontos de grade mais próximos às estações de observação e com profundidade semelhante. Não foram considerados os dados do modelo em momentos de inexistência de dados observacionais.

Médias mensais (observação e modelo) foram calculadas nas estações de fundeio TS1,

$TS2_B$  e  $TS2_S$  (Figura 1.1). Trinta e seis campanhas de perfis verticais com CTD (cobrindo P1 a P7 - Figura 1.1) foram utilizadas neste trabalho. Os dados do modelo foram extraídos em momentos mais próximos às perfilagens verticais com CTD, que acompanharam a estufa da maré estuário adentro. Os perfis verticais foram interpolados pelo método de pchip (interpolador cúbico que preserva o perfil) para uma profundidade adimensionalizada (Figura 2.1). A partir disso, foram calculadas todas as médias para cada nível de profundidade de cada estação, abrangendo: i) todas as campanhas, ii) anos hidrológicos: 2013 e 2014, e iii) períodos de verão (novembro a março), inverno (abril a julho) e intermediário (agosto a outubro).

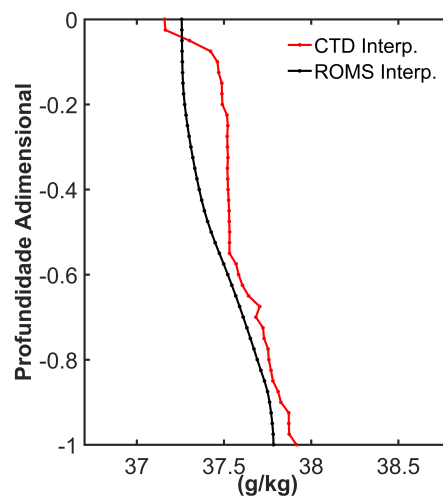


Figura 2.1: Exemplo de perfis verticais de salinidade após processamento. Perfis relativos ao dia 19/04/2013 em P3.

#### 2.1.4 Salinidade média BTS e estimativa de condições passadas

Médias diárias do campo de salinidade para o intervalo de 2008 a 2014 foram calculadas para a superfície (50 % superior dos níveis verticais) e o fundo (50 % inferior dos níveis verticais), assim como para a estratificação vertical (fundo - superfície) e toda a coluna d'água (100 % dos níveis verticais). Foram considerados oito setores internos à BTS e um setor na plataforma continental (Figura 2.2a). Dados provenientes de regiões mais rasas que 5 metros foram excluídos das análises, pois foi esta a profundidade mínima do modelo em todo o domínio para evitar simular a processos de emersão e imersão das áreas marginais.

A setorização da BTS foi feita com base no resultado dos autovetores oriundos do primeiro modo do EOF (Empirical Orthogonal Function) dos dados modelados de salinidade, considerando os sete anos de dados diários de superfície (Figura 2.2b). Conforme

Wilks (2006), o EOF é uma análise de componentes principais que determina um padrão espaço-temporal de variabilidade que apresenta o máximo de covariância entre as anomalias de uma variável qualquer de uma série temporal para todos os pares de um conjunto de dados de pontos de grade. Além disso, este método é capaz de calcular o percentual de explicação de cada principal componente. O EOF é um método amplamente utilizado para análise da variabilidade espaço-temporal de parâmetros hidrológicos, conforme Tolan (2007), Nhamchi *et al.* (2011) e Ionita *et al.* (2014). Complementarmente ao critério de zoneamento, foram considerados os resultados de gradientes ao longo dos perfis verticais por CTD (Figura 1.1), reportado por Lessa *et al.* (2019 – em revisão). Um setor da plataforma continental adjacente à baía (setor 1 ou S1) foi definido como referência para região não estuarina. Este setor exclui a área à oeste da entrada da BTS pois de acordo com Aguiar *et al.* (2019) seu campo de salinidade é influenciado pela descarga do rio Jaguaripe na estação chuvosa. A área do setor 8 termina próximo à estação CTD P6 (Figura 1.1), pois a qualidade dos resultados de salinidade do modelo a oeste desde ponto (estação P7) está comprometida.

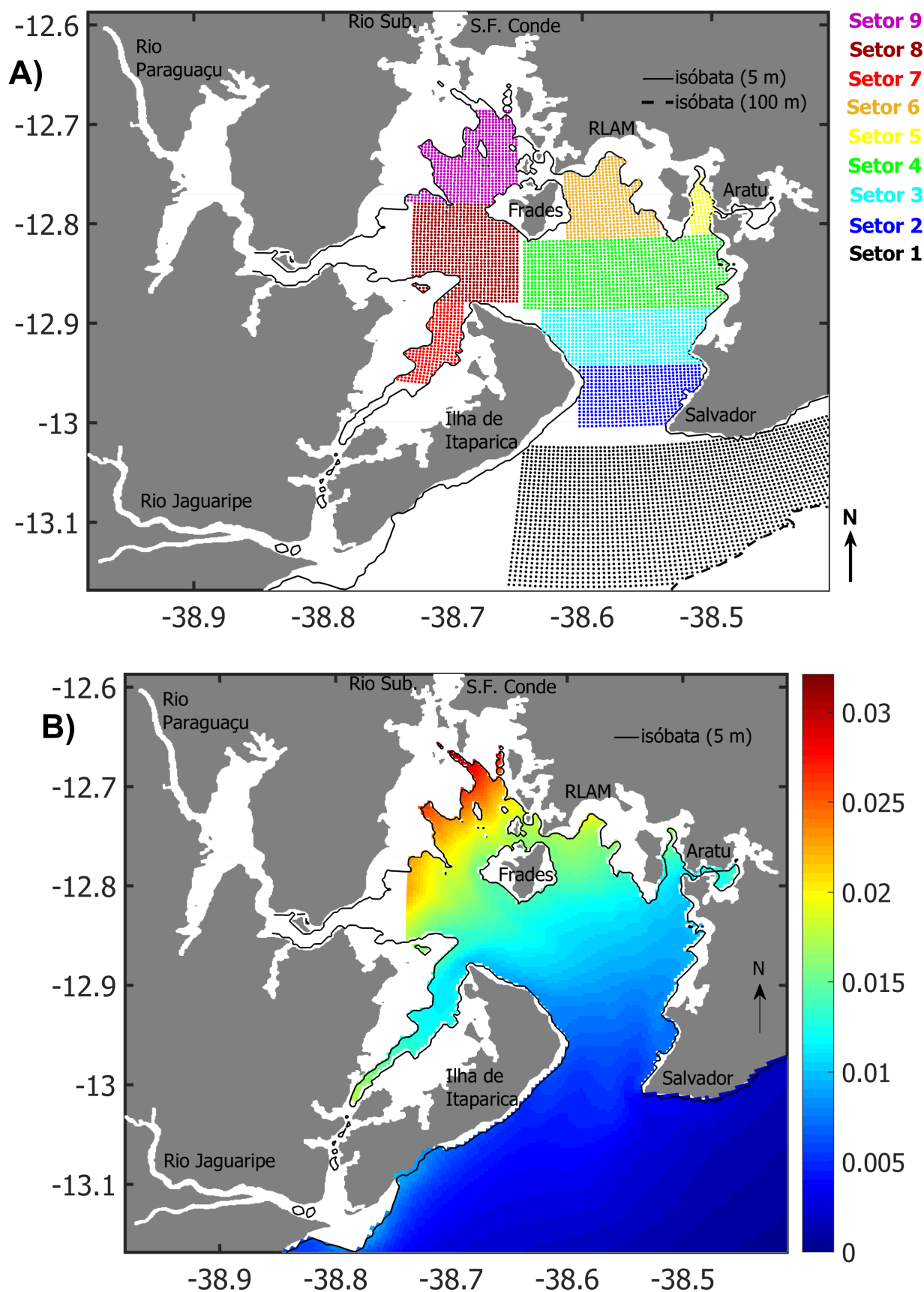


Figura 2.2: Setorização da BTS (A) de acordo com distribuição dos autovetores do 1º modo EOF que representa 88 % da variabilidade do campo de salinidade superficial diário (B). A linha contínua preta refere-se à isóbata de 5 metros do modelo.

Médias mensais, sazonais, anuais e totais (2008 a 2014) de salinidade foram calculadas para cada setor e, a partir disso, considerando apenas os setores internos à BTS (2 a 9), foram calculadas a salinidade média de superfície ( $Sal - BTS_{SUP}$ ), de fundo ( $Sal - BTS_{FUN}$ ), da coluna d'água ( $Sal - BTS$ ) e da estratificação vertical ( $Sal - BTS_{ESTRAT} = Sal - BTS_{FUN} - Sal - BTS_{SUP}$ ). Médias sazonais (trimestrais) foram calculadas da seguinte forma: verão (janeiro a março), outono (abril a junho), inverno (julho a setembro) e primavera (outubro a dezembro). As médias anuais foram calculadas considerando o ano hidrológico da região, que tem início (término) com a estação chuvosa (seca) em abril (março do ano seguinte), conforme Lessa *et al.* (2019). Assim, o ano hidrológico de 2013 começa em abril de 2012 e findou em março de 2013. A variabilidade interanual foi investigada utilizando também o primeiro modo do EOF (Principal Componente 1), considerando a série mensal de Sal-BTS para a área de cobertura da Figura 2.2b.

A salinidade pretérita da BTS foi calculada a partir de um polinômio resultante de modelo de múltipla regressão entre as médias sazonais de  $Sal - BTS_{SUP}$ , do aporte hídrico total e da temperatura máxima do ar em SSA (Tabela 2.3). A evaporação não foi incorporada ao modelo em virtude de grandes lacunas nas séries de dados das estações meteorológicas. A regressão múltipla tem sido utilizada para estabelecer relações explicativas entre diferentes variáveis hidrológicas e meteorológicas, como relatado por Marshall *et al.* (2014), Marshall *et al.* (2011), Nunes-Vaz (2012) e Ross *et al.* (2015). O campo de  $Sal - BTS_{SUP}$  foi escolhido em virtude de melhores respostas à variação do aporte hídrico e da temperatura do ar. O mesmo cálculo foi feito também a partir do polinômio resultante para a estação  $TS2_S$ . Esta estação foi selecionada por se localizar na região central da baía (Figura 1.1) e pela melhor correlação com ambas as variáveis. Assim, a estação  $TS2_S$  serviu de estação controle para análise de tendência temporal e ocorrência de eventos de hipersalinidade pretéritos (Tabela 2.3). Os resultados dos modelos polinomiais da Tabela 2.3 foram validados a partir de cálculos do erro quadrático médio (RMSE), índice de espalhamento e do coeficiente de correlação de Pearson (r).

Tabela 2.3: Modelos polinomiais de estimativa de salinidade média superficial da BTS ( $Sal - BTS_{SUP}$ ) e da estação de controle  $TS2_S$  (região central da BTS). O modelo foi baseado em médias sazonais (trimestrais).

Parâmetro (g/kg)	Modelo Polinomial	Coeficientes	
Sal-BTS <sub>SUP</sub>	$Sal-BTS_{SUP} = Aporte\ Hídrico\ Total_{BTS} \times b1 + Temperatura\ Máxima\ do\ Ar_{SSA} \times b2 + b3$	b1	-0,0020
		b2	0,3241
		b3	26,6773
TS2 <sub>S</sub>	$TS2_S = Aporte\ Hídrico\ Total_{BTS} \times b1 + Temperatura\ Máxima\ do\ Ar_{SSA} \times b2 + b3$	b1	-0,0080
		b2	0,1701
		b3	32,1596

## 2.2 Aporte hídrico e dados meteorológicos regionais

Longas séries temporais de dados diários de vazão dos principais rios afluentes à BTS, precipitação e temperatura do ar foram adquiridas das estações de Salvador, Cruz das Almas, Feira de Santana e Alagoinhas, como detalhado na Tabela 2.4.

Tabela 2.4: Detalhamento dos dados de descargas de rios, precipitação e temperatura do ar utilizados neste trabalho.

Parâmetro	Intervalo de dados	Frequência de dados	Estação	Código	Fonte
Vazão (m <sup>3</sup> /s)	1945 – 2017	Diário	rio Paraguaçu	51350000	Agência Nacional de Águas
Vazão (m <sup>3</sup> /s)	1945 - 1986	Diário	Ponte Rio Branco	51460000	Agência Nacional de Águas
Vazão (m <sup>3</sup> /s)	1986 – 2017	Diário	Pedra do Cavalo	51490000	Votorantim Elétrica
Vazão (m <sup>3</sup> /s)	1989 – 2017	Diário	rio Subaé	51060100	Agência Nacional de Águas
Vazão (m <sup>3</sup> /s)	1945 – 2017	Diário	rio Jaguaripe	51560000	Agência Nacional de Águas
Precipitação (mm)	1963 – 2017	Diário	Salvador (ondina)	86678	INMET
Precipitação (mm)	1977 – 2017	Diário	Cruz das Almas	86657	INMET
Precipitação (mm)	1936 – 1989	Diário	Feira de Santana	01238028	Agência Nacional de Águas
Precipitação (mm)	1998 – 2017	Diário	Feira de Santana	86658	INMET
Precipitação (mm)	1963 – 1977	Diário	São Félix	01238025	SUDENE
Precipitação (mm)	1963 – 1977	Diário	Muritiba	01238019	SUDENE
Temp. do Ar (°C)	1963 – 2017	Diário	Salvador (ondina)	86678	INMET
Temp. do Ar (°C)	1977 – 2017	Diário	Cruz das Almas	86657	INMET
Temp. do Ar (°C)	1988 – 2017	Diário	Feira de Santana	86658	INMET
Temp. do Ar (°C)	1963 – 2017	Diário	Alagoinhas	83249	INMET

O aporte hídrico total da BTS (fluvial + atmosférico) foi calculado mensalmente para o período de 1963 a 2017. Para tanto, o cálculo da descarga de água doce considerou também

as bacias secundárias (Figura 1.1) setorizadas por CRA (2001), como em Lessa et al. (2019). A partir disso, foram calculadas as descargas totais mensais (fluvial e atmosférico) para cada setor. Primeiramente, as descargas fluviais setorizadas foram estimadas de acordo com duas metodologias consolidadas na literatura: método por correspondência de áreas e o método de Scheiber, conforme Miranda *et al.* (2002). A correspondência de área parte da premissa de que a precipitação em bacias hidrográficas vizinhas é semelhante, e desta forma a variação de descarga entre elas ocorre exclusivamente em função da área de drenagem. Tendo a descarga dos rios Subaé e Jaguaripe como referências, a descarga das bacias marginais ( $Q_f$ ) mais próximas a estes rios foi determinada por:

$$Q_f = \text{Valor observado} \left( \frac{m^3}{s} \right) \times \frac{\text{Bacia Secundária (km}^2\text{)}}{\text{Bacia Principal (km}^2\text{)}}. \quad Eq. (V)$$

Já o método de Schreiber tem por base as médias mensais, ou anuais, da precipitação e temperatura em uma bacia hidrográfica. A descarga ( $Q_f$ ) é calculada pela seguinte equação:

$$Q_f = \Delta f \text{ (cm)} \times \text{Área da bacia secundária (km}^2\text{)}, \quad Eq. (VI)$$

onde  $\Delta f$  é a parcela da precipitação que escoar para os rios e é calculado por  $P \times \exp^{(Ev/P)}$ , onde  $P$  é a taxa de precipitação e  $Ev$  a taxa evapotranspiração. A taxa de evapotranspiração mensal é calculada a partir da equação:  $Ev = 1,2 \times 10^9 \exp\left(-\frac{4,62 \times 10}{T}\right)$ , onde  $T$  é a temperatura do ar em Kelvin. Assim, foi possível calcular a descarga fluvial média afluyente à BTS a partir do somatório de todos os contribuintes. As descargas do rio Paraguaçu a partir de outubro de 1986 se referem à vazão defluente da represa de Pedra do Cavalo.

A precipitação atmosférica mensal acumulada sobre a baía foi calculada para oito setores definidos pela distribuição de isoietas fornecidas pelo Serviço Geológico do Brasil (climatologia de 1977-2006) (Figura 1.1). O cálculo utilizou a precipitação registrada em SSA e CRZ e seu gradiente espacial. Ao multiplicar a precipitação mensal acumulada ponderada de cada setor por sua respectiva área, calculou-se o volume de água doce acumulada e, em seguida, a vazão atmosférica média mensal, conforme:

$$\sum \frac{P \text{ (setor)} \times \text{Área (Setor)}}{(\text{N}^\circ \text{ de dias do mês}) \times 3600 \times 24} \quad (m^3/s). \quad Eq. (VII)$$

Os valores de descargas médias mensais fluviais e descarga atmosférica permitem o cálculo do aporte hídrico total para a BTS, conforme:

$$\text{Aporte Hídrico Total}_{BTS} = Q_{total}(\text{fluvial})_{BTS} + Q_{total}(\text{atmosférico})_{BTS} \quad (m^3/s) .$$

Eq. (VIII)

A vazão média mensal do rio Subaé para o período entre 1963 a 1988 foi estimada a partir de modelo polinomial com base na vazão do rio Jaguaripe, sendo o valor de coeficiente de correlação de 0,73 entre ambos. A lacuna de precipitação em CRZ para o período entre 1963 a 1977 foi preenchida a partir dos valores das estações vizinhas em São Félix e Muritiba, cujos valores de correlações com CRZ foram de 0,76 e 0,65, respectivamente. A temperatura do ar em FS para o período entre 1963 a 1998 foi estimada a partir de modelo polinomial com base na temperatura do ar da estação vizinha de Alagoinhas, que explicou 96 % da variação em FS.

Médias anuais (totais anuais - precipitação), com base no ano hidrológico, foram calculadas para as séries vazões dos rios, precipitação, aporte hídrico total para a BTS e temperatura do ar, considerando anos com no mínimo 90 % do total de dados. Médias sazonais (trimestrais) foram calculadas para o aporte hídrico total à BTS e para a temperatura do ar.

## 2.3 Tendências e variabilidades temporais

Análises de tendências temporais foram realizadas a partir dos métodos estatísticos de Mann-Kendall e Sen's Slope. De acordo com Hamed e Rao (1998), o teste de Mann-Kendall, proposto por Mann (1945) e Kendall (1975), é um teste estatístico não paramétrico no qual, assumindo a estabilidade da série, os valores devem ser independentes e a probabilidade da distribuição deve sempre permanecer a mesma (hipótese nula de mudança). Já o teste Sen's Slope tem a finalidade de obter a magnitude da tendência na série histórica (Sen, 1968). Estes métodos são amplamente utilizados para detectar e quantificar tendências estatisticamente significativas em séries temporais hidrológicas e meteorológicas em estudos de escalas regionais ou global (Portela *et al.*, 2011; Genz e Tanajura, 2012; Barua *et al.*, 2013; Kundu *et al.*, 2011). O presente trabalho utilizou todo o comprimento das séries temporais hidrológicas/meteorológicas e as respectivas tendências calculadas foram em nível de significância de 95 % de acordo com a metodologia disponibilizada por Bukey (2006). Taxas de redução (aumento) por década para cada variável foram calculadas a partir dos valores dos coeficientes lineares resultantes do teste de Sen's Slope.

A variabilidade temporal dos rios e da precipitação foi analisada a partir da aplicação

da Transformada de Ondaleta em séries mensais, conforme as metodologia de Grinsted *et al.* (2004) e Torrence e Compo (1998). Diversos trabalhos (Ancil *et al.*, 2004; Coulibaly *et al.*, 2005; Ionita *et al.*, 2011; Schulte *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2017) utilizaram este método para investigar sinais de variabilidades de diferentes frequências em séries temporais de parâmetros hidrológicos e meteorológicos. Este método tem a capacidade de detectar componentes não-estacionários de diferentes frequência, e tem como vantagem a capacidade de mostrar quando e com que amplitude as principais variabilidades ocorreram ao longo da série temporal (Torrence e Compo, 1998; Grinsted *et al.*, 2004), não limitando-se apenas na identificação dos principais períodos (ciclos) de variabilidades de componentes estacionários. Ruídos brancos foram aplicados às séries que apresentaram eventuais lacunas (SSA e CRZ).

Anomalias anuais (valor observado – media climatológica) e sazonais (trimestrais) foram calculadas para o aporte hídrico total para a BTS e para a temperatura do ar, com base na climatologia obtida para o intervalo de 1988 a 2017.

# 3

## Resultados

### 3.1 Aporte Hídrico e Temperatura do Ar

Médias anuais das vazões dos rios Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé e suas respectivas tendências temporais pelos métodos de Mann-Kendall e Sen's Slope são expostos na Figura 3.1. O rio Paraguaçu (Figura 3.1a), afluente à barragem de Pedra do Cavalo, apresentou vazões médias anuais máximas e mínimas de respectivamente  $265,1 \text{ m}^3/\text{s}$  (1964) e  $16,4 \text{ m}^3/\text{s}$  (2017). Já a descarga do rio Paraguaçu à jusante da barragem de Pedra do Cavalo (ou após 1986) apresentou vazões máximas e mínimas de  $221,6 \text{ m}^3/\text{s}$  (1990) e  $3,18 \text{ m}^3/\text{s}$  (2013). Vazões médias anuais, afluentes à represa, superiores a  $143 \text{ m}^3/\text{s}$  (média total + 1 desvio) ocorreram em 11 ocasiões (1948, 1957, 1960, 1964, 1969, 1978, 1980, 1990 e 1997), todas elas anteriores ao ano de 2000. Em contrapartida, de um total de 8 anos (1952, 1962, 1995, 1996, 1998, 2012, 2013 e 2017) com vazões médias anuais inferiores a  $31 \text{ m}^3/\text{s}$  (média total - 1 desvio), seis desses anos são posteriores a década de 90. Isso é resultado de uma tendência significativa de redução de vazões de  $6,01 \text{ m}^3/\text{s}$  por década indicada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope. O rio Jaguaripe, Figura 3.1b, teve vazões médias anuais máximas e mínimas de, respectivamente,  $22 \text{ m}^3/\text{s}$  (1965) e  $2,7 \text{ m}^3/\text{s}$  (2013). A taxa de redução foi significativa com valor de  $0,69 \text{ m}^3/\text{s}$  por década. Já o rio Subaé apresentou vazão média anual máxima de  $4,9 \text{ m}^3/\text{s}$  no ano de 1997 e vazões médias anuais abaixo de  $1,0 \text{ m}^3/\text{s}$  nos anos de 1994, 2013 e 2017, tendo também uma taxa de redução significativa de  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  por década (Figura 3.1b).

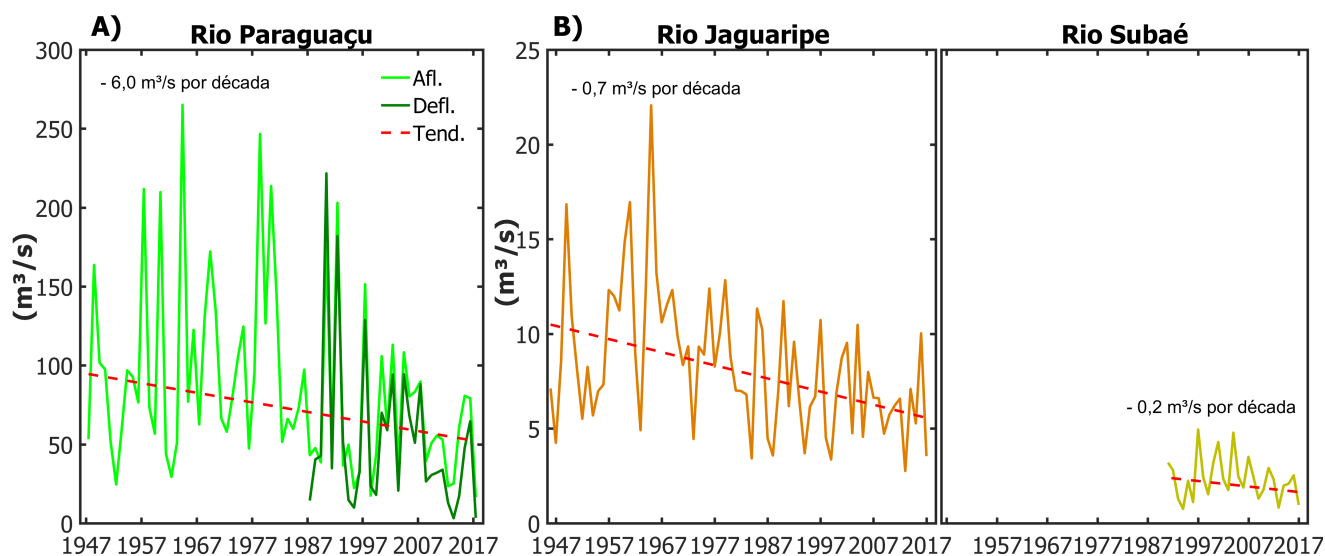


Figura 3.1: Médias anuais das vazões dos rios Paraguaçu (A), Jaguaripe e Subaé (B). Em vermelho, tendência temporal identificada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope.

Totais anuais acumulados de precipitação em SSA, CRZ e FS, e suas respectivas tendências temporais por Mann-Kendall e Sen's Slope são apresentadas na Figura 3.2. Em comum para as três estações, os acumulados máximos ocorreram anteriormente à década de 80, tendo um total de 2872,8 mm (1974) em SSA, 1935,4 mm (1965) em CRZ, e 1338,5 mm (1965) em FS, enquanto que os valores mínimos ocorreram posteriormente à década de 90: 1173,3 mm (2009) em SSA, 465 mm (1994) em CRZ e 303,6 mm (2017) em FS. Tendências temporais por Mann-Kendall e Sen's Slope foram significativas para todas as estações, as quais indicam reduções de 88,61 mm por década em SSA, 64,9 mm por década em CRZ e 68,1 mm por década em FS.

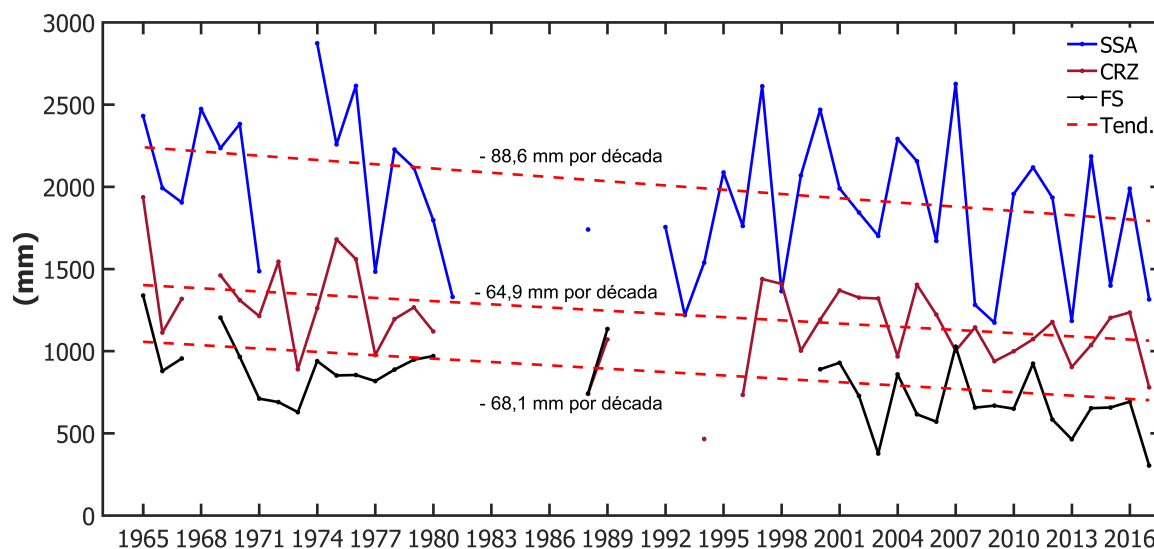


Figura 3.2: Totais anuais acumulados de precipitação em SSA, CRZ e FS. Em vermelho, tendência temporal identificada pelo método de Mann-Kendall e Sen's Slope.

A descarga de água doce total (fluvial + atmosférico) à BTS é apresentada na Figura 3.3. As médias anuais (Figura 3.3a) foram máximas nos anos de 1980 ( $350 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e 2001 ( $364 \text{ m}^3/\text{s}$ ), quando existiram vazões médias mensais superiores a  $1800 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figura 3.3b). Vazões médias anuais mínimas foram observadas nos anos de 1994 ( $74,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 2009 ( $99,8 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 2013 ( $87,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e 2017 ( $91,7 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A tendência temporal calculada através de Mann-Kendall e Sen's Slope foi significativo, com taxa de redução de  $21,6 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $19,1 \text{ m}^3/\text{s}$ ) por década considerando as médias anuais (mensais). Ressalta-se que os valores do aporte hídrico total foram computados somente com existência simultânea de dados de descarga fluvial total e descarga atmosférica total, o que explica a quantidade de lacunas. Além disso, foram considerados apenas os anos com no mínimo 90 % do total de dados.

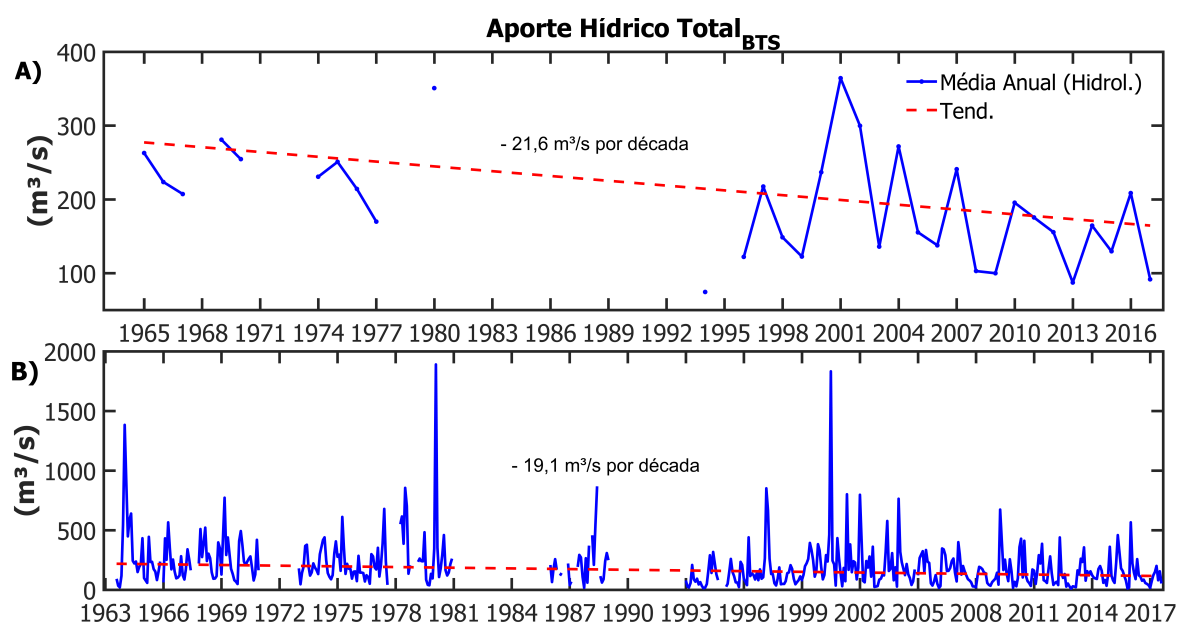


Figura 3.3: Médias anuais (A) e mensais (B) do aporte hídrico total (fluvial + atmosférico) da BTS. Em vermelho, tendência temporal identificada pelo método de Mann-Kendall e Sen's Slope.

As variações das temperaturas médias anuais do ar mostram uma tendência de aumento da temperatura em todas as estações (Figura 3.4), com taxas de acréscimo por década de  $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$  em SSA,  $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$  em CRZ,  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  em FS e  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  em AL. Observa-se que as temperaturas médias anuais foram máximas e mínimas nos anos de 1999 ( $26,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ) e 1969 ( $24,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ) em SSA, 2010 ( $24,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ) e 1979 ( $23,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ) em CRZ, 2010 ( $25,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ) e 1969 ( $23,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ) em FS e 2016 ( $25,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ) e 1969 ( $23,3 \text{ }^\circ\text{C}$ ) em AL. É notável que as diferentes estações mostrem um padrão geral de co-oscilação regional, sendo o valor do coeficiente de correlação de SSA com CRZ, FS e AL de 0,82, 0,77 e 0,69, respectivamente. A Figura 3.5a inclui também as tendências temporais das médias anuais da temperatura do ar máxima e mínima em SSA, que foi a estação com maior aproveitamento de dados para estas variáveis. A taxa de acréscimo por década foi de  $0,24 \text{ }^\circ\text{C}$  para as médias das temperaturas máximas, sendo duas vezes superior à taxa de aumento da temperatura média. Observa-se um aumento da diferença entre as médias da temperatura máxima e mínima ao longo do tempo. Apenas o resultado da tendência temporal de temperatura do ar mínima não foi significativo para os testes de Mann-Kendall e Sen's Slope, sendo a taxa igual  $-0,04 \text{ }^\circ\text{C}$  por década. A tendência observada das médias das temperaturas máximas do ar para o trimestre de verão (JFM) em SSA foi de  $0,33 \text{ }^\circ\text{C}$  por década (Figura 3.5b). Observa-se que os verões de 2003, 2006, 2010 e 2013 registraram média trimestral superior a  $32 \text{ }^\circ\text{C}$ , sendo 2006 e 2013 os verões mais quentes ( $32,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ).

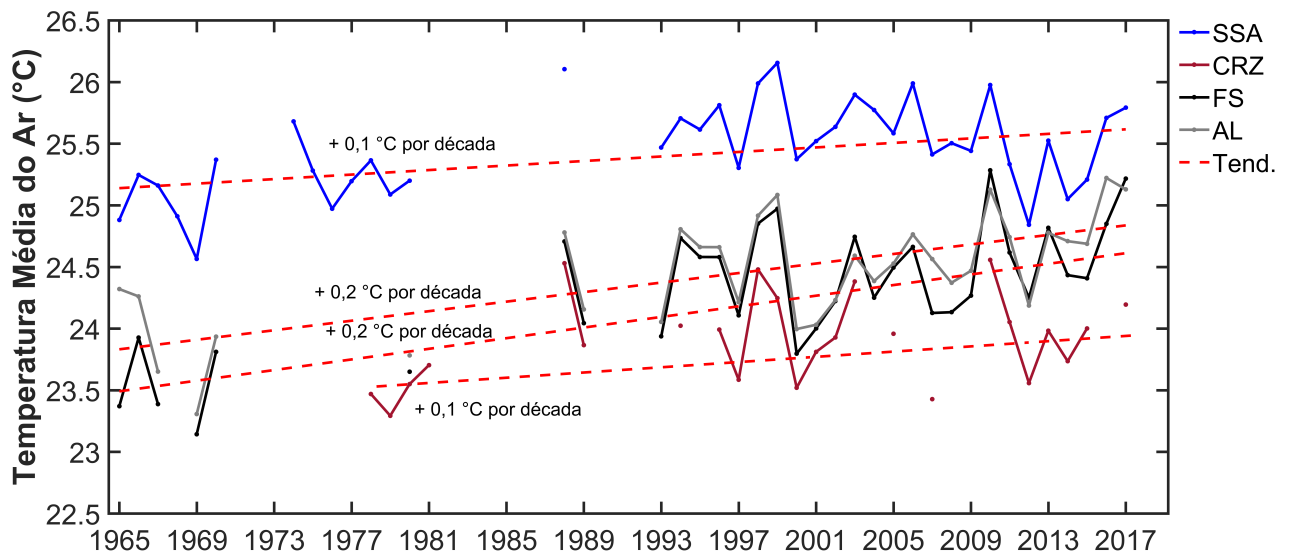


Figura 3.4: Médias anuais das temperaturas médias do ar em SSA, CRZ, FS e AL. A linha vermelha representa a tendência temporal identificada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope.

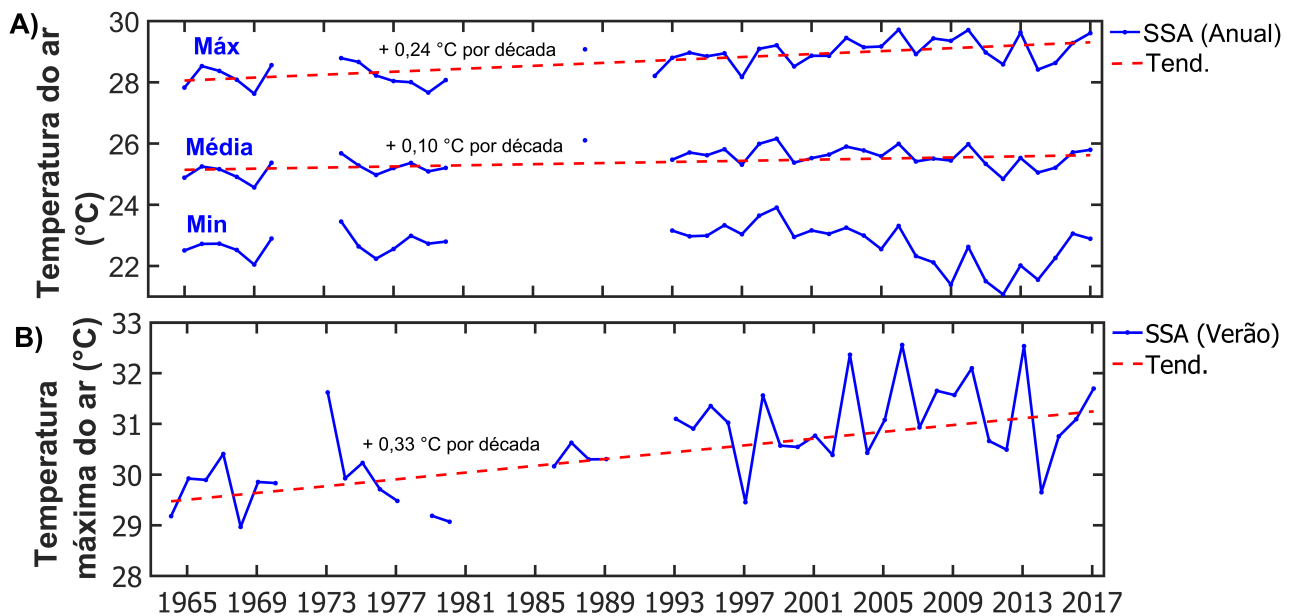


Figura 3.5: Médias anuais das temperaturas médias do ar em SSA, CRZ, FS e AL. A linha vermelha representa a tendência temporal identificada pelo teste de Mann-Kendall e Sen's Slope.

Os principais ciclos de variabilidade da vazão fluvial e precipitação são apresentados a partir das transformadas de ondaletas e periodogramas (densidade espectral da ondaleta) na Figura 3.6 (séries de Alagoinhas e Feira de Santana não foram incluídas devido ao grande número de lacunas). Nas vazões fluviais observa-se alta concentração de energia nas bandas de 1 ano (todos os rios), 3-4 anos (Subaé), 3,9 anos (Jaguaripe), 9-10 anos (Jaguaripe) e 11-12 anos (Paraguaçu). Ciclos decenais foram presentes por quase toda a extensão temporal do rio Paraguaçu, com o evento de maior significância (contorno preto) ocorrendo entre a década de 70 e 80. Ciclos de 4-5 e 9-10 anos foram identificados na variação da precipitação em SSA e de 12 a 13 anos em CRZ, sendo que todos os ciclos de maiores expressões ocorreram anteriores a década de 90.

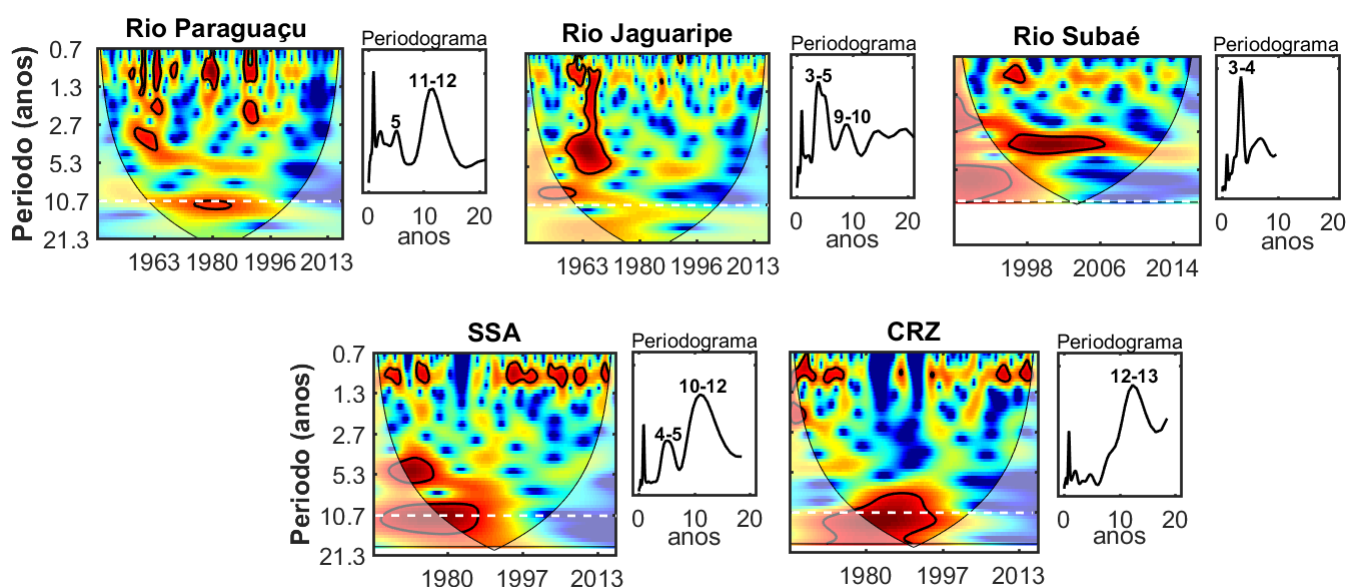


Figura 3.6: Transformadas de ondaletas das séries de vazões de rios (Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé) e das precipitações (SSA e CRZ). O contorno preto representa os ciclos mais significativos. A linha branca representa uma marcação do período decenal. Periodograma (densidade de espectro da ondaleta) à direita.

## 3.2 Salinidade

### 3.2.1 Validação dos resultados do modelo *ROMS*

Um sumário estatístico da performance do modelo contendo o coeficiente de correlação ( $r$ ), viés, RMSE e o coeficiente de espalhamento (percentual do erro) é mostrado na Tabela

3.1. Os resultados dos perfis verticais de CTD mostram que as melhores correlações foram próximo ao fundo, apresentando valores máximos de 0,96 (em P5) e valores mínimos de 0,89 (em P1). Já em superfície, as correlações foram máximas nas estações centrais (0,90 em P5) e menores nas estações das extremidades do eixo principal da baía (0,79 em P1 e 0,76 em P7). Observa-se a existência de uma tendência de aumento do RMSE (Tabela 3.1 e Figura 3.7a) em direção à estação P7, sendo maior em superfície (0,22 g/kg em P1 a 0,95 g/kg em P7) do que no fundo (0,16 g/kg em P1 a 0,40 em P7). O percentual de erro comparado à observação (Tabela 3.1) foi máximo na estação P7 em superfície (2,73 %) e mínimo na estação P1 próximo ao fundo (0,44 %). Os resultados dos fundeios (Tabela 3.1) mostraram uma correlação maior ( $r = 0,89$ ) na região central da BTS ( $TS2_S$ ) e menor ( $r = 0,73$ ) na região mais próxima à plataforma (TS1). O RMSE foi maior (menor) em  $TS2_S$  (TS1) com valor de 0,49 g/kg (0,30 g/kg), que representou um erro percentual de 1,35 % (0,9 %).

Tabela 3.1: Sumário estatístico da performance do modelo para os seguintes índices: coeficiente de correlação ( $r$ ), viés, RMSE e scatter index.

<b>Estações Hidrográficas</b>	<b>Correlação (<math>r</math>)</b>	<b>Viés (g/kg)</b>	<b>RMSE (g/kg)</b>	<b>Scatter Index (%)</b>
<b>P1 (sup. / fun.)</b>	0,79 / 0,89	0,06 / 0,01	0,22 / 0,16	0,62 / 0,44
<b>P3 (sup. / fun.)</b>	0,83 / 0,89	0,20 / 0,08	0,40 / 0,26	1,11 / 0,71
<b>P4 (sup. / fun.)</b>	0,89 / 0,93	0,24 / 0,07	0,39 / 0,24	1,12 / 0,67
<b>P5 (sup. / fun.)</b>	0,90 / 0,96	0,22 / -0,06	0,43 / 0,19	1,22 / 0,54
<b>P6 (sup. / fun.)</b>	0,81 / 0,94	0,06 / -0,23	0,64 / 0,36	1,82 / 1,01
<b>P7 (sup. / fun.)</b>	0,76 / 0,94	-0,58 / -0,18	0,95 / 0,40	2,73 / 1,13
<b>TS1</b>	0,73	0,01	0,30	0,9
<b>TS2<sub>B</sub></b>	0,82	0,03	0,37	1,0
<b>TS2<sub>S</sub></b>	0,89	0,17	0,49	1,35

Valores dos erros dos perfis verticais para cada ano hidrológico estão presentes na Tabela 3.2. Em 2013, para todas as estações, os valores do RMSE foram inferiores a 0,75 g/kg (superfície) e 0,38 g/kg (fundo). Já em 2014, os valores do RMSE foram inferiores a 0,85 g/kg (superfície) e a 0,41 g/kg (fundo). O percentual de erro máximo (2,43%) ocorreu em 2014 em P6 (sup.). Nota-se que em 2013 (2014) o modelo subestimou (superestimou) a salinidade (viés de -0,10 g/kg em 2013 e 0,16 g/kg em 2014). Abrangendo todos os perfis verticais, o valor médio total do RMSE elevou-se de 0,27 g/kg em 2013 para 0,40 g/kg em 2014. Também, valores médios dos erros foram calculados para três períodos do ano: verão (Nov-Mar), inverno (Abr-Jul) e intermediário (Set-Out), (em apêndice). A salinidade foi subestimada (-0,22 g/kg) nos períodos de verão e superestimada nos períodos de inverno e intermediário (0,15 g/kg e 0,24 g/kg). Apenas nas estações mais internas (P6 e P7) ocorreu

uma subestimativa durante o inverno, que foi o período com maiores erros (percentual de erro de até de 4,12 %), sendo máximo em P7 (RMSE = 1,43 g/kg) em superfície.

De uma forma geral, observa-se que as tendências das variações interanuais e os ciclos sazonais da salinidade modelada pelo ROMS foram condizentes com as observações (Figura 3.8a), valendo destacar que o modelo representou bem a hipersalinização no verão de 2013 (TS2<sub>S</sub>) (Figura 3.8a), sendo o RMSE para estes meses inferiores a 0,3 g/kg em todas as estações de fundeio. A hipersalinidade também é mostrada por perfis verticais modelados e observados para o mês de abril de 2013 (Figura 3.8b), sendo o RMSE inferior a 0,4 g/kg.

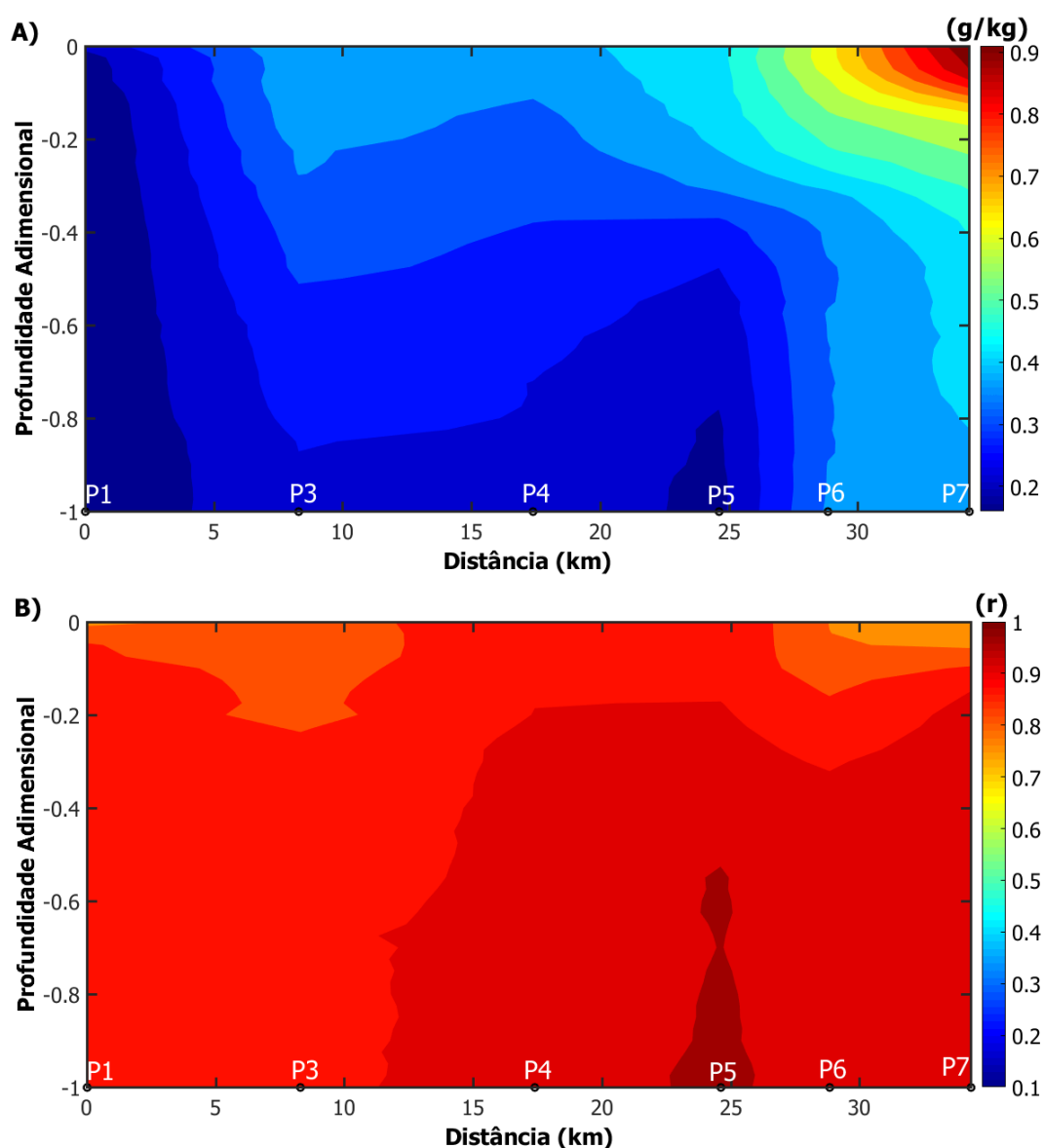


Figura 3.7: Perfil longitudinal dos valores de RMSE (A) e de coeficiente de correlação (B) considerando todas as campanhas de monitoramento de P1 a P7. A distância é referente à P1 (estação CTD mais externa).

Tabela 3.2: Valores médios do viés, RMSE, scatter index na superfície e no fundo para os anos hidrológicos 2013 e 2014 para cada estação CTD. Também, valores médios considerando todos os perfis de todas as campanhas de cada ano (All).

	2013						2014					
	Viés (g/kg)		RMSE (g/kg)		Scatter Index (%)		Viés (g/kg)		RMSE (g/kg)		Scatter Index (%)	
	SUP.	FUN.	SUP.	FUN.	SUP.	FUN.	SUP.	FUN.	SUP.	FUN.	SUP.	FUN.
<b>P1</b>	0.11	-0.07	0.25	0.15	0.68	0.42	0.03	0.02	0.24	0.18	0.66	0.48
<b>P3</b>	0.07	-0.02	0.36	0.29	0.99	0.80	0.31	0.12	0.48	0.26	1.33	0.70
<b>P4</b>	0.09	-0.01	0.21	0.16	0.57	0.43	0.44	0.15	0.63	0.32	1.78	0.90
<b>P5</b>	0.07	-0.08	0.24	0.15	0.64	0.40	0.43	0.06	0.65	0.24	1.83	0.66
<b>P6</b>	-0.08	-0.25	0.41	0.29	1.11	0.79	0.40	-0.15	0.85	0.41	2.43	1.15
<b>P7</b>	-0.67	-0.38	0.72	0.38	1.97	1.04	0.06	0.03	0.71	0.41	2.07	1.17
<b>All</b>	-0.10		0.27		0.73		0.16		0.40		1.12	

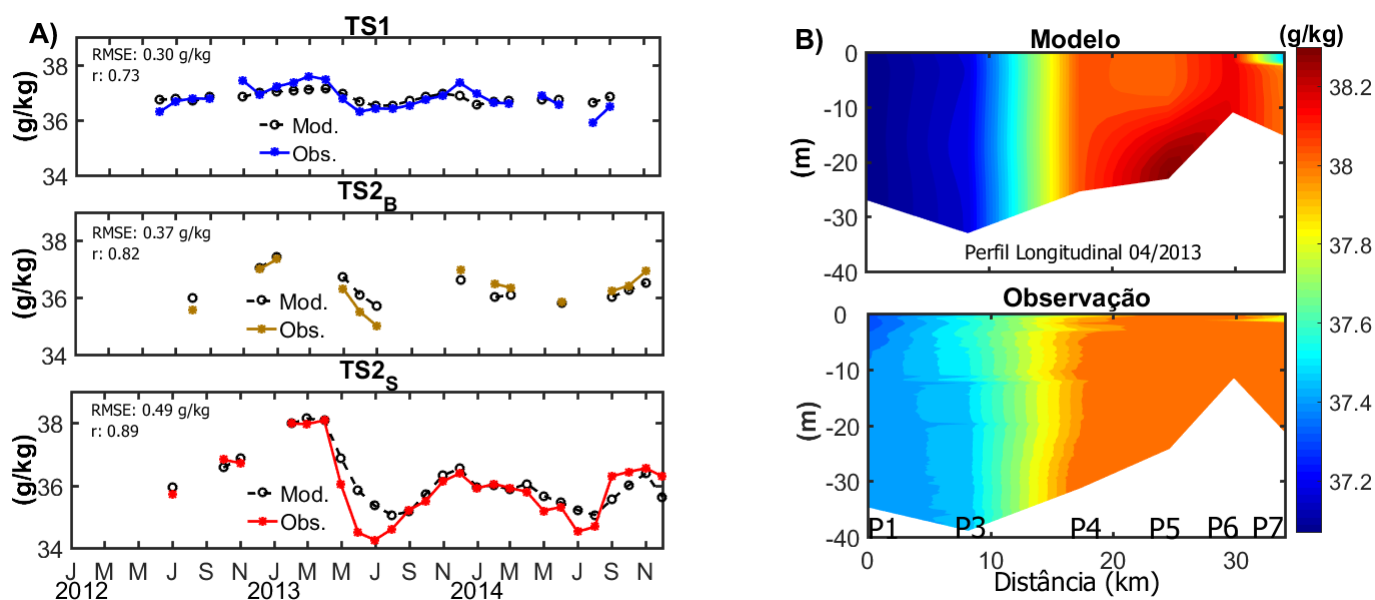


Figura 3.8: A) Médias mensais observadas e modeladas nas estações de fundeios. B) Perfis longitudinais de salinidade modelado e observado para campanha no mês de abril de 2013.

### 3.2.2 Variabilidade espaço-temporal 2008-2014

Autovetores, autovalores e periodograma do primeiro modo EOF para as médias mensais da salinidade da coluna d'água entre 2008 a 2014, são expostos na Figura 3.9. A principal componente explica de 94 % da variabilidade do campo halino. Os autovetores (Figura 3.9b), que foram integralmente positivos, mostram que o principal modo de variabilidade do campo halino ocorreu simultaneamente em toda a baía, porém com a região noroeste (sul/externo) da BTS dotada com maior (menor) amplitude de variação. Os autovalores (Figura 3.9c) mostram que as maiores variações positivas e negativas do campo halino ocorreram no verão de 2013 e no inverno de 2009, respectivamente. O periodograma, (Figura 3.9c) mostra que embora o ciclo sazonal seja o mais importante, a variação interanual mostrou-se presente, com destaque para oscilação de 2,6 anos e de 5,3 anos.

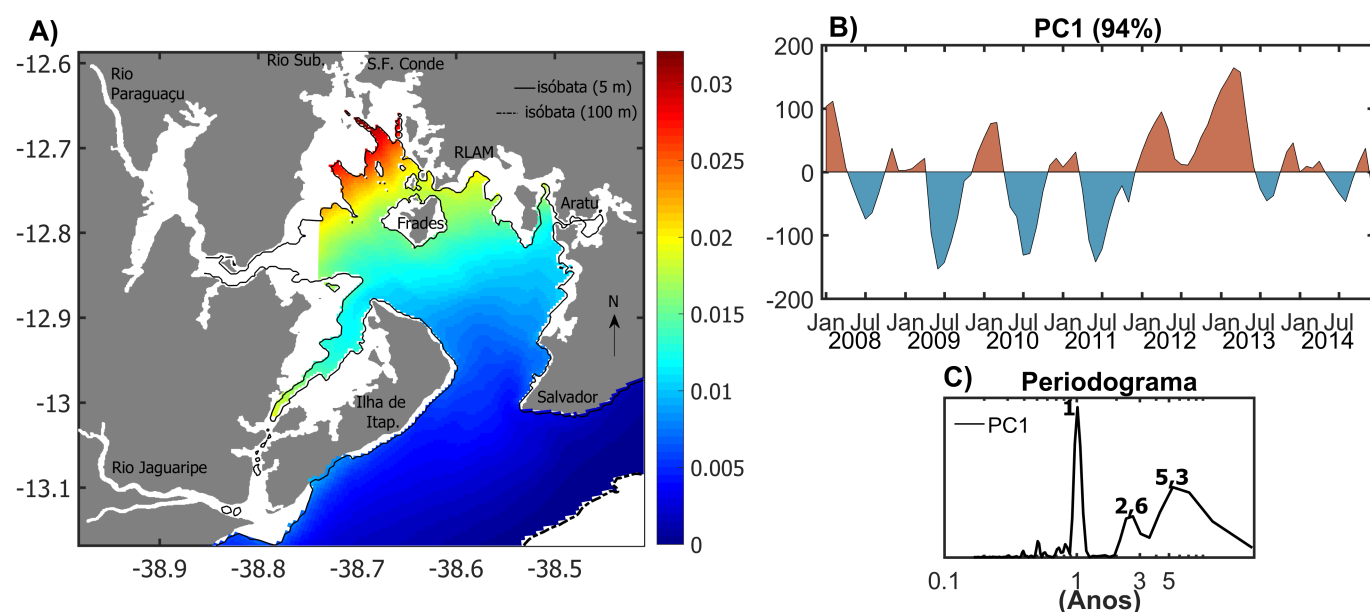


Figura 3.9: A) Autovetores do primeiro modo do EOF representando 94 % da variabilidade do campo de salinidade média mensal da coluna d'água (A), série temporal dos autovalores (B) e periodograma (C) do 1° modo EOF.

O sumário estatístico para cada setor, fornecido por boxplots das médias mensais de salinidade da coluna d'água e estratificação (fundo – superfície) (Figura 3.10) mostra a salinidade média maior em S1 (36,7 g/kg) e menor em S9 (34,8 g/kg), com diferença média de 1,8 g/kg entre estes dois setores (Figura 3.10a). Considerando os setores mais internos (S3 a S9), S5 foi o mais salino (36,1 g/kg). A maior diferença (7,2 g/kg) entre valores

máximos (38,9 g/kg) e mínimos (31,7 g/kg) ocorreu em S9. Observa-se na Figura 3.10a uma tendência de diminuição de salinidade de S1 para S9 acompanhada de aumento da variância de cada setor. A estratificação vertical média, Figura 3.10b, foi maior em S8 (0,35 g/kg), no centro-oeste da BTS, o qual apresentou valor máximo de 2,0 g/kg. Já as demais estações, em média, ficaram abaixo de 0,15 g/kg.

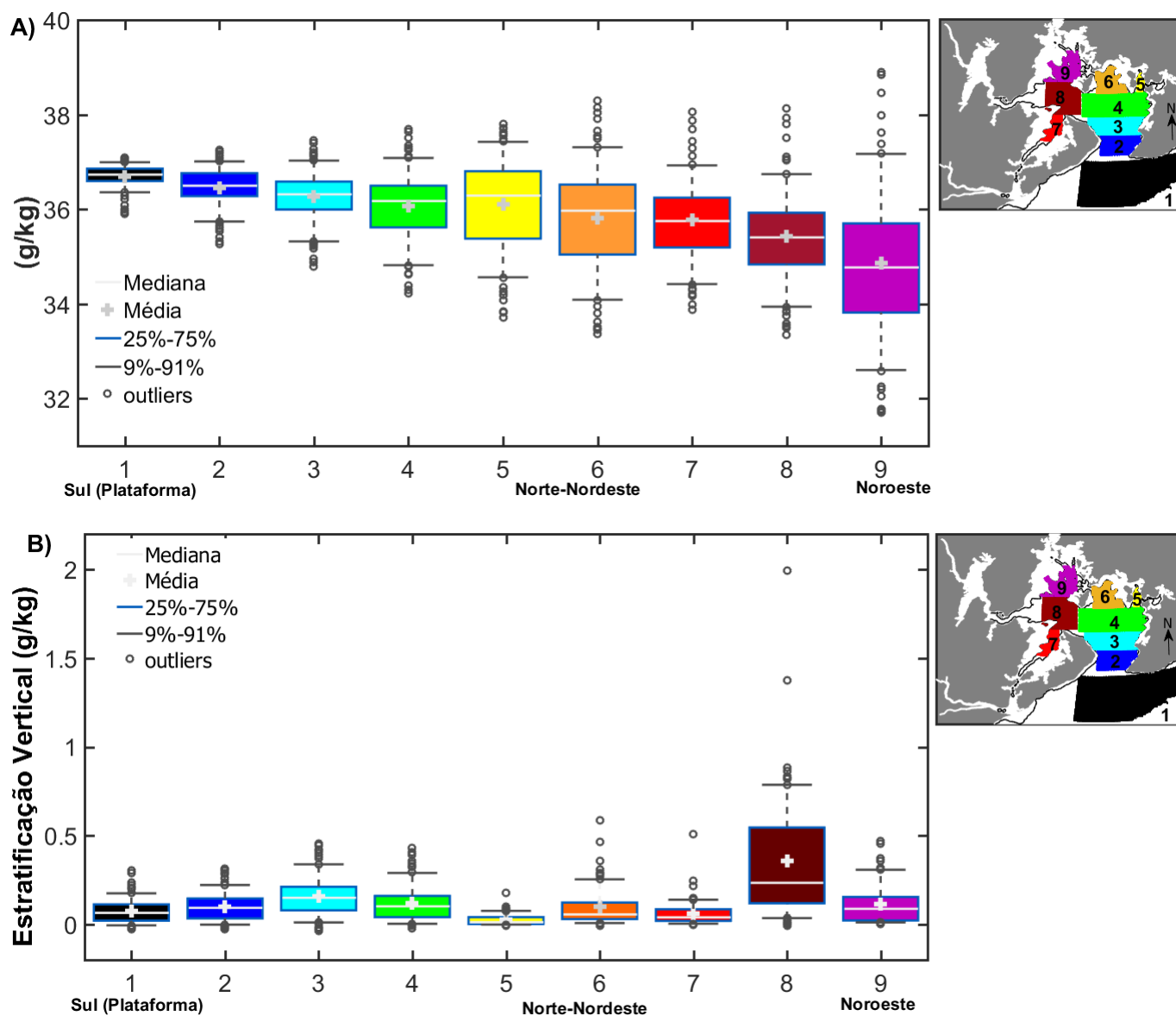


Figura 3.10: Boxplot das médias mensais da coluna d'água (A) e estratificação (B) para o período de 2008 a 2014. Mapa correspondente aos setores à direita

A climatologia da salinidade nos diferentes setores, considerando toda a coluna d'água, é preliminarmente estabelecida com médias mensais totais para todo o período de 2008 a 2014 (Figura 3.11). O local da BTS com maiores valores de salinidade média é o setor S5 que

alcança 37,0 g/kg ao final do ano hidrológico (de janeiro a março) (Figura 3.11a). Já o setor com os menores valores de salinidade é o S9, com média de 33,2 g/kg entre julho e agosto. O maior gradiente longitudinal de salinidade média tende a ocorrer entre julho e agosto, e o menor em março (Figura 3.11a). Diferenças máxima e mínima entre S1 e S9 foram de 3,3 g/kg (julho e agosto) e de 0,48 g/kg (março). Entre os meses de janeiro e março, a região nordeste da BTS (S5 e S6) tendeu a ser mais salina do que a plataforma (S1), com diferença (S5-S1) de até 0,25 g/kg. A estratificação vertical média mensal, Figura 3.11b, foi máxima (0,57 g/kg) no mês de dezembro em S8 e manteve-se abaixo de 0,15 g/kg para todos os demais setores para o período de janeiro a abril. O período de maio a setembro foi caracterizado por maiores estratificações verticais (< 0,25 g/kg) para todos os setores, com exceção de S8.

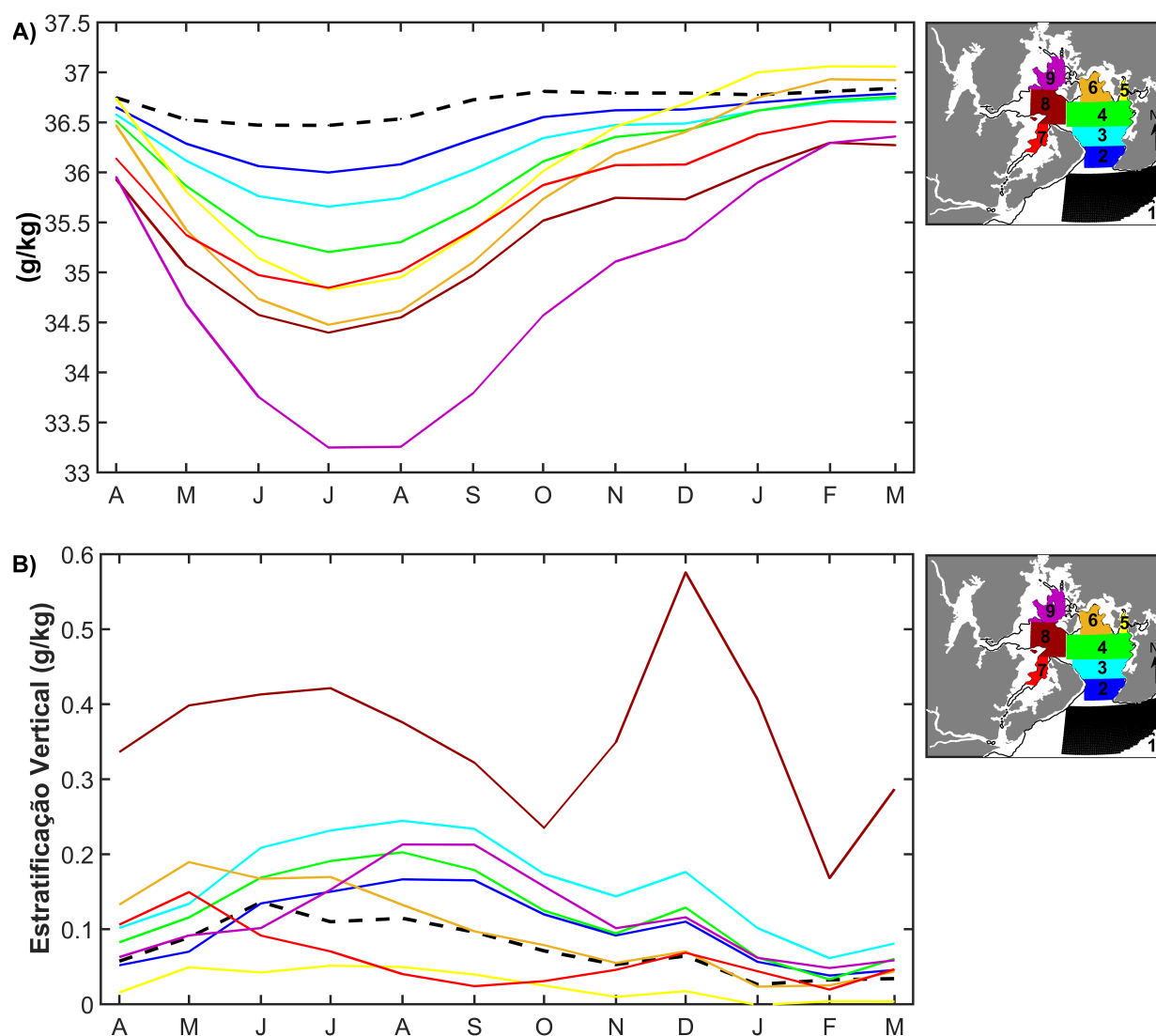


Figura 3.11: Média total mensal (2008-2014) para salinidade média da coluna d'água (A) e para estratificação vertical (B) para cada setor. Mapa correspondente aos setores à direita.

A salinidade média considerando-se todos os setores internos da BTS (Sal-BTS) foi sempre inferior à da plataforma, com exceção dos verões de 2008, 2012 e 2013 (Figura 3.12a). Valores máximos de salinidade média na baía (37,9 g/kg) e na plataforma (37,1 g/kg) ocorreram no final do verão de 2013, respectivamente entre março e abril. Os valores mínimos ocorreram em junho de 2009, tanto dentro da baía (33,8 g/kg) como na plataforma (35,9 g/kg). A maior diferença de salinidade entre a plataforma (S1) e a baía foi de 2,3 g/kg em julho de 2010, sendo que valores superiores a 2,0 g/kg também ocorreram no inverno de 2009 e 2011. O maior evento de hipersalinidade registrado em 2013 causou uma diferença de salinidade de -0,9 g/kg. Entretanto, analisando as médias mensais de cada setor separadamente na Figura 3.12b, observa-se que a hipersalinidade em S5 (S6) ocorreu em seis (quatro) dos sete anos de experimento: 2008, 2010, 2011, 2012, 2013 e 2014 (2008, 2010, 2012 e 2013). A hipersalinidade foi comum para todos os setores internos à BTS nos verões de 2008 e de 2013. Os resultados da estratificação vertical para cada setor (Figura 3.12c) mostram que entre fevereiro de 2012 e abril de 2013 ocorreu nítida diminuição da estratificação para todos os setores, com valores inferiores a 0,1 g/kg para todo o período. Os invernos de 2009 a 2011, com maiores diferenças positivas de salinidade entre a plataforma e baía, apresentaram maiores valores de estratificação para todas as estações. Valores máximos no inverno de 2009 foram de até 0,9 g/kg no setor S8. Já os valores máximos no verão ocorreram em dezembro de 2014 para todos os setores (2,0 g/kg em S8 e < 0,4 g/kg para demais estações), com exceção de S5.

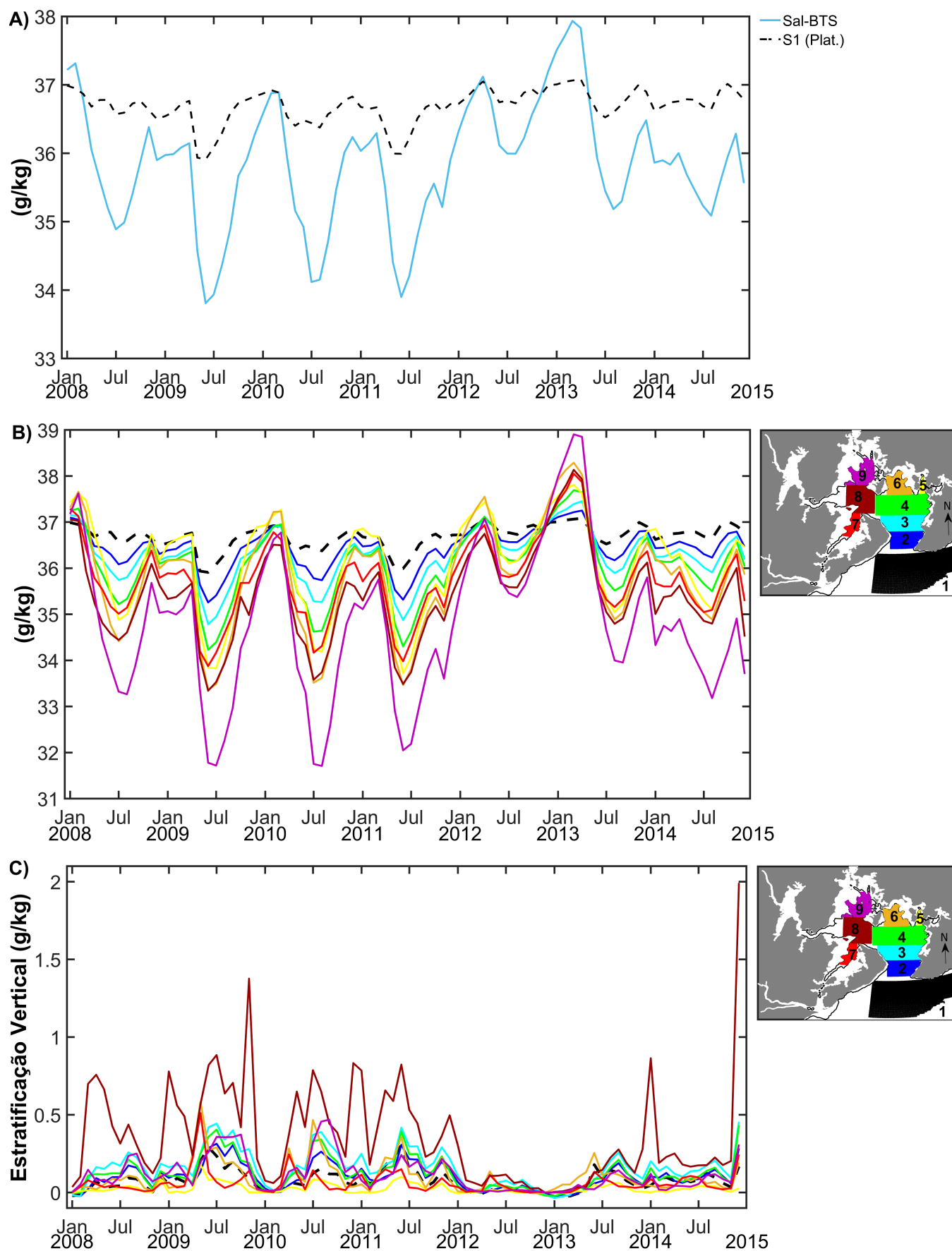


Figura 3.12: Médias mensais (2008-2014) para a salinidade média da BTS (A), de cada setor (B) e para estratificação vertical (C) (fun. – sup.). Mapa correspondente aos setores à direita.

### 3.2.3 Salinidade Pretérita

A Tabela 3.3 mostra os resultados da validação do modelo de múltipla regressão para  $Sal - BTS_{SUP}$  e  $TS2_S$ . Os valores de RMSE, índice de espalhamento (percentual do erro) e coeficiente de correlação foram, respectivamente, de 0,55 g/kg, 1,5 % e 0,76 para  $Sal - BTS_{SUP}$  e 0,46 g/kg, 1,2 % e 0,83 para  $TS2_S$ .

Tabela 3.3: Valores médios, RMSE, índice de espalhamento (Scatter Index) e coeficiente de correlação dos resultados do modelo polinomial para  $Sal - BTS_{SUP}$  e  $TS2_S$ .

	Médias (g/kg)		RMSE (g/kg)	Scatter Index (%)	Correlação (r)
<b>Sal-BTS<sub>SUP</sub></b>	35,80 (ROMS)	35,81 (Polinômio)	0,55	1,53	0,76
<b>TS2<sub>S</sub></b>	36,06 (OBS)	36,05 (Polinômio)	0,46	1,27	0,83

A salinidade média sazonal de  $Sal - BTS_{SUP}$  e  $TS2_S$  calculadas para o período de 1963 a 2017 são apresentadas na Figura 3.13. Valores máximos e mínimos para  $Sal - BTS_{SUP}$  (Figura 3.13a) foram de 37,2 g/kg (verão de 2013) e 33,8 g/kg (inverno de 2001). Médias de salinidade superiores à média da plataforma para o verão ( $S1=36,8$  g/kg) ocorreram em quatro verões, associados aos anos de 2003, 2006, 2010 e 2013. Uma tendência temporal estatisticamente significativa indica um aumento de 0,12 g/kg por década na metade superior da coluna d'água da BTS. Os cálculos indicam que para a estação  $TS2_S$  (Figura 3.13b) os valores máximos e mínimos foram de 37,4 g/kg (verão de 2013) e 29,9 g/kg (verão de 1964), e que eventos de hipersalinidade nesta estação ocorreram em 17 verões, nos anos de 1987, 1993, 1994, 1995, 1996, 1998, 2002, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008, 2010, 2012, 2013, 2016 e 2017. Novamente, ocorre uma tendência estatisticamente significativa de aumento de salinidade, no local da estação, de 0,25 g/kg por década próximo à superfície.

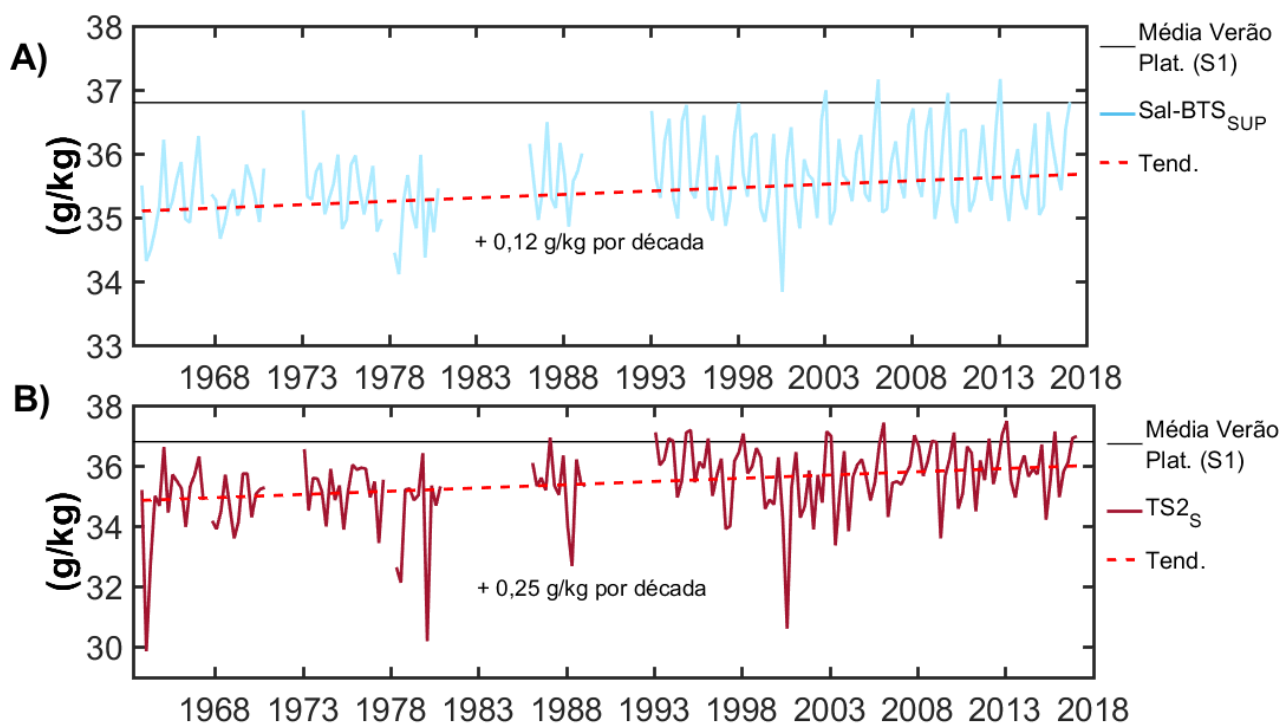


Figura 3.13: Variação da salinidade média sazonal calculada por modelo de múltipla regressão para o período de 1963 a 2017 para  $Sal - BTS_{SUP}$  (A) e  $TS2_S$  (B). A linha preta horizontal representa valor médio (36,8 g/kg) para o verão em S1 (plataforma), enquanto que a linha vermelha representa a tendência temporal identificada por Mann-Kendall e Sen's Slope.

# 4

## Discussões

As análises temporais de vazões dos principais rios e da precipitação regional mostram que o aporte de água doce para a BTS nas últimas 5-6 décadas é de tendências significativamente negativas pelos métodos estatísticos de Mann-Kendall e Sen's Slope (Tabela 4.1). Considerando as médias climatológicas atuais (1988 a 2017) para as vazões dos rios Paraguaçu ( $67,5 \text{ m}^3/\text{s}$  - afluente à represa de Pedra do Cavalo), Jaguaripe ( $6,6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e Subaé ( $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ ), e suas respectivas taxas de redução (Tabela 4.1), as reduções médias totais foram de  $42 \text{ m}^3/\text{s}$  (62 % da climatologia) no rio Paraguaçu,  $4,8 \text{ m}^3/\text{s}$  no rio Jaguaripe (72 % da climatologia) e  $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$  no rio Subaé (24 % da climatologia). A taxa de redução da vazão defluente da Paraguaçu defluente à represa, no rio Paraguaçu, foi de 43% de seu valor climatológico de  $52,7 \text{ m}^3/\text{s}$ . Já as taxas totais de reduções da precipitação acumulada anual (Tabela 4.1) desde a década de 60 para Salvador, Cruz das Almas e Feira de Santana foram de, respectivamente, 443 mm (24,3 % da climatologia), 324 mm (28,7 % da climatologia), e 340 mm (50,4 % da climatologia).

Tendências temporais de vazões de rios e precipitação foram identificadas em diversas regiões do globo (Pekárová *et al.*, 2003; Dai *et al.*, 2009; Hartmann *et al.*, 2013). Dai *et al.* (2009) montou um conjunto de dados de 925 estações nos maiores rios globais, totalizando um monitoramento de 80 % das áreas terrestres de drenagem oceânica global e 73 % do escoamento continental. Eles identificaram que as descargas para cerca de um terço dos 200 maiores rios (incluindo Amazônia, Congo, Mississippi, Yenisey, Paraná, Ganges, Colômbia, Uruguai e Níger) mostram tendências estatisticamente significativas entre 1948 a 2004, com 45 rios tendo tendências negativas e 19 rios com tendências positivas. Segundo os autores,

diminuições das vazões acompanhadas por diminuição da precipitação regional ocorre em regiões de baixas a médias latitudes, como o rio Amarelo no norte da China desde a década de 60 (Piao *et al.*, 2010) e os rios tropicais nigerianos (Umar *et al.*, 2018), estes últimos com taxas de redução da vazão média anual de  $5,9 \text{ m}^3/\text{s}$  por década para o período de 1980 a 2015. Este valor é similar à taxa de redução das vazões médias do rio Paraguai (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Sumário da análise de tendências por Mann-Kendall e Sen's Slope para os valores anuais de vazões dos rios, precipitação, aporte hídrico total para a BTS, temperatura média do ar e salinidade superficial média (sazonal) da BTS.

	Climatologia (1988-2017)		Tendência signif. (95%)		Taxa por década		Total (Taxa x n° de décadas de obs.)		Percentual de alteração (Total / Climat.)	
Rio Paraguai ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) (aflu.   def.)	67,5	52,7	-	-	6,0	7,6	42,0	22,8	62 %	43 %
Rio Jaguaribe ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	6,6		-		0,7		4,8		72,5 %	
Rio Subaé ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	2,5		-		0,2		0,6		24 %	
SSA (mm)	1822,7		-		88,6		443		24,3 %	
CRZ (mm)	1127,2		-		64,9		324		28,7 %	
FS (mm)	675,1		-		68,1		340		50,4 %	
Aporte Híd. Total <sub>BTS</sub> ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	173,4		-		20,0		100		57,6 %	
SSA (°C)	25,6		+		0,10		0,5		1,9 %	
CRZ (°C)	24,0		+		0,10		0,5		2,0 %	
FS (°C)	24,5		+		0,20		1,0		4,0 %	
AL (°C)	24,6		+		0,20		1,0		4,0 %	
Sal-BTS <sub>SUP</sub> (g/kg)	35,7		+		0,12		0,6		1,6 %	
TS2 <sub>S</sub> (g/kg)	35,7		+		0,25		1,25		3,5 %	

Hartmann *et al.* (2013), a partir de um compilado de dados de modelos climáticos globais para o período de 1951 a 2010, mostrou que existe tendências de diminuição dos totais anuais de precipitação com taxas de até 100 mm por década para regiões entre 30° S a 30° N, sendo o valor médio global igual -4,1 mm por década. Os resultados destes autores indicam uma taxa de redução de 25 mm por década para a região que incorpora o Recôncavo, o que é pelo menos 50 % inferior às taxas aqui calculadas em SSA, CRZ e FS. Haylock *et al.* (2006), a partir de dados observados entre 1961 a 2000, mostrou que tendências negativas de precipitação na costa leste do Brasil é mais intensa em regiões de latitudes entre 0° a 15° S. Genz e Tanajura (2012), analisando dados de vazões de rios e precipitação na região da Costa das Baleias (19° S - extremo sul da Bahia), também identificaram tendências negativas para

ambas as variáveis considerando o intervalo entre 1970 e 2010. Coincidentemente, Hartmann *et al.* (2013) mostraram uma tendência significativa de redução da concentração de umidade do ar no setor sul do Nordeste para o intervalo de 1973 a 2012, correlacionável à redução do volume anual de chuvas na região.

As análises da variabilidade das vazões fluviais e precipitação regional por transformadas de ondaletas mostram que existem ciclos com períodos decenais que influenciam o aporte hídrico da BTS (Figura 3.6). Estes ciclos foram melhor marcados nas vazões do rio Paraguaçu e na precipitação em Cruz das Almas, apesar de neste último haver maior concentração na região fora do cone de influência da ondaleta. Este período de oscilação é comum para descargas de rios, tanto em escalas continentais como mostra Pekárová *et al.* (2003), como escalas regionais no Brasil (Genz e Tanajura, 2012; Pedron *et al.*, 2017) e em outras regiões do globo (Pomposi *et al.*, 2015; Johnson *et al.*, 2018; Stephan *et al.*, 2019). Todos estes autores relatam relações entre a variabilidade decenal do aporte de água fluvial e atmosférico com modos de variabilidades decenais de TSM em diferentes bacias oceânicas. Genz e Tanajura (2012) observaram significativas correlações entre as vazões fluviais e precipitação com as anomalias de TSM do Oceano Pacífico equatorial e central (Niño 3.4) e do Oceano Atlântico tropical-sul (ATS). A oscilação decenal de TSM do oceano Pacífico Equatorial explicou 93 % (77%) da variabilidade decenal das descargas de rios (precipitação), enquanto que a variabilidade na bacia do Atlântico Sul tropical explicou 85 % (69 %), respectivamente. Assim sendo, os ciclos decenais do aporte hídrico para a BTS podem estar relacionados com a composição de ciclos decenais de TSM do Oceano Atlântico e Pacífico.

Ciclos interanuais são mais expressivos nos rios Jaguaripe e Subaé e estão presentes também na precipitação regional da BTS. Cavalcanti (2015) e Rodrigues e McPhaden (2014) apontam que variações interanuais na precipitação do Nordeste do Brasil são casualmente moduladas pela combinação entre anomalias de TSM na região tropical do Pacífico e do Atlântico. Anos úmidos para o Nordeste foram relacionados com a combinação entre anomalias negativas de TSM no Oceano Pacífico tropical (eventos de La-Niña), anomalias positivas (negativas) de TSM no Oceano Atlântico sul (norte), e vice-versa para anos secos.

As anomalias de TSM na bacia do Atlântico tropical-sul são moduladas principalmente pelo Modo Meridional do Atlântico (AMM - Chiang e Viamont, 2004) e pelo Dipolo do Atlântico Sul (SOAD - Nhamchi *et al.*, 2012), ambos com forte modulação interanual e decenal. Chiang e Viamont (2004) mostraram que a fase positiva (negativa) do AMM é marcada por anomalias positivas (negativas) de TSM no Atlântico tropical-norte e anomalias negativas (positivas) Atlântico tropical-sul. O vento de superfície flui da bacia fria para a bacia quente, fortalecendo (enfraquecendo) os ventos alísios da bacia fria (quente). Con-

sequentemente, a ZCIT é deslocada para o Hemisfério Norte (Sul) durante a fase positiva (negativa) prejudicando (beneficiando) a precipitação do Nordeste do Brasil. Já o Dipolo do Atlântico Sul é um modo particular do Atlântico Sul que tem uma fase positiva (negativa) caracterizada por um aquecimento (resfriamento) das águas superficiais ao longo da costa da África Equatorial associadas ao resfriamento (aquecimento) simultâneo de magnitude similar ao longo da costa sul brasileira, uruguaia e norte argentina (Nnamchi *et al.*, 2011). De acordo com Nnamchi *et al.* (2012), a fase negativa (positiva) favorece (desfavorece) uma maior concentração de umidade no litoral nordestino. Assim, o aporte de água doce para o Recôncavo potencialmente é atenuada ou intensificada por variações de larga-escala de TSM nas bacias do Atlântico e do Pacífico.

Os resultados das séries de temperatura média do ar no Recôncavo (Salvador, Cruz das Almas, Feira de Santana e Alagoinhas) mostram a existência de tendência temporal significativa positiva na região (Figura 3.4). A taxa de aumento regional, considerando as quatro estações de monitoramento (Tabela 4.1), foi de 0,15 °C por década, com acréscimo médio total de 0,75 °C. Esta taxa aproxima-se do valor de 0,16 °C por década (1901-2012) para o setor sul do Nordeste mostrado por Hartmann *et al.* (2013), com base em compilado de dados globais observacionais e modelados (GISS Surface Temperature Analysis). Ainda, Genz e Tanajura (2012) identificaram um aumento significativo da temperatura do ar com taxa de 0,21 °C por década (1949 – 2010) para a região de Caravelas (extremo sul do Nordeste), sendo similar às taxas das regiões mais interiorizadas à BTS (Feira de Santana e Alagoinhas). Um acréscimo de 1,6 °C (0,33 °C por década) das médias das temperaturas máximas do ar nas últimas cinco décadas foi identificado para o verão (Figura 3.5b) em Salvador. Observou-se também um aumento da amplitude térmica anual a partir do final da década de 90 em Salvador (Figura 3.5a) e em Feira de Santana. Hartmann *et al.* (2013) apontam que a maioria das regiões do globo apresentam uma maior tendência positiva da temperatura mínima do ar comparada com a temperatura máxima, com exceção em algumas regiões na América do Norte e na América do Sul. O autor não explicita que regiões seriam estas, mas talvez resida aqui uma possível explicação para a tendência não significativa da temperatura mínima do ar em Salvador (-0,04 °C por década).

De acordo com as tendências temporais estatisticamente significativas da temperatura do ar e do aporte hídrico total para a BTS, observadas nas últimas seis décadas, é notável a tendência de aridificação regional a qual gerou um decréscimo total das médias anuais do aporte de água doce para a baía em 100  $m^3/s$ , que corresponde a 57,6 % da climatologia atual (1988-2017 - 173,4  $m^3/s$ ), acompanhado de um acréscimo médio de 0,75 °C da temperatura média do ar regional (Tabela 4.1). Assim, seria esperado um aumento da salinidade da BTS nas últimas décadas.

O período de 2008 a 2014, objeto da simulação numérica do campo halino da BTS e da plataforma (Figura 4.1), incorporou estações climáticas muito secas e quentes (ano hidrológico de 2013 e verão de 2008 e 2010) e estações relativamente mais úmidas (ano hidrológico de 2010 e 2011). Elevada anomalia negativa do aporte hídrico associada à anomalia positiva da temperatura do ar proporcionaram processos de hipersalinização da BTS, com maior intensidade no verão de 2013. Neste verão, a BTS tornou-se, em média, 0,7 g/kg mais salina do que a plataforma adjacente (37,0 g/kg) e mais homogênea (valores de estratificação vertical próximo à zero). Ainda, comparado aos demais anos, a contínua aridez do ano de 2013 ocasionou o mais extenso período de menores diferenças entre a BTS e a plataforma e de homogeneização da coluna d'água da baía. No final do verão de 2013, o modelo apresentou médias diárias (não mostrado) com valores próximos a 40 g/kg no setor noroeste da baía (S9), aproximando-se das observações de 39,3 g/kg na região central da baía ( $TS2_S$ ) para o mesmo período, conforme Lessa *et al.* (2019). Situação climática em comum, porém com magnitude inferior, proporcionou também a hipersalinização da BTS no verão de 2008 e de forma parcial (nordeste da BTS – S5 e S6) nos verões de 2010 e 2012 (ver Figura 3.12b). Em contrapartida, o período relativamente mais úmido (ano hidrológico de 2010) proporcionou uma maior diferença média de salinidade entre a BTS e a plataforma (2,0 g/kg), uma maior amplitude média sazonal na baía (2,4 g/kg), que internamente oscilou entre 5,0 g/kg (noroeste) e 1,6 g/kg (Canal de Salvador), e uma maior estratificação vertical média da baía (0,3 g/kg). Os baixos valores reportados da estratificação vertical da BTS e de diferença halina entre a baía e a plataforma acordam com a classificação da BTS como bem-misturado, como descrito por Cirano e Lessa (2007). Observa-se que o clima regional mais árido proporciona uma maior homogeneização da salinidade na BTS, com menores amplitudes médias sazonais do corpo central da BTS e menores gradientes de salinidade entre a BTS e a plataforma oceânica externa.

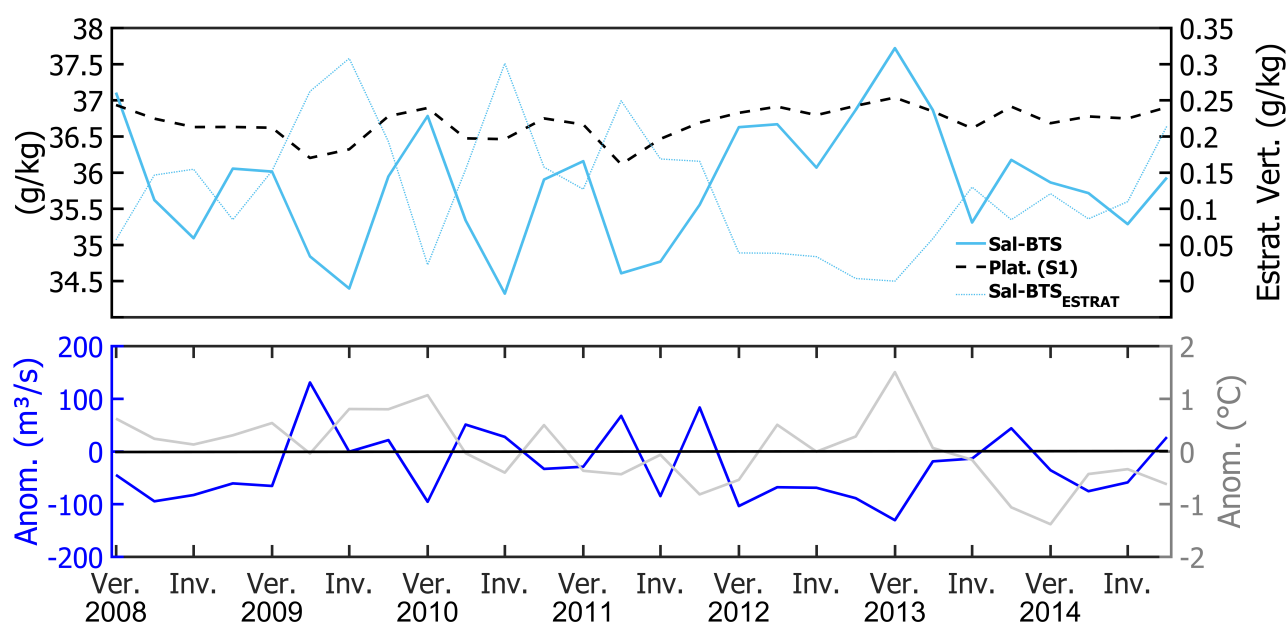


Figura 4.1: Médias sazonais da salinidade média da BTS, da plataforma (setor 1), da estratificação vertical média da BTS e anomalias sazonais do aporte hídrico total e da temperatura máxima média do ar em SSA, com base na climatologia de 1988-2017.

Os resultados da modelagem sugerem que o processo de hipersalinização no verão é comum para a região nordeste (S5 e S6) da BTS (ver Figura 3.11a e Figura 3.12b), que pode ser considerada como um ponto estratégico de monitoramento para identificação prévia de um processo de hipersalinização de toda a baía. Isso ocorre, pois estes são rasos (maior potencial de aquecimento) e mais distantes dos principais rios (Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé). A Figura 4.2 ilustra o processo de desenvolvimento da hipersalinidade na BTS em 2013. Nota-se que a hipersalinidade inicia-se em novembro na região nordeste da BTS (Figura 4.2), e também ao sul do Canal de Itaparica, e se propaga nos meses seguintes para noroeste e para o Canal de Salvador, tendo o final do verão se expandido até a plataforma interna vizinha à baía. A propagação deste processo pela baía, como também ocorreu nos verões de 2008 e 2013, depende principalmente de baixas descargas do rio Paraguaçu, que ocorrem no início do verão, e do retardo da estação chuvosa, que começa no mês de abril, conforme Lessa *et al.* (2019). Já a intensidade do processo de hipersalinização depende da magnitude das anomalias negativas (positivas) do aporte hídrico (temperatura do ar), como exposto na Figura 4.1.

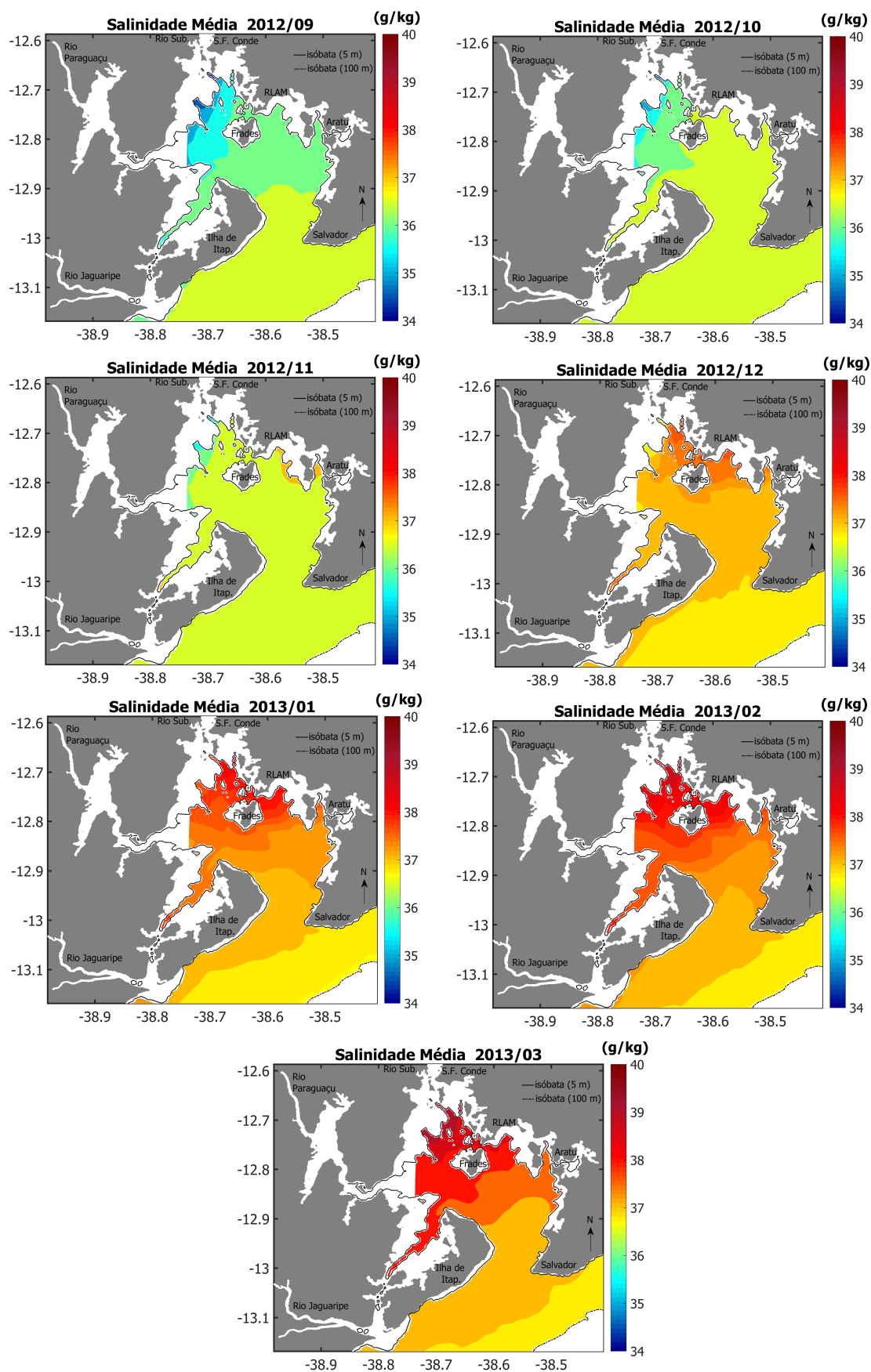


Figura 4.2: Desenvolvimento do processo de hipersalinização na BTS, com base em médias mensais do campo de salinidade.

O campo de salinidade da BTS como um todo é afetado pelas altas descargas do rio Paraguaçu. Lessa *et al.* (2019) mostraram que a salinidade média na estação central  $TS2_S$  (Figura 1.1) é afetada pelas descargas, e os resultados do modelo mostraram que neste mesmo período a salinidade oscilou entre 20 a 35 g/kg nos setores S7, S8 e S9, o que até então não havia sido documentado. Entretanto, as descargas do rio Paraguaçu afluentes à represa de Pedra do Cavalo estão cada vez menores, assim como ocorre com a frequência de cheias (Figura 3.1a e Tabela 4.1). Isto vem permitindo uma maior intrusão salina na desembocadura do Paraguaçu ao longo do tempo, com valores já observados acima de 37,0 g/kg (verão de 2013) no Canal de São Roque, descritos por Lessa *et al.* (2019). Recentes trabalhos mostram grande importância do aporte hídrico para a dinâmica de circulação e renovação de águas da BTS. Santana *et al.* (2018), através de modelagem hidrodinâmica de um ano climatológico da BTS com o ROMS, realizou diferentes experimentos analisando separadamente o efeito da maré, e a combinação progressiva desta com o vento, o aporte hídrico e o balanço de calor. Os autores mostraram que o fluxo de água doce e de calor geram uma diminuição do tempo de descarga da baía em mais de 190 dias como resultado do desenvolvimento da circulação gravitacional advinda dos gradientes horizontais de salinidade (densidade) gerados. Aguiar *et al.* (2019), utilizando saídas deste mesmo modelo ROMS aqui utilizado, mostraram que a circulação gravitacional com velocidades de até 0,2 m/s são importantes para processos de troca com a plataforma. Segundo os autores, em períodos em que a baía se torna mais salgada, o gradiente horizontal de salinidade atenua-se e a circulação gravitacional pode se tornar inexistente ou muito fraca. Com isto, a advecção do material particulado em suspensão (orgânico e inorgânico) e as trocas com a plataforma adjacente ficam comprometidas dentro da BTS. A Figura 4.3 mostra as médias do campo halino para os extremos da estação seca nos anos de 2008 e 2013, e as estações mais chuvosas em 2010 e 2011.

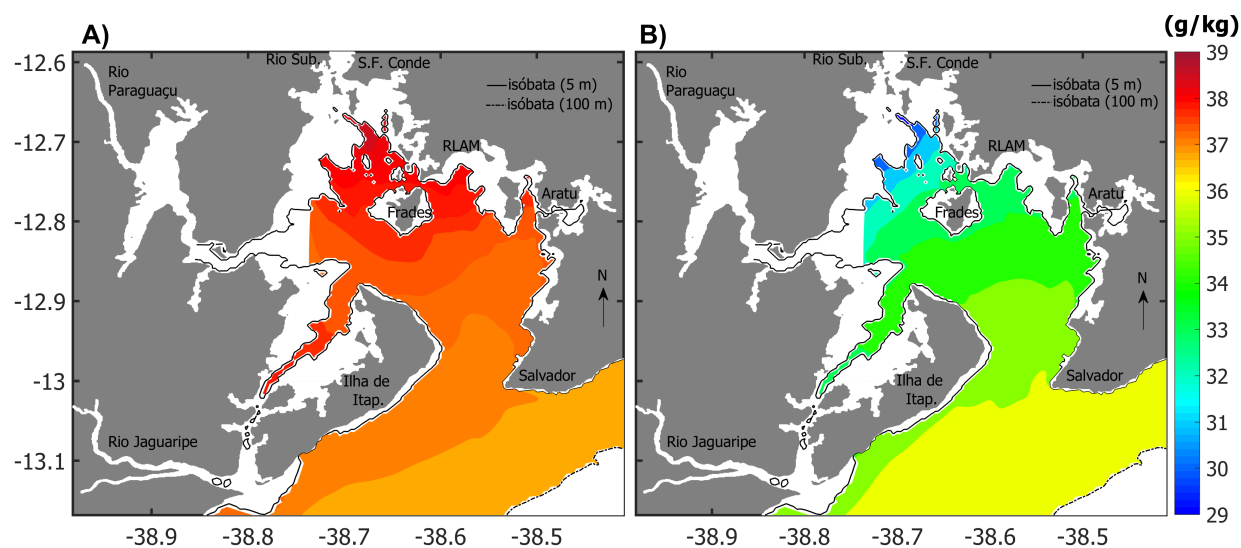


Figura 4.3: Média vertical do campo de salinidade para os verões de 2008 e 2013 (A) e os invernos de 2010 e 2011 (B). Foram considerados anos hidrológicos.

A hipersalinização em sistemas estuarinos pode gerar uma inversão da circulação gravitacional com a alteração do sentido do gradiente de densidade do ambiente (Valle-Levinson, 2010; Cabrera *et al.*, 2014). Lessa *et al.* (2019), com base em dados observacionais (Figura 4.4), mostraram que no final do verão de 2013 existiu uma inversão do gradiente de salinidade e densidade, que orientaram-se de fora para dentro da baía. Segundo os autores, o resfriamento das águas, em resposta a diminuição da insolação no mês de abril, fez com que as águas hipersalinas da BTS se tornassem mais densas que as da plataforma continental, o que certamente gerou uma inversão da circulação gravitacional. Infelizmente, a inexistência de registros do campo de velocidade neste período não permitiu a documentação do câmbio hidrodinâmico.

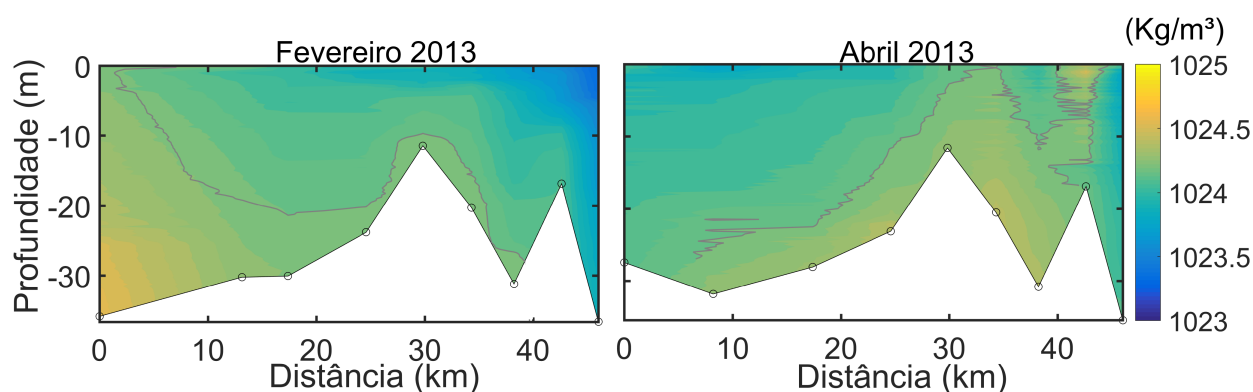


Figura 4.4: Perfis longitudinais de densidade por CTD ao longo do canal principal da BTS (Canal de Salvador – Canal de São Roque do Paraguaçu). Distância zero é referente à estação P1 (entrada da baía). A linha cinza representa a isopical de  $1024,2 \text{ kg/m}^3$ . Adaptado de Lessa *et al.* (2019).

Os resultados dos polinômios utilizados para calcular a salinidade (Tabela 3) de superfície da BTS e a salinidade de um ponto superficial da região central da baía ( $TS_2S$ ) mostram tendências consistentemente positivas, e estatisticamente significativas, desde a década de 60 (Figura 3.13 e Tabela 4.1). A taxa de aumento das concentrações de sal para a superfície da baía foi de 0,12 g/kg por década, e de 0,25 g/kg por década para o ponto da região central da baía (Tabela 4.1). Isso corresponde, respectivamente, a um acréscimo de 0,6 g/kg (1,6 % da climatologia atual) e 1,25 g/kg (3,5 % da climatologia atual) ao longo das últimas décadas. As maiores (menores) taxas estão associadas às regiões mais próximas (distantes) do rio Paraguaçu que, conforme a climatologia atual (Tabela 4.1), é responsável por 30 % do aporte hídrico total à BTS e o rio que apresentou a maior taxa de redução das vazões anuais nas últimas 6 décadas.

O evento de hipersalinidade registrado na BTS no árido ano de 2013 não foi o primeiro a ocorrer na baía, porém foi o mais intenso desde 1963 (Figura 3.13). Os dois modelos polinomiais empregados para investigar a salinidade média pretérita da BTS sugerem a ocorrência de eventos de hipersalinidade nos verões de 2003, 2006, 2010 e 2013. O modelo polinomial para a salinidade superficial não registrou o verão do ano de 2008, que foi hipersalino conforme os resultados do ROMS (Figura 3.13 e Figura 3.12a,b). Entretanto, o modelo polinomial para o ponto superficial central da baía identificou um número bem maior de verões hipersalinos, incluindo o ano de 2008 (Figura 3.12b e Figura 3.13), e sugere que os eventos de hipersalinidade se iniciaram na década de 90. Eventos de hipersalinidade não necessariamente estabelecem circulação estuarina inversa. As altas temperaturas da água no verão contribuem para atenuar o impacto do aumento da salinidade na densidade da água, de modo que ocorre uma manutenção do gradiente de densidade direcionado para fora da baía, conforme Lessa *et al.* (2019). Entretanto, quando esta manutenção é desequilibrada a partir do resfriamento da água, uma situação hidrológica conhecida como “rolha de densidade” pode se estabelecer no centro do sistema estuarino (ver Figura 4.4). Segundo Lessa *et al.* (2019), a massa d’água mais densa na região central do ambiente proporciona duas células opostas de circulação gravitacional estuarina: i) circulação positiva (tradicional) à montante da “rolha de densidade” e ii) circulação negativa (inversa) à jusante da “rolha de densidade”. Assim, é estabelecida uma zona de divergência da circulação gravitacional dentro do estuário, interrompendo as trocas de material entre o segmento estuarino mais interno e a zona costeira externa à região de divergência. Isto pode impactar na qualidade da água das regiões mais internas. Na BTS, por exemplo, conforme a Figura 4.4, um sistema de represamento onde a água superficial escoada do Canal de São Roque, que drena a Baía de Iguape e rio Paraguaçu (Figura 1.1), retorna para a montante pelo fundo. Situações como essa são potencialmente negativas do ponto de vista ambiental, pois engrandece o tempo

de residência de um eventual poluente. A “rolha de densidade” é um processo ainda pouco documentado na literatura e foi descrito primeiramente por Wolansky (1986) no norte da Austrália. Outros autores também já descrevem este processo (Valle-Levinson e Bosley, 2003 – Honduras; Cabrera *et al.*, 2014 – Filipinas).

Diferentes análises em sistemas estuarinos salientam impactos na composição da biota aquática com a variabilidade sazonal e interanual da salinidade do ambiente (Nche-Fambo *et al.*, 2015; Kumar *et al.*, 2015; Barroso *et al.*, 2018; Lessa *et al.*, 2018a), que é reflexo do balanço hídrico regional. Lessa *et al.* (2018a) investigaram a variabilidade das comunidades plânctônicas da BTS para o período entre 2012 a 2014 ao longo de quatro estações de monitoramento bimensal (P1, P4, P7 e P10 - ver Figura 1.1). Neste intervalo de tempo, como discutido anteriormente na Figura 4.1, a BTS apresentou anos com cenários climáticos opostos: um ano intensamente árido (2013) e um ano relativamente úmido (2014). De acordo com os autores, como consequência do aumento da disponibilidade de nutrientes na baía nos anos mais úmidos, foi observado um aumento na quantidade de organismos e maior diversidade de espécies de fitoplâncton, que geraram um aumento significativo da quantidade de matéria orgânica presente no material particulado em suspensão. Acompanhando a esse aumento, ocorreu também uma tendência significativa de aumento do biovolume do zooplâncton na baía, que deve ter refletido no aumento da produção pesqueira (não documentada). Miranda *et al.* (2013) documentaram que 57 % das colônias de corais sofreram branqueamento no recife de Caramuanas (borda externa da BTS) em resposta ao clima quente do verão de 2010 (ver Figura 4.1), cuja temperatura da água observada atingiu 31 °C.

As observações sugerem que a diminuição progressiva do aporte hídrico à BTS nas últimas décadas (Tabela 4.1 e Figura 3.3) pode ter atenuado o gradiente horizontal de densidade e a circulação gravitacional, com diminuição da capacidade de transporte advectivo e aumento dos tempos de descarga e residência. Ainda, as menores descargas de nutrientes e diminuição da capacidade de diluição do sal nas águas da baía devem ter alterado a composição e distribuição da biota aquática em diferentes níveis tróficos, com impactos nos ciclos biogeoquímicos e atividade de pesca.

Modelagens numéricas de cenários climáticos futuros para o Nordeste brasileiro sugerem a manutenção e/ou intensificação da aridificação em diversas localidades. Marengo *et al.* (2017) utilizou resultados dos modelos do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados, Estágio 5 (CMIP5) no Nordeste brasileiro até o ano de 2100, com base em quatro possíveis cenários climáticos (RCP's 2.6, 4.5, 6.0 e 8.5) do IPCC (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas). Os resultados sugerem a continuação da tendência positiva de aumento da temperatura média regional do ar e anomalias negativas de precipitação. Na

região da BTS, entre os anos de 2071 a 2100, a temperatura média do ar potencialmente poderá sofrer um acréscimo entre 1,5 °C (RCP 2.6 - mais otimista) a 4,0 °C (RCP 8.5 – mais extremista), valores estes referentes à climatologia de 1961-1990. Além disso, os modelos apontam para um aumento das anomalias negativas diárias de precipitação e número de dias secos consecutivos. Tanajura *et al.* (2010) avaliaram o impacto das mudanças climáticas nas vazões dos rios Paraguaçu para o período entre 2070 a 2100, com base em modelo climático regional (HadRM3P) e hidrológico (MGB-IPH). Foi sugerido uma redução de 73% das vazões médias anuais (comparado a climatologia de 1961 à 1990) como reflexo da diminuição do volume de chuvas na bacia de drenagem. Deve-se notar que a vazão média do rio Paraguaçu nas últimas duas décadas (desde 1997) já é 35% menor que a média climatológica de 1961-1990. Assim, para as próximas décadas é esperada uma manutenção das tendências climáticas observadas nas últimas 5-6 décadas no Recôncavo Baiano. Estes fatos sugerem que as águas da BTS poderão se tornar ainda mais salinas, especialmente nos verões, dando continuidade a tendência positiva de variação da salinidade nas últimas décadas (Figura 3.13). É de se esperar que a conseqüente elevação da temperatura da água mantenha o gradiente de densidade direcionado para fora da BTS. Entretanto, caso este equilíbrio não aconteça, a BTS poderá apresentar uma sazonalidade de inversão da circulação gravitacional, o que implicará numa alteração dos processos de transportes advectivos e trocas entre a baía e a plataforma, podendo impactar a dinâmica da biota aquática e processos biogeoquímicos da região.

# 5

## Conclusões

Através das metodologias aplicadas e resultados obtidos no presente trabalho, as seguintes conclusões e considerações podem ser feitas:

Nas últimas 5-6 décadas existiu uma tendência de aridificação climática regional. O clima da região da BTS tornou-se progressivamente menos úmido (contribuição fluvial e atmosférica) e mais quente, com tendências estatisticamente significativas. Como resultado da contínua diminuição do aporte fluvial e atmosférico e elevações da temperatura do ar, fruto das alterações do clima regional, a salinidade da BTS vem sendo progressivamente aumentada, com condições hipersalinas ocorrendo a partir da década de 1990. A região de origem da hipersalinidade ocorre no setor nordeste da BTS, sendo um local adequado para monitoramento prévio de eventos de hipersalinização da baía. O clima regional mais árido proporciona uma maior homogeneização da salinidade na BTS, com menores amplitudes médias sazonais do corpo central da BTS e menores gradientes de salinidade entre a BTS e a plataforma oceânica. Atualmente, a amplitude média de variação sazonal da salinidade da coluna d'água do corpo central da BTS oscila entre 1,5 g/kg (entrada da baía) a 4,0 g/kg (noroeste da baía). Reduções da salinidade ocorrem em toda a BTS como resposta a episódios de altas vazões do rio Paraguaçu no verão.

Os resultados apontados neste trabalho sugerem que esta tendência de aridificação regional nas últimas décadas pode ter enfraquecido a circulação gravitacional da BTS e, conseqüentemente, diminuído o potencial para a renovação de água, e as trocas de materiais e organismos em suspensão com a plataforma. Além disso, a significativa diminuição do aporte fluvial para a baía pode ter impactado na diminuição do aporte de nutrientes, in-

fluenciando a composição e diversidade de organismos em diferentes níveis tróficos na BTS. Sugerem-se como trabalhos futuros a comparação de modelagem numérica hidrodinâmica e biológica da BTS para o cenário climático regional do passado e para os diferentes cenários climáticos futuros do século 21 propostos pelo IPCC, a fim de avaliar de que forma as mudanças climáticas estão impactando na hidrodinâmica e na biota aquática da baía. Também, são necessários esforços científicos para uma maior compreensão de como o aporte hídrico à BTS é impactada pelos modos de variabilidades de TSM de larga-escala hemisférica (ENSO, Modo Meridional do Atlântico e Dipolo do Atlântico Sul), com destaque para os recorrentes ciclos decenais (11-12 anos) do principal rio regional (Paraguaçu) identificados a partir do método de transformada de ondaleta.

# Agradecimentos

Escrever este trabalho é uma profunda realização pessoal e profissional para mim. Agradeço imensamente a toda minha família por sempre me apoiar incondicionalmente e por acreditar nos meus sonhos. Agradeço especialmente a minha mãe, meu pai, meus irmãos, minha namorada e meus irmãos de alma.

Sou muito grato por meu orientador ter entrado na minha vida. Agradeço intensamente por sempre acreditar no meu potencial e por estimular o meu desenvolvimento profissional. Agradeço muito toda a presença, disponibilidade, conselhos, desafios e puxões de orelha. Amizade que levarei para toda a vida.

Agradeço muito a todos os meus colegas da GOAT-UFBA. Grupo que sempre esteve disponível para ajudar e apoiar de alguma forma um ao outro. Agradeço a todos os professores do CPGG por todo aprendizado adquirido.

Gostaria de agradecer a FAPESB e a CAPES pelo fomento essencial concebido a mim durante todo este processo.

"O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001". Também, agradeço ao "Projeto PIE00005/2016 do Edital de Infraestrutura da FAPESB 003/2015", o qual contribuiu significativamente na estrutura laboratorial essencial para o desenvolvimento deste trabalho.

Muito obrigado!

# 6

## Referências Bibliográficas

Aguiar, A.L., Valle-Levinson, A., Cirano, M., Marta-Almeida, M., Lessa, G.C., Paniagua-Arroyave, J.F. (2019). Ocean-estuary exchange variability in a large tropical estuary, Continental Shelf Research, 172, 33-49. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.11.001>

Araujo, A., Dias, C., Bonecker, S. (2017). Differences in the structure of copepod assemblages in four tropical estuaries: Importance of pollution and the estuary hydrodynamics, Marine Pollution Bulletin, 115, 412-420. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.12.047>

Amorim, F.N., Cirano, M., Marta-Almeida, M., Middleton, J., Campos, E.J.D. (2013). The seasonal circulation of the Eastern Brazilian Shelf between 10 °S and 16°S: a modelling approach. Cont. Shelf Res., 65, 121–140. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.06.008>

Anctil, F., Coulibaly, P. (2004). Wavelet Analysis of the Interannual Variability in Southern Québec Streamflow. Journal of Climate, 17, 163-173. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0163](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0163)

Barua, S., Muttill, N., Ng, A. W. M., Perera, B. J. C. (2013). Rainfall trend and its implications for water resource management within the Yarra River catchment, Australia. Hydrol. Process., 27, 1727–1738. <https://doi.org/10.1002/hyp.9311>

Burkey, J. (2006). A non-parametric monotonic trend test computing Mann-Kendall Tau, Tau-b, and Sen's Slope written in Mathworks-MATLAB implemented using matrix rotations. King County, Department of Natural Resources and Parks, Science and Technical Services section. Seattle, Washington. USA.

Cabrera, O.C., Villanoy, C.L., Jacinto, G.S., Bernardo, L.P.C., Ferrera, C.M., Velasquez, I.B., Azanza, R.V. (2014). Salt-plug estuarine circulation in Malampaya Sound, Palawan, Philippines. *Philippine Science Letters* 7(2): 428-437.

Cavalcanti I. F. A. (2015). The influence of extratropical Atlantic Ocean region on wet and dry years in North-Northeastern Brazil. *Front. Environ. Sci.*, 3:34.  
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2015.00034>

Chiang, J.C., Vimont, D.J. (2004). Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. *J. Climate*, 17, 4143–4158.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI4953.1>

Chu, B., Chen X., Li, Q., Yang, Y., Mei, X., Hui Li, B., Tan, L. (2015). Effects of salinity on the transformation of heavy metals in tropical estuary wetland soil. *Chemistry and Ecology*, 31, 186–198.

Cloern J.E., Knowles, N., Brown, L.R., Cayan, D., Dettlinger, M.D., Tara, L.M., Schoellhamer, D.H., Stacey, M.T., Wegen, M.V., Wagner, R.W., Jassby, A.D. (2011). Projected Evolution of California’s San Francisco Bay-Delta-River System in a Century of Climate Change. *Plos One* 6(9): e24465. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0024465>

Cirano, M., Lessa, G.C. (2007). Oceanographic characteristics of Baía de Todos os Santos. *Brasil. Revista Brasileira de Geofísica*, 25,363-387. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2007000400002>

Costa, P., Dórea, A., Mariano-Neto, E., Barros, F. (2015). Are there general spatial patterns of mangrove structure and composition along estuarine salinity gradients in Todos os Santos Bay? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 166(a), 83-91.  
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.08.01>

CPRM (2010). Levantamento da geodiversidade projeto atlas pluviométrico do Brasil isoietas anuais médias período 1977 a 2006. Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-1351.html>

CRA (2001). Saneamento ambiental da Baía de Todos os Santos. Modelamento e avaliação ambiental. Desenvolvimento de modelos computacionais de circulação hidrodinâmica, de transporte de contaminantes e de qualidade da água da BTS. Prognóstico dos efeitos do Programa Bahia Azul com relação à balneabilidade das praias. Tech. Rep. RT-257-05-MA-003-RF, Centro de Recursos Ambientais, Salvador, Bahia, Brazil, pp. 262.

Coulibaly, P., Burn, D. (2004). Wavelet Analysis of Variability in Annual Canadian

StreamFlows. *Water Resour. Res.*, 40, <https://doi.org/10.1029/2003WR002667>

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D. (2009). Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. *J. Climate*, 22, 2773–2792. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.1>

da Silva, A., Young, A.C., Levitus, S. (1994). Atlas of surface marine data 1994, 851 volume 1: Algorithms and procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department 852 of Commerce, Washington, D.C.

Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 19 (2), 183–204. Frota, F., Paival, B.; Schettini, C. (2013). Intra-tidal variation of stratification in a semi-arid estuary under the impact of flow regulation. *Brazilian journal of oceanography*, v. 61, p. 23-33. <http://dx.doi.org/10.1590/S1679-87592013000100003>

GENZ, F. (2006). Avaliação dos efeitos da Barragem de Pedra do Cavalo sobre a circulação estuarina do Rio Paraguaçu e Baía de Iguape. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, Brasil.

Genz, F., Lessa, G.C. (2015). Twenty-six years of uneven changes in low flows due to different uses and operation of a large dam in a semiarid river. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 20, 523-532. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v20n2.p523-532>

Genz, F., Tanajura, C. (2012). Trends and variability of climate and river flow in the region of Costa das Baleias, Brazil. *Water science and technology : a journal of the International Association on Water Pollution Research.*, 67, 47-54. <https://doi.org/10.2166/wst.2012.528>

Geyer, W.R., Signell, R.P. (1992). A reassessment of the role of tidal dispersion in estuaries and bays *Estuaries*, 15, 97. <https://doi.org/10.2307/1352684>

Grinsted, A., Moore, J. C., Jevrejeva, S. (2004). Application of Cross Wavelet Transform and Wavelet Coherence to Geophysical Time Series. *Nonlinear Processes in Geophysics*. <https://doi.org/11.10.5194/npg-11-561-2004>

Haidvogel, D.B., Arango, H., Budgell, W.P., Cornuelle, B.D., Curchitser, E., Di Lorenzo, E., Fennel, K., Geyer, W.R., Hermman, A.J., Lanerolle, L., Levin, J., McWilliams, J.C., Miller, A.J., Moore, A.M., Powell, T.M., Shchepetkin, A.F., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Warner, J.C., Wilkin, J., (2008). Ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *J. Comput. Phys.* 227, 3595–3624.

Hartmann, D.L., Tank, A.M.G.K., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S.,

Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild M., Zhai, P.M. (2013). Observations: Atmosphere and Surface. In: Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Hatje, V., Andrade, B. (2009). Baía de Todos os Santos: aspectos oceanograficos. Salvador: EDUFBA, 1, 15-25. <https://doi.org/10.7476/9788523209292>

Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., Vincent, L.A. (2006): Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512. <https://doi.org/10.1175/JCLI3695.1>

Hounsou-gbo, G. A., Araujo, M., Bourlès, B., Veleda, D., Servain, J. (2015). Tropical Atlantic Contributions to Strong Rainfall Variability Along the Northeast Brazilian Coast. *Advances in Meteorology*, 2015, 13 pages. <https://doi.org/10.1155/2015/902084>

HYCOM (2011). Consortium for Data Assimilative Modeling - HYCOM+NCODA Global Analysis. Available at: <http://www.hycom.org/dataserver/glbanalysis/>.

IBGE (2014). Instituto brasileiro de geografia e estatística - estimativas populacionais para os municípios Brasileiros. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/>

Ionita, M. , Rimbu, N., Lohmann, G. (2011). Decadal variability of the Elbe River streamflow. *Int. J. Climatol.*, 31, 22-30. <https://doi.org/10.1002/joc.2054>

Ionita, M. Chelcea, S., Rimbu, N., Adler, M.J. (2014). Spatial and temporal variability of winter streamflow over Romania and its relationship to large-scale atmospheric circulation, *Journal of Hydrology*, 519(B), 1339-1349. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.024>

Johnson, Z. F., Yoshimitsu, C., Jing-Jia, L., Mochizuki, T. (2018). Ocean Impacts on Australian Interannual to Decadal Precipitation Variability. *Climate*. 6, 61. <https://doi.org/10.3390/cli6030061>.

Karbassi, A.R., Heidari, M., Vaezi, A.R. (2014). Efect of pH and salinity on flocculation process of heavy metals during mixing of Aras River water with Caspian Sea water. *Environ Earth Sci.*, 72, 457-465.

- Kendall, M. G. (1975). Rank correlation methods. Charles Griffin, pp 120.
- Hamed, K.H, Rao, A.R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204, 1998, 182-196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Kumar, V., Sinha, A.M., Rodrigues, P.P., Mubiana, V., Blust, R., Boeck, G. (2015). Linking environmental heavy metal concentrations and salinity gradients with metal accumulation and their effects: A case study in 3 mussel species of Vitória estuary and Espírito Santo bay, Southeast Brazil. *Science of The Total Environment*, 523, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.03.139>
- Kundu, S., Khare, D., Mondal, A., Mishra, P., (2015). Analysis of spatial and temporal variation in rainfall trend of Madhya Pradesh, India (1901–2011). *Environmental Earth Sciences*, 73, 8197-8216. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3978-y>
- Lessa, G.C., Mariani, R., Fonseca, L. (2019). Variability of the thermohaline field in a large tropical, well mixed estuary: the influence of an extreme draught event. *Estuaries and Coasts* (aceito para publicação).
- Lessa, G., Sousa, M., Mafalda, P., Gomes, D., Sampaio, C., Teixeira, C.E.P., De Souza, J.R.L.B., Zucchi, M. (2018a). Variabilidade intra-anual da oceanografia da baía de todos os santos: evidências de 3 anos de monitoramento. In: Hatje, V., Bittencourt, J. (eds), *Baía de Todos dos Santos*. Chapter 5, EDUFBA, pp. 38.
- Lessa, G.C., Santos, F.M, Souza Filho, P.W., Corrêa-Gomes, L.C. (2018b). Brazilian Estuaries: a geomorphologic and oceanographic perspective. In: *Brazilian Estuaries: A Benthic Perspective*. P.C. Lana and A.F. Bernardino (Eds.), 1-37. doi: 10.1007/978-3-319-77779-5<sub>1</sub>
- Lessa, G. C., Cirano, M., Tanajura, C. A. S., Silva, R.R. (2009). Oceanografia Física. In: Vanessa Hatje; Jailson B. de Andrade. (Org.). *Baía de Todos os Santos: aspectos oceanográficos*. Salvador: EDUFBA, 2009, 1, 68-119. <https://doi.org/10.7476/9788523209292>
- Lima, G., Lessa, G. (2002). The freshwater discharge in Todos os Santos Bay and significance to the general water circulation. *Pesquisas em Geociências*, 28, 85-98. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.20271>
- Lima, J.A.M., Martins, R.P., Tanajura, C.A.S., Paiva, A.M., Cirano, M., Campos, E.J.D., Soares, I.D., França, G.B., Obino, R.S., Alvarenga, J.B.R. (2013). Design and implementation of the Oceanographic Modeling and Observation Network (REMO) for operational oceanography and ocean forecasting. *Rev. Bras. Geof.* 31, 209–228.

- Mann, H. B. (1945). Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.
- Marengo, J.A., Torres R.R., Alves, L.M. (2017). Drought in Northeast Brazil — past, present, and future. *Theor Appl Climatol*, 129, 1189-1200. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1840-8>
- Marshall, F., Wingard, G., Patrick. A. (2014). Estimates of Natural Salinity and Hydrology in a Subtropical Estuarine Ecosystem: Implications for Greater Everglades Restoration. *Estuaries and Coasts*, 37, 1449–1466. <https://doi.org/10.1007/s12237-014-9783-8>
- Marshall, F.E., Smith, D.T., Nickerson, D.M. (2011). Empirical tools for simulating salinity in the estuaries in Everglades National Park, Florida, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 95, 377-387. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.10.001>
- Marta-Almeida, M., Lessa, G.C., Aguiar, A.L., Amorim, F.N., Cirano, M. (2019). Re-alistical modelling of shelf-estuary regions: a multi-corner configuration for Baía de Todos os Santos. *Ocean Dyn* (in review).
- Marta-Almeida, M., Cirano, M., Soares, C.G., Lessa, G.C. (2017). A numerical tidal stream energy assessment study for Baía de Todos os Santos. *Braz. Renew. Energy*, 107, 271–287. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2017.01.047>
- Marta-Almeida, M., Pereira, J., Cirano, M., (2011). Development of a pilot Brazilian regional operational ocean forecast system, REMO-OOF. *J. Oper. Oceanogr.* 4 (2), 3–15.
- Medeiros, A., Barbosa, J., Medeiros, P., Rocha, R., Silva, L. (2010). Salinity and freshwater discharge determine rotifer distribution at the Mossoró River Estuary (Semi-arid Region of Brazil). *Braz. J. Biol.*, 70, 3, 551-557. <http://dx.doi.org/10.1590/S1519-69842010000300011>
- Miranda, L., Castro, B. Kjerve, B. (2002). *Princípios de Oceanografia Física de Estuários*. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 27-58.
- Miranda, L., Castro, B., Kjerve, B., (2002). *Princípios de Oceanografia Física de Estuários*. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 20-158.
- Nche-Fambo, F.A., Scharler, U.M., Tirok, K. (2015). Resilience of estuarine phytoplankton and their temporal variability along salinity gradients during drought and hypersalinity. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 158, 40-52. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.03.011>
- Nnamchi, H., Li, J., Kang, I., Kucharski, F. (2012). Simulated impacts of the South Atlantic Ocean Dipole on summer precipitation at the Guinea Coast. *Climate Dynamics*, 41, 677-694. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1629-0>
- Nnamchi, H. C., Li, J., Anyadike, R. N. C. (2011). Does a dipole mode really exist in the

South Atlantic Ocean? *J. Geophys. Res.*, 116, D15104, <https://doi.org/10.1029/2010JD015579>

Nunes-Vaz, R.A. (2012). The salinity response of an inverse estuary to climate change desalination. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 98, 49-59. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.11.023>

Pedron, I. T., Silva Dias, M. A., de Paula Dias, S., Carvalho, L. M., Freitas, E. D. (2017). Trends and variability in extremes of precipitation in Curitiba – Southern Brazil. *Int. J. Climatol.*, 37, 1250-1264. <https://doi.org/10.1002/joc.4773>

Pekárová, P., Miklánek, P., Pekár, J. (2003). Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th–20th centuries. *Journal of Hydrology*, 274, 62-79. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00397-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00397-9)

Piao, S., Ciais, P., Huang, Y., Shen, Z., Peng, S., Li, J., Zhou, L., Liu, H., Ma, Y., Ding, Y., Friedlingstein, P., Chunzhen, L., Tan, K., Yu, Y., Zhang, T., Fang, J. (2010). The Impacts of Climate Change on Water Resources and Agriculture in China. *Nature*. 467. 43-51. <https://doi.org/10.1038/nature09364>

Pomposi, C., Kushnir, Y., Giannini, A. (2015). Moisture budget analysis of SST-driven decadal Sahel precipitation variability in the twentieth century. *Clim Dyn.*, 44, 3303. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2382-3>

Portela, M.M., Quintela, A.C., Vaz, C., Martins, C. (2011). Tendências em séries temporais de variáveis hidrológicas. *Revista Recursos Hídricos*, 32(1), 43-60.

Ribeiro, C., Waniek, J., Sharples, J. (2004). Observations of the spring–neap modulation of the gravitational circulation in a partially mixed estuary. *Ocean Dynamics*, 54, 299. <https://doi.org/10.1007/s10236-003-0086-z>

Rodrigues, R. R., McPhaden, M. J. (2014). Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast? *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1012–1018. <https://doi.org/10.1002/2013GL058703>

Ross, A., Najjar, R., Li, M., Mann, M., Ford, S., Katz, B. (2015). Sea-level rise and other influences on decadal-scale salinity variability in a coastal plain estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 157, 79-92. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.01.022>.

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y., Chuang, H., Juang, H.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, K.R., Delst, D.P.V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., H. Wei, R.Y., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P.,

Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91, 1015–1057. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>

Santana, R. Teixeira, C., Lessa, G., (2018). The impact of different forcing agents on the residual circulation in a tropical estuary (Baía de Todos os Santos, Brazil). *Journal of Coastal Research*, 34(3), 544–558. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-17-00044.1>

Schulte, J.A., Najjar, R. G., Lee, S. (2017). Salinity and streamflow variability in the Mid-Atlantic region of the United States and its relationship with large-scale atmospheric circulation patterns. *Journal of Hydrology*, 550, 65-79. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.064>

Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendalls's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63, 1379-1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

Shellenbarger, G.G., Schoellhamer, D.H. (2011). Continuous Salinity and Temperature Data from San Francisco Estuary, 1982–2002: Trends and the Salinity–Freshwater Inflow Relationship. *Journal of Coastal Research*, 27(6), 1191-1201. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00113.1>

Silva, D. F (2017). Aplicação de Análises de Ondaletas para Detecção de Ciclos e Extremos Pluviométricos no Leste do Nordeste do Brasil. *Rev. bras. meteorol.*, 32, 187-198. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863220002>

Stephan, C.C., Klingaman, N.P., Turner, A.G. (2019). A Mechanism for the Recently Increased Interdecadal Variability of the Silk Road Pattern. *J. Climate*, 32, 717–736. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0405.1>

Suen, J.P., Lai, H. N. (2013). A salinity projection model for determining impacts of climate change on river ecosystems in Taiwan. *Journal of Hydrology*, 493, 124-131, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.020>

Tanajura, C. A. S, Gez, F., Araujo, H. (2010). Mudanças climáticas e recursos hídricos na Bahia: validação da simulação do clima presente do HadRM3P e comparação com os cenários A2 e B2 para 2070-2100. *Rev. bras. meteorol.*, v. 25, p. 345-358. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862010000300006>

Torrence, C., Compo, G.P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

Umar, D.A., Ramli, M.F., Aris, A. Jamil, N. Abdulkareem, J.H. (2018). Runoff irregularities, trends, and variations in tropical semi-arid river catchment. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 19, 335-348. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.10.008>

Valle-Levinson, A., Schettini, C.A.F. (2016). Fortnightly switching of residual flow drivers in a tropical semiarid estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 169, 46-55. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.12.008>

Valle-Levinson, A., (2010). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press, New York, 5-35.

Valle-Levinson, A., Bosley, K. (2003). Reversing circulation patterns in a tropical estuary. *Journal of Geophysical Research*, 108, C10, 3331. <https://doi.org/10.1029/2003JC001786>

Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 100, 11, 463-486.

Wolanski, E. (1986). An evaporation-driven salinity maximum zone in Australian tropical estuaries. *Est Coast Shelf Sci*, 22, 415-424. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(86\)90065-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(86)90065-X)