

Artigo de Pesquisa

Variabilidade morfodinâmica de deltas intralagunares do litoral norte do Rio Grande do Sul

Morphodynamic variability of intralagoonal deltas of the northern coast of Rio Grande do Sul

Mariah Xavier Rocha ¹ e Maria Luiza Correa da Câmara Rosa ²

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brasil. mariah.rocha@ufrgs.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3647-4163>

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brasil. luiza.camara@ufrgs.br.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1963-4842>

Recebido: 14/01/2020; Aceito: 19/10/2020; Publicado: 10/04/2021

Resumo: Na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) deltas intralagunares estão presentes no Sistema Laguna-Barreira IV, a maior parte destes depósitos encontrados no litoral norte. Os deltas intralagunares ocorrem na interface do ambiente lagunar com a barreira costeira, associados a campos de dunas em setores onde a linha de costa apresenta comportamento transgressivo. Com morfologias que variam entre lobadas, arqueadas e digitiformes, os deltas intralagunares depositam-se lateralmente nas Lagoas do Gentil e Manuel Nunes, no litoral norte da PCRS. Ambas as lagoas fazem contato com o Campo de Dunas de Jardim do Éden, do qual provem o aporte sedimentar que alimenta os deltas estudados. Neste artigo buscou-se estabelecer quais são os fatores que controlam estes deltas, e como tais fatores interagem na produção da diversidade morfológica. Para identificar as relações envolvidas na morfodinâmica local realizou-se a análise morfométrica de elementos dos sistemas deltaicos, lagunares e da barreira, entre anos de 2003 e 2018. Dados de sensoriamento remoto foram geoprocessados para identificar os parâmetros morfométricos analisados. Esses dados foram analisados juntamente com perfis topográficos levantados, modelos batimétricos e dados físico-químicos disponíveis na literatura, considerando também elementos bióticos que compõem o ambiente deposicional, como vegetação e ocupação urbana. Dentre os fatores controladores identificados, destacam-se a disponibilidade de sedimentos, o espaço de acomodação, a presença de vegetação, os processos eólicos e as atividades antrópicas. A interação entre os ambientes costeiros e os fluxos presentes no Sistema Laguna-Barreira IV se dá de maneira complexa, representado como um modelo em rede. Essa rede é composta por diferenças iniciais, como condicionamento topográfico e a salinidade das lagoas, às quais são somadas modificações antrópicas locais, como a ocupação próxima à linha de costa. A contínua atuação de processos abióticos e bióticos fez com que a sobreposição de causas e efeitos desenvolvesse distintos sistemas de retroalimentação dos deltas intralagunares, resultando na produção da diversidade morfológica.

Palavras-chave: Delta; Morfologia deltaica; Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS).

Abstract: Along the Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP) intralagoonal deltas are located at the lagoonal margin, right in the back of the Holocene barrier, which in turn presents high volume dunefields and a transgressive shoreline. Their morphologies vary from lobate, arcuate, and bird foot types, which are laterally formed in Gentil and Manuel Nunes lagoons, on the northern coast of RSCP. Both lagoons are in contact with the dunefield of Jardim do Éden, that provides the sedimentary input for the deltas' development. This paper aims to establish the controlling factors of the distinct deltaic morphologies, and how they interact to produce such diversity. To identify the morphodynamic relationships, a temporal morphometric analysis of deltaic, lagoonal and barrier systems elements was performed from 2003 to 2018. Using remote sensing products integrated with Geographic Information Systems we identified the morphometric parameters. These data

were correlated with topographic profiles and bathymetric models. Among the identified controlling factors, availability of sediments, accommodation space, presence of vegetation, wind and human activities stand out. The interaction between coastal environments and the water flows from the Holocene barrier into the lagoon take place in a complex way, represented as a network model. Network relations are differentiated by initial conditions, such as topographic conditioning and lagoonal salinity, combined with local anthropic changes. The interaction of these abiotic and biotic factors results in an overlap of causes and effects, developing a feedback system that produced the morphological diversity of the deltaic systems of the study area.

Keywords: Deltas; Delta morphology; Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP).

1. Introdução

Muitos modelos foram propostos para definir o que é um delta, sendo a maior parte deles descritos para ambientes fluvio-marinhos (BATES, 1953; FISHER et al., 1969; GALLOWAY, 1975; COLEMAN; WRIGHT, 1975; ORTON; READING, 1993; DALRYMPLE, 1999). Conceitos mais abrangentes, como de Wright (1978) e Castro e Castro (2008), compreenderem a ampla variabilidade geomorfológica de deltas que podem se depositar em diferentes ambientes de sedimentação. Em síntese, esses autores assumem deltas como acumulações de sedimento formadas em desembocaduras de canais fluviais que encontram corpos d'água marinhos ou lagunares, onde a capacidade de retrabalhamento bacinal é inferior ao influxo sedimentar, e podem ser remodelados secundariamente por agentes como ondas, correntes e marés. As morfologias desenvolvidas por deltas estão fortemente condicionadas aos processos atuantes que dominam nas bacias receptoras. A classificação ternária de Galloway (1975) indica situações de domínio da ação fluvial, das ondas e das marés. Os deltas dominados por rios tendem a ser digitiformes, conhecidos também como do tipo "pé-de-pássaro", ou podem apresentar formas lobadas. Deltas dominados por ondas apresentam lobos com frentes suaves e margens arqueadas, ou de formas cuspidadas. Enquanto os deltas dominados por marés formam corpos arenosos orientados paralelamente às direções das correntes de maré, tipicamente perpendiculares às linhas de costa regionais (DALRYMPLE, 1992). Os sistemas deltaicos são compartimentados em três sub-ambientes de deposição que se sobrepõem: prodeltas, frentes deltaicas e planícies deltaicas. As suas características são detalhadas em trabalhos como os de Cowell e Thom (1997) e Bhattacharya (2006). O processo de deposição deltaica em ambiente lacustre foi descrito inicialmente por Gilbert (1885), o qual propôs uma sucessão estratigráfica típica com base nas estruturas, conteúdo e distribuição sedimentológica, correspondentes aos sub-ambientes de planícies e frentes deltaicas, e prodeltas. Deltas tipo Gilbert são depositados em fiordes onde há alto gradiente, apresentam densidades de fluxo homopícnais, sedimentos predominantemente cascalhosos e camadas frontais de avalanche, podendo apresentar retrabalhamento por ondas (BHATTACHARYA, 2006).

A arquitetura estratigráfica de um delta é condicionada por processos que ocorrem em diferentes escalas de espaço e tempo, combinando processos alogênicos e autogênicos (JEROLMACK; PAOLA, 2010; STRAUB; ESPOSITO, 2013; KARAMITOPOULOS; WELTJE; DALMAN, 2014). Processos alogênicos correspondem à dinâmica global e regional, relacionados principalmente às mudanças no nível de base, enquanto processos autogênicos ocorrem em escala local, com influência das variações no transporte hidráulico e aporte de sedimentos. Em ambientes costeiros as propriedades essenciais dos processos morfodinâmicos que atuam na evolução da paisagem são atribuíveis ao ciclo de ajuste mútuo entre a topografia e a dinâmica dos fluidos que conduzem o transporte de sedimentos (COWELL; THOM, 1997). Quando os fluxos atuantes criam um registro geológico, a topografia resultante influencia a forma como os fluxos seguirão atuando. Assim, os registros serão sempre influenciados pela herança geológica. Nessa interação cíclica de causa-efeito-causa ocorrem mudanças ambientais, em múltiplas escalas, produzindo sistemas que se retroalimentam. Segundo Cowell e Thom (1997) os sistemas de retroalimentação são responsáveis pelos mecanismos de auto-regulação e auto-organização dos processos morfodinâmicos. A evolução costeira pode se tornar parcialmente autodeterminada uma vez que o estado morfodinâmico é afetado pela topografia antecedente. Ao mesmo tempo, a herança geológica contribui para a "sensibilidade às condições iniciais", onde condições de contorno de natureza estocástica podem agir, ampliando a complexidade da evolução costeira. Estudos recentes apontam o desenvolvimento de sistemas de retroalimentação entre a geomorfologia e a biota local na evolução das formas de relevo, como também na seleção evolutiva das espécies (CORENBLIT et al., 2011). Segundo Corenblit et al. (2011), o termo Biogeomorfologia

refere-se à influência seletiva do relevo sobre a biota, ou da biota sobre o relevo, enquanto o termo Ecogeomorfologia refere-se ao complexo jogo de interações e ajustes mútuos entre os elementos bióticos e abióticos dos ecossistemas. Para Murray et al. (2008), a retroalimentação entre a biota e a dinâmica abiótica em uma escala sucessiva de tempo pode ser chamada de Biomorfodinâmica.

Marchetti et al. (2020) descreve uma sucessão de processos ecológicos que culminam em um sistema biogeomorfológico que controla o desenvolvimento do delta flúvio-lacustrino do Rio Paraná, na Argentina. Interações biogeomorfológicas também são descritas no desenvolvimento do delta fluvio-marinho do Rio Save, em Moçambique por Massuanganhe, Westerberg e Risberg (2018). Méndez (1995, 2000) descreveu a formação de um delta lobado na Laguna de Tacarigua, costa da Venezuela, e a relação de sua sedimentação com a interferência antrópica.

Na costa do Brasil, o delta flúvio-marinho do Rio São Francisco apresenta tendência de controle exercido por fatores autocíclicos a partir do Holoceno, onde a retroalimentação de processos impulsiona a diminuição da taxa de deriva litorânea controlada pela mudança de orientação da linha de costa e da batimetria. Além disso, a participação das atividades antrópicas na evolução da morfodinâmica costeira é evidenciada pela modificação das condições de contorno a partir da construção de barragens na bacia de drenagem na década de 1940, causando a diminuição da disponibilidade de sedimentos (GUIMARÃES, 2010).

No sul do Brasil, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) se destaca por compreender numerosos sistemas lacustres e lagunares, onde é possível observar a diversidade de deltas lagunares (Figura 1). No litoral médio do Rio Grande do Sul, deltas flúvio-lagunares foram descritos por Arejano (2006) na Lagoa do Peixe, e por Lopes e Simon (2017) na Laguna dos Patos, no Parque Estadual do Camaquã. No litoral norte do Rio Grande do Sul, deltas flúvio-lagunares da Laguna de Tramandaí, das Lagoas dos Quadros e Itapeva são descritos por Tomazelli e Villwock (1991). Deltas de “maré” lagunar são encontrados nas lagoas do Armazém, Custódias, Gentil e Manoel Nunes. Esses deltas foram descritos por Villwock (1972) e Tomazelli e Villwock (1991), como acumulações de sedimento em desembocaduras de canais interlagunares que apresentam a possibilidade de reversões de fluxo em resposta às variações de níveis entre as lagoas. Um outro tipo particular de deltas que ocorrem ao longo da PCRS, são deltas intralagunares condicionados pelo influxo sedimentar provido por campos de dunas, reconhecidos pela primeira vez nas margens das Lagoas do Gentil e Manuel Nunes, por Tomazelli et al. (2011) e descritos por Rosa et al. (2016). Esses deltas intralagunares concentram-se na interface do ambiente lagunar com a barreira, no Sistema IV descrito por Villwock et al. (1986), em setores onde a linha de costa é projetada no sentido do oceano e, segundo Dillenburg et al. (2000), apresenta comportamento transgressivo (Figura 1B). Pode-se dizer então que os atuais deltas intralagunares da PCRS se desenvolvem como parte do processo de retrogradação do Sistema Laguna-Barreira IV.

É interessante notar que os deltas intralagunares que se depositam lado a lado nas lagoas do Gentil e Manuel Nunes apresentam diferentes morfologias (Figura 2), o que leva a questionar quais seriam os fatores que controlam suas variabilidades morfológicas. A hipótese testada no presente estudo é de que diferentes combinações de fatores como disponibilidade de sedimento, relevo do fundo lagunar, nível d'água, presença de vegetação e salinidade atuam no condicionamento das diferentes morfologias. A relação entre os fatores que compõem a rede de processos morfodinâmicos e suas formas de registro contribuem para o avanço do entendimento sobre a evolução dos tratos de sistemas em ambientes costeiros. Ao compreender os processos autogênicos dos sistemas deltaicos auxiliamos no desenvolvimento de um novo paradigma de interpretação do registro sedimentar, a Estratigrafia de Processos. Este novo olhar geológico propõe o uso de modelos preditivos de distribuição de fácies baseados na parametrização das condições dinâmicas dos fluxos envolvidos na formação do registro sedimentar, como o regime hidráulico e o transporte de sedimentos. Assim, o objetivo deste estudo é responder como os fatores controladores interagem na produção da geodiversidade deltaica, utilizando as lagoas do Gentil e Manuel Nunes como estudos de caso, propondo uma abordagem quantitativa dos elementos morfológicos que atuam na evolução da paisagem.

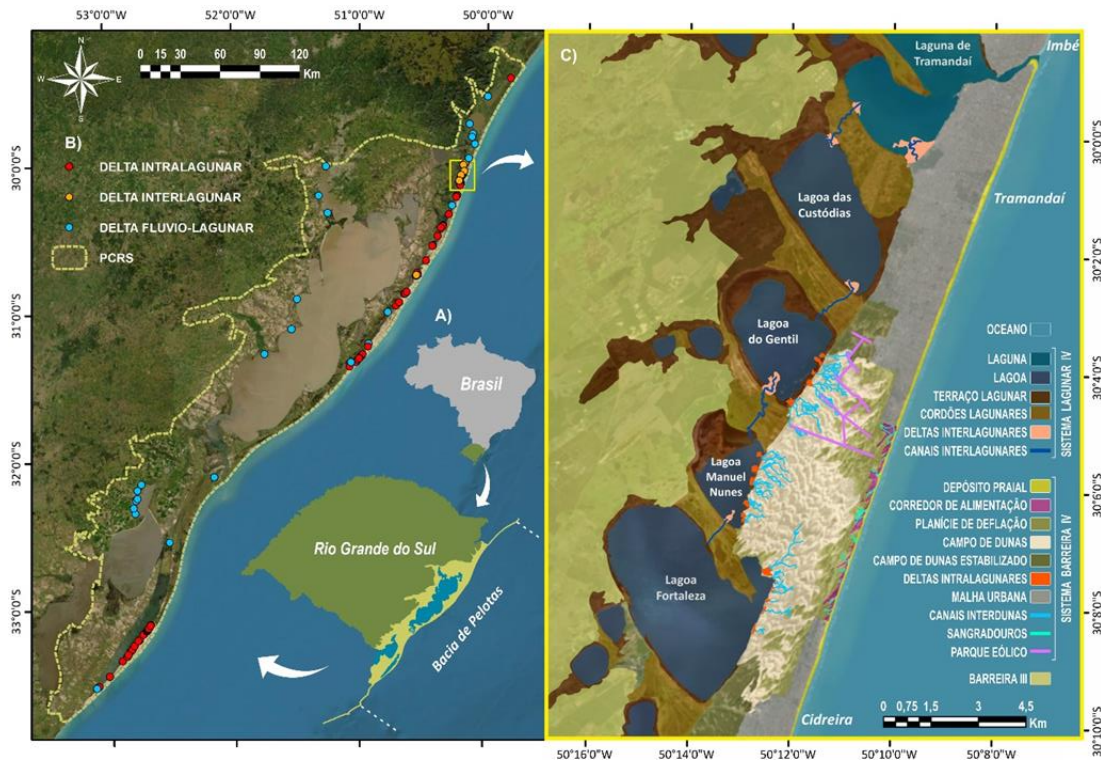


Figura 1. Figura 1 – (A) Área de estudo partindo da Baía de Pelotas até a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), onde a linha de costa é sinuosa. (B) Dentre os deltas lagunares identificados, destaca-se os intralagunares que se concentram nas projeções costeiras (na concepção de Dillenburg 2000), condicionados à presença dos campos de dunas. (C) No Litoral Norte da PCRS, situado na extremidade de uma projeção costeira, deltas intralagunares são depositados entre o Campo de Dunas do Jardim do Éden e as lagoas do Gentil e Manuel Nunes. A legenda do mapeamento de maior escala indica os sub-ambientes geomorfológicos naturais e as intervenções antrópicas de uso do solo como elementos fisiográficos importantes que constituem o sistema deposicional.

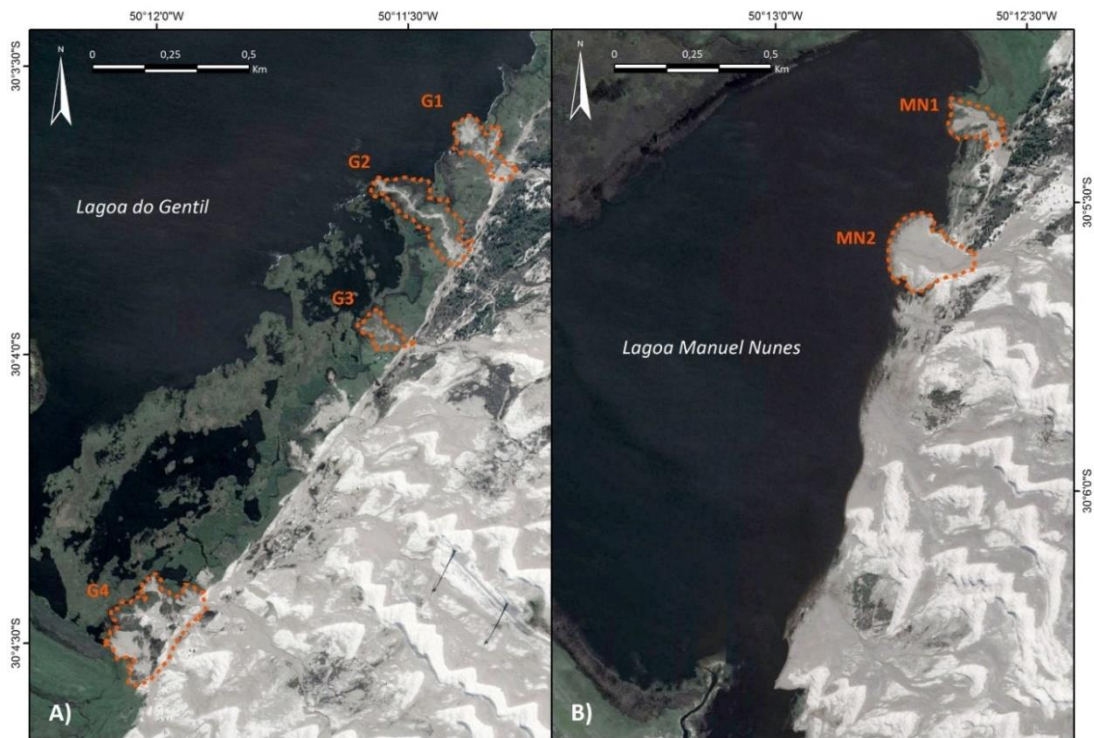


Figura 2. Deltas intralagunares de diferentes morfologias condicionados pelo Campo de Dunas (2018). (A) Margem leste da Lagoa do Gentil com indicação dos deltas estudados, denominados como G1, G2, G3 e G4. (B) Margem leste da Lagoa Manuel Nunes, indicando os deltas estudados denominados como MN1 e MN2.

2. Área de Estudo

A área de estudo está localizada no litoral norte do estado do Rio Grande do Sul – Brasil, entre o Balneário Jardim do Éden, no município de Tramandaí, e o município de Cidreira (Figura 1C). Esta região está inserida na porção emersa da Bacia de Pelotas, a qual corresponde à atual Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS). A PCRS é composta por quatro sistemas laguna-barreira formados sob influência de oscilações glacio-eustáticas, associados a estágios de nível do mar alto na transição de ciclo transgressivo para regressivo durante o período Quaternário (VILLWOCK; TOMAZELLI, 1995). Os Sistemas I, II e III correspondem a idades Pleistocênicas, enquanto o Sistema IV é, predominantemente, de idade Holocênica.

Na escala dos depósitos Holocênicos, dada as baixas taxas de variação do nível do mar (DILLENBURG et al. 2009), a PCRS tem sido fortemente influenciada por processos autogênicos, especialmente nos últimos 6 ka (DILLENBURG et al. 2000; TRAVESSAS; DILLENBURG; CLEROT, 2005; ROSA et al., 2017). O preenchimento do espaço de acomodação é controlado pelo balanço de sedimentos associado a processos costeiros e suas relações com a orientação da linha de costa (TOLDO JR. et al., 2006), que por sua vez é influenciada pela herança tectônica (DILLENBURG et al., 2000; ROSA et al., 2009). A Bacia de Pelotas é preenchida por sedimentos predominantemente clásticos, produzindo uma plataforma continental ampla e rasa com declividade suave, variando entre 0,03° e 0,08° (DILLENBURG et al., 2009). A atual linha de costa tem orientação NE-SW, com ondulações suaves formando embaiamentos e projeções (Figura 1B). Nos setores de projeção a linha de costa apresenta comportamento transgressivo, a plataforma é íngreme e estreita e o padrão de empilhamento é retrogradacional, (DILLENBURG et al., 2000; MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010).

Na área de estudo a linha de costa apresenta comportamento transgressivo evidenciado pela presença de depósitos eólicos sobrepostos a depósitos lagunares (TRAVESSAS, 2005), que se estendem desde a atual linha de costa até a margem leste das lagoas costeiras. A transgressão da linha de costa ocorre como resposta ao balanço de sedimentos negativo, controlado principalmente pela declividade do substrato (TRAVESSAS, 2005). Segundo Martinho, Dillenburg e Hesp (2009), a geometria convexa da linha de costa e a plataforma estreita e íngreme fazem com que o processo de refração e dissipação das ondas seja reduzido, resultando em aumento da energia das ondas e o conseqüente aumento do transporte de sedimentos ao longo da costa. Em setores como esse, os sedimentos disponibilizados a partir da ação erosiva nas projeções costeiras alimentam extensos sistemas eólicos dominados por campos de dunas (MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010). Dessa forma, a manutenção dos sistemas eólicos está relacionada aos processos costeiros, incluindo a ação dos ventos, ondas, marés e correntes litorâneas, e influenciados pelas condições climáticas (TOLDO JR. et al., 2006). Interferências antrópicas na costa somadas a variações climáticas têm contribuído para o aumento de umidade e diminuição do potencial eólico nos campos de dunas nas últimas décadas (MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010; OLIVEIRA et al. 2017).

O Campo de Dunas do Jardim do Éden é composto predominantemente por cadeias barcanóides, dunas barcanas isoladas, lençóis de areia e regiões interdunas. Dunas parabólicas de orientação NW-SE são encontradas nas extremidades sul e norte, onde o campo de dunas está inativo. Também estão presentes na extremidade leste, tanto em contato com a planície de deflação, como no contato com a praia, formando os corredores de areia que alimentam o campo de dunas. Os ventos de NE fazem com que as dunas se movimentem em direção SW, obliquamente sobre os sistemas lagunares (TOMAZELLI; DILLENBURG; VILLWOCK, 2000; MARTINHO, 2008). A orientação das dunas condiciona o encaixe de canais fluviais efêmeros nas áreas de interdunas. À medida que as dunas migram em direção SW, as regiões interdunas são movimentadas e, conseqüentemente, a rede de drenagem sofre reajustes em suas conexões. Ao desagüarem nas lagoas, as drenagens formam deltas intralagunares. A implantação de um parque eólico sobre o campo de dunas, em meados de 2011, afetou algumas conexões entre canais fluviais.

As formações vegetais que compõem a área de estudo estão inseridas na transição do domínio do bioma Pampa e Mata Atlântica. A comunidade de plantas, animais e o ambiente costeiro são considerados como parte do ecossistema de restinga, o qual é composto de um mosaico vegetacional que compreende: dunas, banhados, campos e matas, além do sistema de lagoas costeiras que compreendem vegetações de macrófitas aquáticas (AHLERT et al., 2013). Rosa et al. (2016) consideram a presença de vegetação um fator importante na coesão dos canais presentes nas planícies deltaicas, ainda que não alterem consideravelmente as condições de fluxo. Sobre as dunas e os campos é notável a presença de *Pinus* spp., que segundo Portz et al. (2011), caracteriza-se como uma planta exótica invasora de rápida proliferação em ambientes abertos de elevada insolação.

As Lagoas do Gentil e Manuel Nunes estão compreendidas no sub-sistema sul da Bacia do Rio Tramandaí, apresentando interconexões e sentido de fluxo para norte, desaguardo na Laguna de Tramandaí, que apresenta conexão permanente com o oceano (Figura 1C) (CASTRO; ROCHA, 2016). Apesar do regime de micromarés, os ventos de NE amplificam o alcance da cunha salina no sentido SW, fazendo com que a circulação estuarina de água salobra se estenda da Laguna de Tramandaí até a Lagoa do Gentil (CASTRO; ROCHA, 2016). Análises das águas da Lagoa do Gentil realizadas por Rocha (2019a, 2019b, 2019c, 2019d), revelam variações de salinidade entre 0,0 e 17,09 para os períodos de junho de 2010 a outubro de 2015, predominando valores baixos. Para as águas da Lagoa Manuel Nunes não há registros de detecção de salinidade. Modelos batimétricos gerados em outubro de 2018 por Trindade (2019), indicam que a Lagoa do Gentil é mais ampla e rasa do que a Lagoa Manuel Nunes. Segundo Schäfer (2013), a baixa profundidade da Lagoa do Gentil (Tabela 1), permite que toda lâmina d'água receba luminosidade, favorecendo a proliferação de macrófitas aquáticas em toda sua extensão. A Lagoa Manuel Nunes, por outro lado, apresenta profundidade um pouco maior e a luz penetra apenas até sua profundidade média, fazendo com que a vegetação de macrófitas aquáticas concentrem-se em sua margem mais rasa.

Tabela 1. Parâmetros físico-químicos das lagoas costeiras no ano de 2012.

Parâmetros morfométricos e físico-químicos	Lagoa do Gentil	Lagoa Manuel Nunes
Área (Km ²)	6,52	2,91
Volume (10 ⁶ m ³)	4,00	2,70
Profundidade Máxima (m)	1,45	1,96
Profundidade Média (m)	0,62	0,91
Profundidade Eufótica (m)	1,40	0,90
Transparência (m)	0,50 a 1,00	> 0,50
Teor de fosfato (mg/L)	0,07 (muito rico)	0,90 (extremamente rico)
Teor de nitrogênio amoniacal (mg/L)	0,03	0,05
Clorofila-a (mg/m ³)	5,80 (pobre)	9,20 (rico)
Estado Trófico - Clorofila	Oligotrófico	Mesotrófico
Estado Trófico - Fósforo	Eutrófico	Eutrófico

Fonte: Ahlert et al. (2013) e Schäfer (2013).

3. Materiais e Métodos

As variações morfológicas dos sistemas deltaicos intralagunares foram observadas a partir da análise morfométrica de elementos fisiográficos. Para gerar os dados morfométricos foram realizados mapeamentos manuais em diferentes datas através da interpretação visual de imagens de sensoriamento remoto em um sistema de informação geográfica (SIG). As diferentes imagens utilizadas, capturadas em diferentes datas e estações climáticas, evidenciaram as variações de nível d'água das lagoas. Os dados morfométricos obtidos foram analisados com relação aos perfis topográficos das planícies deltaicas e com perfis de declividade extraídos dos modelos batimétricos de Trindade (2019).

3.1. Mapeamento dos elementos fisiográficos

A delimitação dos elementos fisiográficos foi realizada através da extensão ArcMap™ do SIG ArcGis™. As imagens analisadas, bem como os elementos mapeados, estão detalhadas na Tabela 2 e exibidas na Figura 3.

Tabela 2. Relação das imagens utilizadas para o mapeamento dos elementos fisiográficos e extração de dados para cálculos morfométricos.

Data da Imagem	Tipo de imagem	Resolução Espacial	Escala de Mapeamento	Elementos Fisiográficos	Informação extraída
Maio/2016	Modelo Digital de Elevação (MDE) ALOS World 3D (AW3D)	30 m	1:10.000	Sistema Barreira III Sistema Barreira IV Sistema Lagunar IV Sistema Barreira III	Definição dos limites topográficos das unidades geológicas
Maio/2018	Imagem de satélite Google Earth (BaseMap Imagery)	50 cm	1:10.000	Sistema Barreira IV <ul style="list-style-type: none"> • Depósito praial • Corredor de alimentação • Sangradouros • Planície de deflação • Campo de dunas • Campo de dunas estabilizado • Malha urbana • Parque eólico Sistema Lagunar IV <ul style="list-style-type: none"> • Laguna • Lagoas • Terraços lagunares • Cordões lagunares • Deltas interlagunares • Deltas intralagunares • Canais interlagunares 	Mapeamento geomorfológico da área de estudos
23/05/2003 26/10/2009 17/03/2012 13/05/2016 03/09/2018	Imagem de satélite Google Earth (Worldview 2)	50 cm	1:2.500	<ul style="list-style-type: none"> • Lagoa do Gentil • Lagoa Manuel Nunes • Vegetação de área úmida • Macrófitas aquáticas • Sub-bacias de drenagens • Canais de drenagem • Vegetação de campos e Pinus spp. • Planícies deltaicas expostas 	Parâmetros morfométricos de áreas e comprimentos
1974	Fotografia Aérea	Escala 1:20.000	1:2.500	<ul style="list-style-type: none"> • Planícies deltaicas expostas 	Indícios da presença de deltas intralagunares nas posições atuais

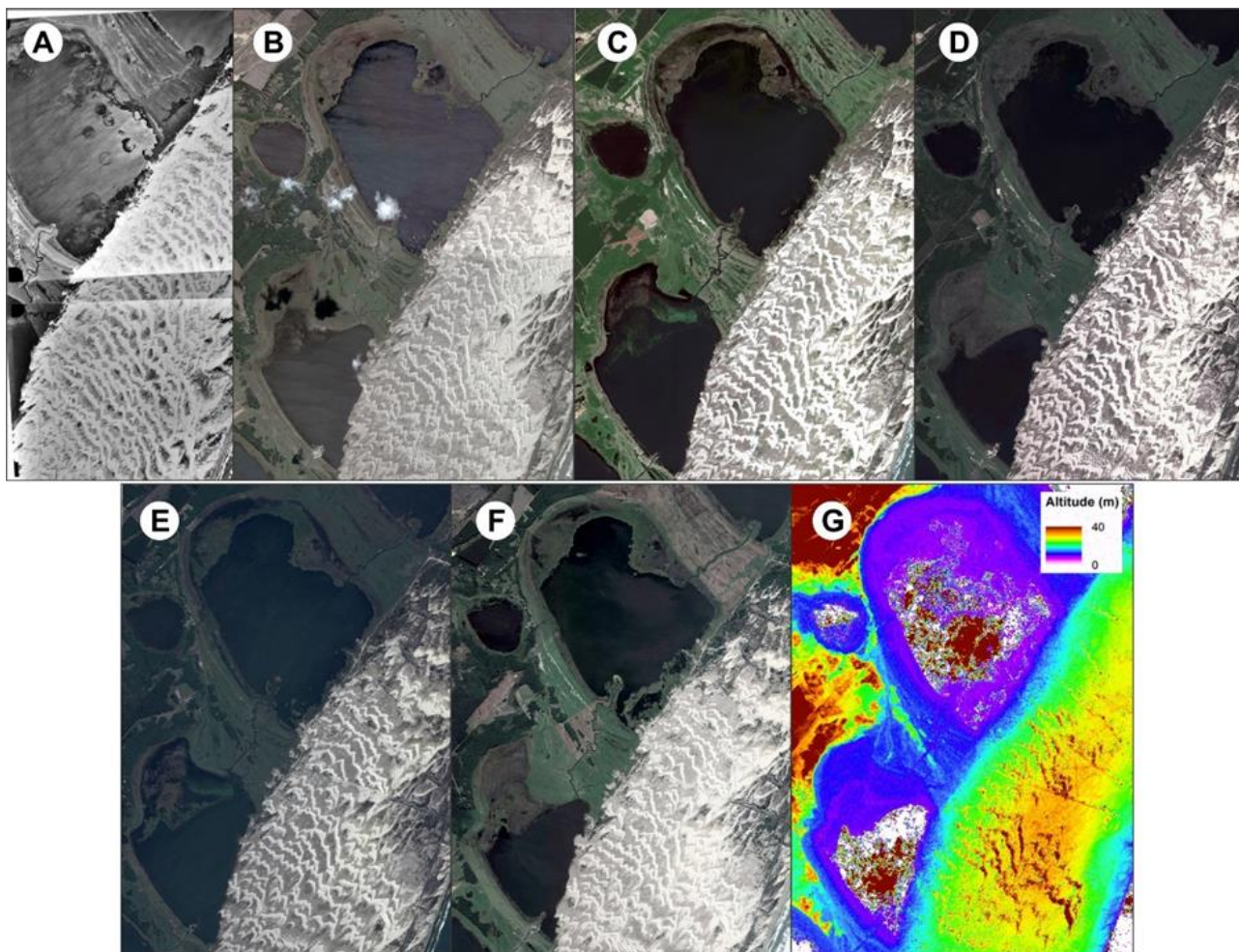


Figura 3. Imagens utilizadas como base do mapeamento da área de estudo no litoral norte da PCRS. (A) Fotografia aérea de 1974; Imagens de satélite do Google Earth™ utilizados como base dos mapeamentos para análise temporal para as datas de: (B) 23/05/2003; (C) 26/10/2009; (D) 17/03/2012; (E) 13/05/2016; (F) 03/09/2018; e (G) Modelo Digital de Elevação (MDE) ALOS World 3D (AW3D).

3.2. Cálculo dos parâmetros morfométricos

Com os elementos fisiográficos traçados no ArcMap™, utilizou-se a ferramenta Calculate Geometry, na Tabela de Atributos, para calcular os valores de áreas e perímetros. Os valores extraídos possibilitaram o cálculo dos parâmetros morfométricos de acordo com Machado (1998), Paz (2004) e Silveira (2012), os quais estão descritos a seguir e foram dispostos em gráficos com auxílio do Microsoft Excel™.

- Área (A): Nas sub-bacias de drenagem corresponde à área plana entre os divisores topográficos. A área das planícies deltaicas corresponde aos limites visíveis entre leques recentemente depositados. Enquanto para as lagoas, consiste na área plana que contorna sua superfície, sendo que as variações destas áreas superficiais estão diretamente relacionadas com o aumento e diminuição do nível d'água.
- Comprimento dos canais (L): Somatório das extensões dos canais de drenagem identificados como ativos na área de interdunas, obtidos a partir do cálculo de perímetro da rede de canais traçados no ArcMap™.
- Comprimento dos canais principais (L_c): Valor do comprimento para o canal que se conecta às drenagens do campo de dunas e estende-se até a frente deltaica.
- Sinuosidade dos canais principais (S_c): Relação entre o comprimento do canal principal (L_c) e a distância entre a nascente e a foz (D_c) no mesmo canal medida em linha reta, representando a quantidade de curvatura do canal, dado pela expressão:

$$S_c = L_c / D_c \quad (1)$$

- e) Densidade de drenagem (DD): Relação entre o somatório dos comprimentos de todos os canais da bacia de drenagem (L) e a área da bacia (A). É dada pela equação:

$$DD = L/A \quad (2)$$

- f) Comprimento máximo das lagoas: Linha que une os dois pontos mais afastados com orientação paralela a linha de costa, e possui caráter descritivo.
- g) Largura máxima das lagoas: Linha que une dois pontos mais afastados com orientação perpendicular à linha de costa, sendo uma medida tomada em ângulo reto a partir do eixo do comprimento máximo.
- h) Largura média das lagoas: Razão entre a área e o comprimento máximo.
- i) Relação Comprimento/Largura (relação C/L): Quando calculado para as planícies deltaicas tem o objetivo de verificar se há maior expansão das áreas longitudinalmente, em direção ao fundo lagunar, ou lateralmente, sobre as margens lagunares. E quando calculada para as lagoas, indicam a direção das áreas de baixa declividade onde ocorrem inundações periódicas.

3.3. Perfis de declividade

O levantamento do perfil topográfico dos canais deltaicos foi realizado em fevereiro de 2019, utilizando um GNSS Geodésico da marca Stonex, modelo S8+, com sistema de posicionamento diferencial realizado por pós-processamento. O levantamento foi realizado através de caminhamentos em modo cinemático, com coletas a cada segundo. A base foi instalada em uma Referência de Nível (RN) do Centro de Estudos Limnológicos e Marinheiros (CECLIMAR) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), localizado aproximadamente 10 km da área de estudo. Os dados foram adquiridos no datum SIRGAS 2000, e a altitude ortométrica foi calculada com base no modelo geoidal do MAPGEO2015 elaborado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), o qual pode ser acessado gratuitamente. Os dados de altimetria foram transformados em um arquivo vetorial no ArcMap™, de onde foram extraídos os valores para elaboração dos perfis de declividade das planícies deltaicas no Microsoft Excel™. Os perfis de declividades lagunares e dos prodeltas elaborados no Microsoft Excel™ correspondem aos modelos batimétricos gerados e disponibilizados por Trindade (2019).

4. Resultados

4.1. Bacias receptoras

A Lagoa Manuel Nunes apresenta variações relativamente expressivas na área superficial (Figura 4), com aumento de 59,3% de sua área entre 2003 e 2009, diminuição de 54,6% de 2009 a 2012, tornando a aumentar de 2012 a 2016 apresentando aproximadamente o dobro da área superficial, e novamente diminuindo em 51,7% de 2016 a 2018.

Na Lagoa do Gentil as variações são bastante discretas, apresentando aumento de 2,8% na área superficial de 2003 a 2009, diminuição de 4% de 2009 a 2012, tornando a aumentar 0,3% de 2012 a 2016, e diminuindo novamente em 0,45% de 2016 a 2018. A vegetação presente nas margens lagunares diminuiu de 0,42 km² para 0,28 km² de 2003 a 2009, apresentando crescimento até 2018, quanto voltou a totalizar 0,42 km² de cobertura. A vegetação macrófitas aquáticas expostas apresentou diminuição em área de 58,46% de 2003 a 2009, em 2012 apresentou área de exposição 1,71 vezes maior do que em 2009, diminuindo novamente em 38,63% de 2012 a 2016, tornando a aumentar sua exposição em 2018 com uma área 2,16 vezes maior do que em 2016. Nos materiais suplementares 1, 4 e 5, são apresentados os valores dos parâmetros morfométricos e seus respectivos gráficos.

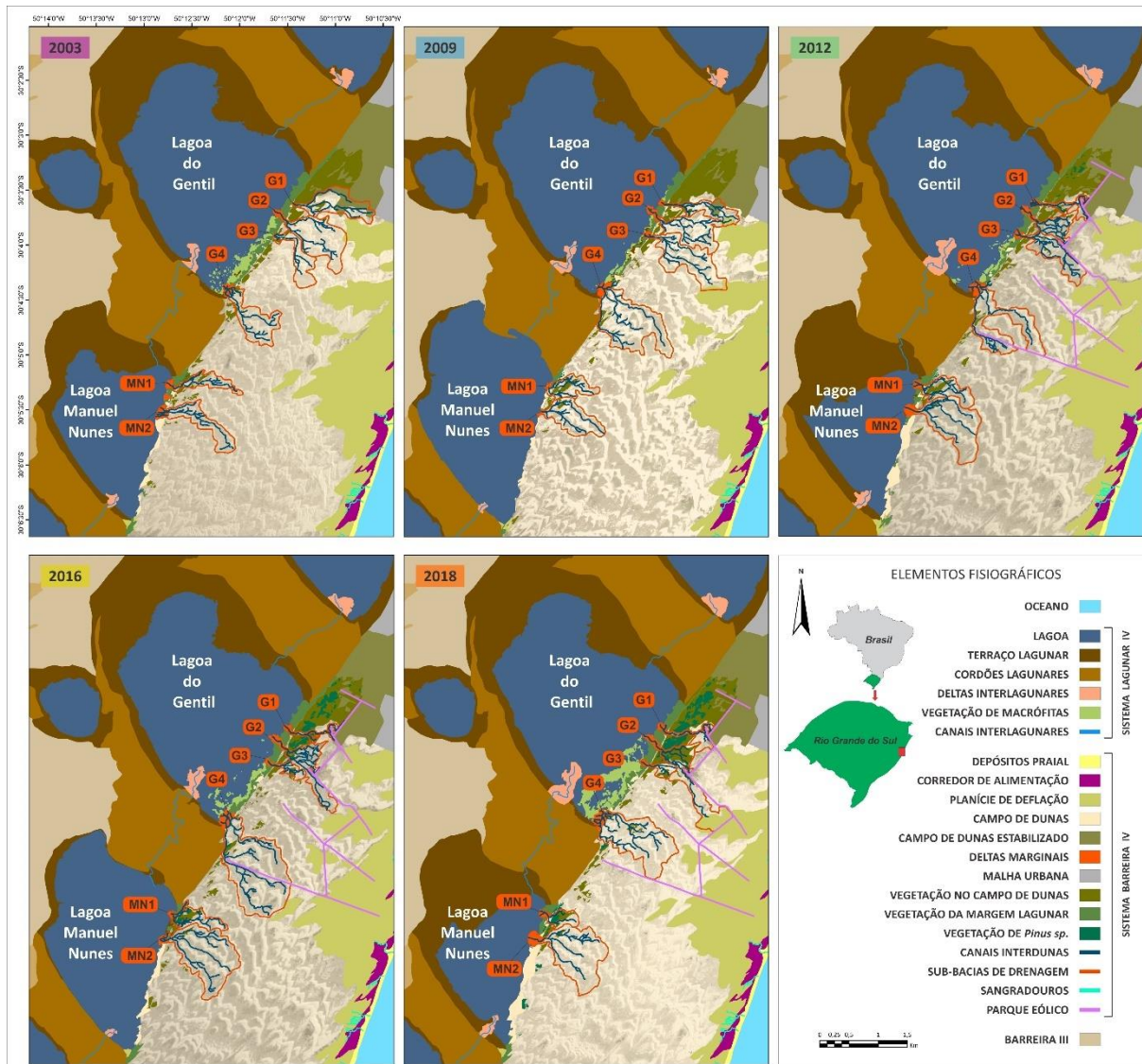


Figura 4. Mapeamento dos elementos fisiográficos, evidenciando as variações morfológicas dos sub-ambientes costeiros do Sistema Laguna-Barreira IV, no Litoral Norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, para diferentes datas: 23/05/2003, 26/10/2009, 17/03/2012, 13/05/2016 e 03/09/2018. Notar a variação da área superficial da Lagoa Manuel Nunes; o aumento da vegetação de macrófitas na Lagoa do Gentil e de *Pinus spp.* no campo de dunas; o crescimento das planícies deltaicas; variações nas formas das sub-bacias de drenagem e de seus canais associados; presença do parque eólico sobre o campo de dunas a partir de 2012, interferindo nas formas de algumas sub-bacias.

Os parâmetros morfométricos obtidos para as lagoas costeiras estão resumidos na Tabela 3. A relação entre os valores de medidas de comprimento e largura máxima para a Lagoa do Gentil refletem o formato alongado da lagoa na direção NW-SE. Para a Lagoa Manuel Nunes estes valores refletem o formato aproximadamente triangular da lagoa. Na Lagoa do Gentil as mais altas declividades apresentam valores entre 0,65% e 0,71% e se encontram nas margens próximas aos canais interlagunares (Figura 5), correspondentes as margens SW dos perfis B e C, e margem NE do perfil C. Declividades moderadas, variando entre 0,15% a 0,26%, correspondem as margens SE dos perfis 1, 2, 3 e 4, NW do perfil 4 e SW do perfil A. As demais margens, NW dos perfis 1, 2 e 3, e NE dos perfis A e B apresentam declividades suaves com valores entre 0,10% a 0,13%. Na Lagoa Manuel Nunes (Figura 6), as maiores declividades possuem valores entre 0,51% e 2,27%, e são encontradas nas margens SE dos perfis 1, 2 e 4, no limite com o campo de dunas, e também na margem NE do perfil C, próximo ao canal interlagunar. Valores entre 0,18% e 0,43%, representam declividades moderadas que são encontradas nos perfis B e 3, e nas margens SW dos perfis A e C, e NW do perfil 4. As declividades mais suaves, com valores entre 0,07% e 0,13%, estão nas margens NW dos perfis 1 e 2, e NE do perfil A. Nos perfis 2 e 3, a margem SE apresenta suavização de declividade em razão da presença de prodeltas. Os deltas presentes da Lagoa do Gentil apresentam

prodeltas de declividade mais suaves, com valores entre 0,16% e 0,22%, enquanto os deltas da Lagoa Manuel Nunes apresentam declividades mais acentuadas com valores de 0,36% a 0,40% (Figura 8). Macrófitas estão presentes em ambas as lagoas, no entanto os sistemas deltaicos mais afetados pela presença dessas plantas estão na Lagoa do Gentil (Figura 2), com área de aproximadamente 0,39 km² na margem leste.

Tabela 3. Parâmetros morfométricos obtidos para as lagoas costeiras no ano de 2018

Parâmetros morfométricos	Lagoa do Gentil	Lagoa Manuel Nunes
Área Superficial (Km ²)	6,67	2,42
Perímetro (Km)	15,10	12,20
Volume (10 ⁶ m ³)	6,70	3,20
Profundidade Máxima (m)	2,00	2,20
Comprimento Máximo (Km)	2,72	1,58
Largura Máxima (Km)	2,99	2,52
Largura Média (Km)	2,45	1,53
Relação Comprimento/Largura	0,91	0,63

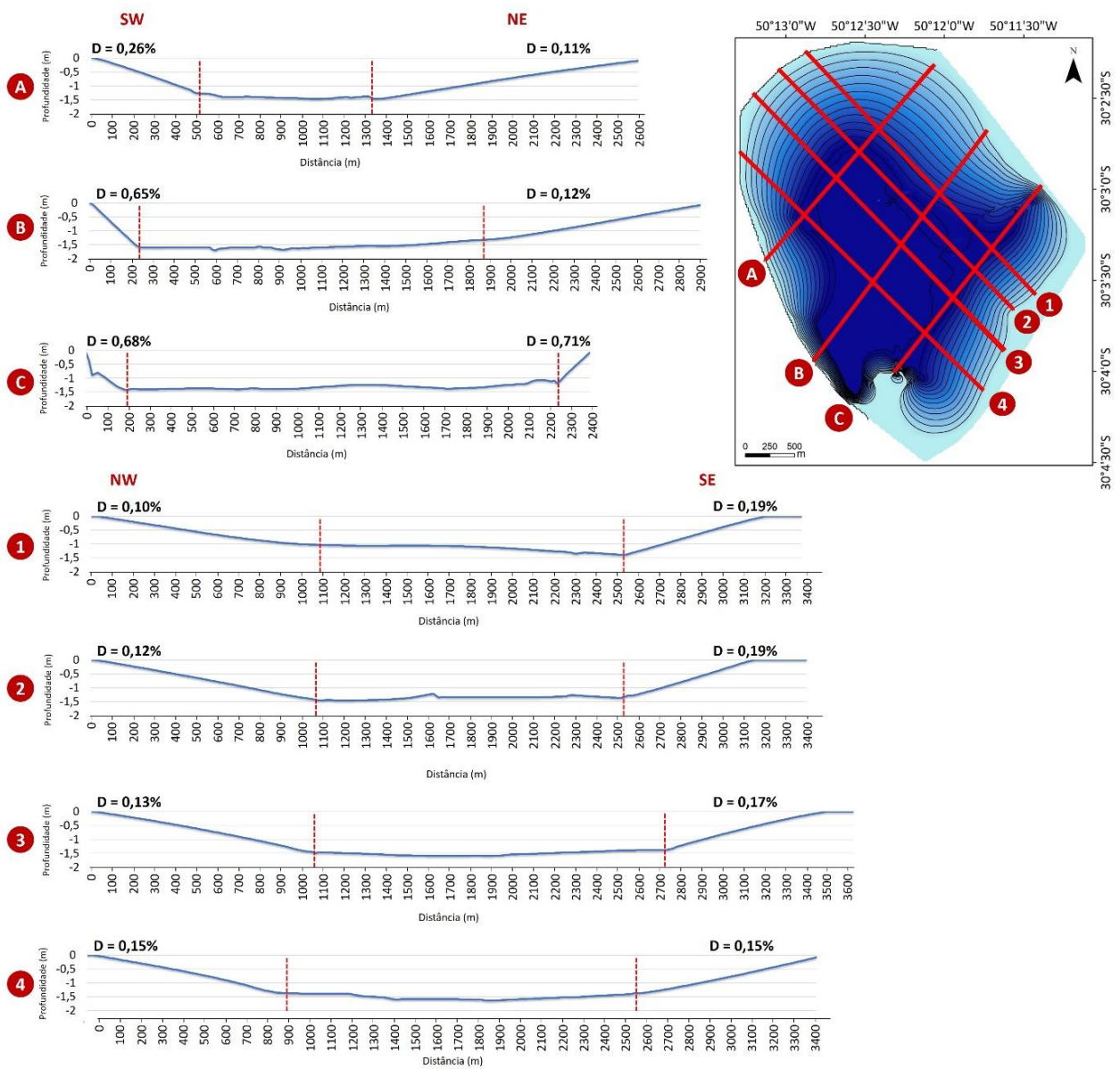


Figura 5. Perfis de declividade extraídos do modelo batimétrico de Trindade (2019), para a Lagoa do Gentil. Os traçados em vermelho sobre os gráficos indicam os limites das margens lagunares com declividades (D) calculadas.

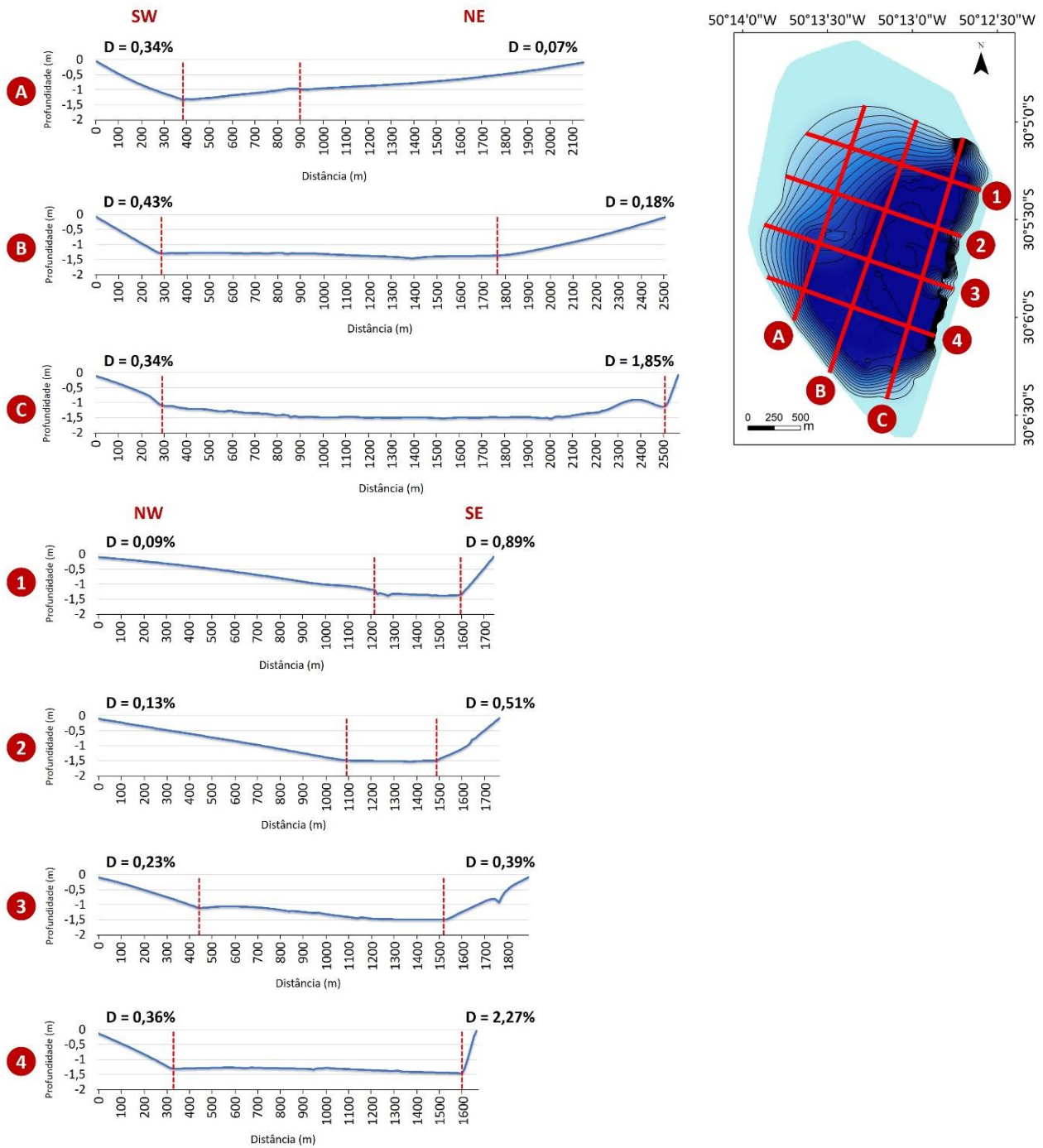


Figura 6. Perfis de declividade extraídos do modelo batimétrico de Trindade (2019), para a Lagoa Manuel Nunes. Os traçados em vermelho sobre os gráficos indicam os limites das margens lagunares com declividades (D) calculadas.

4.2. Bacias de Drenagem

Os campos vegetados observados nas áreas estabilizadas apresentam diminuição de 14,76% de 2003 a 2012, e aumento de 68,75% de 2012 a 2018. Na mesma região distingue-se a presença da espécie *Pinus spp.*, que entre 2003 e 2009 é pouco significativo, mas apresenta crescimento de 2012 a 2018 atingindo uma área de aproximadamente 0,3 km². As variações morfométricas calculadas para cada sub-bacia de drenagem no período entre 2003 e 2018 são descritas a seguir. Nos materiais suplementares 2, 6 e 7, são apresentados os valores dos parâmetros morfométricos e seus respectivos gráficos.

Atualmente o campo de dunas apresenta área total de aproximadamente 20,7 km², com largura variando de 3,3 km a 1,3 km, e comprimento de 11,7 km. As regiões estabilizadas têm cobertura vegetal de aproximadamente

1,8 km², sendo especialmente abundante na porção norte junto a Lagoa do Gentil. A distância da barreira desde a margem leste da Lagoa do Gentil até a linha de costa, em 2018, é de aproximadamente 3 km, sendo que 2,37 km correspondem ao campo de dunas e os outros 0,63 km correspondem a área coberta pela urbanização. A porção da barreira que vai da margem leste da Lagoa Manuel Nunes até a linha de costa é ocupada apenas pelo campo de dunas e apresenta uma distância média de aproximadamente 3,94 km. Demais parâmetros morfométricos obtidos para o ano de 2018 estão dispostos na Tabela 4.

Tabela 4. Valores obtidos para os parâmetros morfométricos das sub-bacias e canais de drenagem para o ano de 2018.

Deltas	Sub-bacias			Canais de Drenagem		
	Área (Km ²)	Perímetro (Km)	Largura (m)	Perímetro total (Km)	Densidade	Sinuosidade do canal principal
G1	0,15	4,08	8 – 30	1,74	11,62	1,50
G2	0,54	6,90	4 – 27	3,96	7,34	1,14
G3	0,09	1,78	9,50 - 64	1,04	11,59	1,05
G4	0,85	5,17	7 - 70	6,47	7,61	1,30
MN1	0,14	2,12	7 - 20	1,33	9,50	1,28
MN2	0,82	4,92	10 - 80	4,35	5,31	1,16

4.2.1. Sub-bacia G1

Entre 2003 a 2018 a área diminuiu 64,3%, e o perímetro da rede de drenagem apresentou diminuição de 53,85%, ao mesmo tempo em que a sinuosidade dos canais aumentou em 31,6%. A densidade de canais aumentou 1,36 vezes de 2003 a 2016, e diminuiu 45,2% em 2018.

4.2.2. Sub-bacia G2

A área diminuiu em 63,2% de 2003 a 2012, e aumentou 1,57 vezes de 2012 a 2018. Entre 2003 a 2018 a rede de drenagem variou seu perímetro de forma alternada, com aumento de 6% de 2003 a 2009, diminuição de 12% de 2009 a 2012, voltando a aumentar 46,7% de 2012 a 2016, e por fim, apresentando nova diminuição de 28,4% de 2016 a 2018. A sinuosidade dos canais aumentou 8% de 2003 a 2012, diminuindo 11,5% de 2012 a 2016, aumentando novamente entre 2016 e 2018 em 5,6%. A densidade de canais apresentou tendência oposta a área da sub-bacia, aumentando seu valor em torno de 1,53 vezes de 2003 a 2012, diminuindo em 59% de 2012 a 2018.

4.2.3. Sub-bacia G3

A área e o perímetro da rede de drenagem aumentaram 1,44 e 1,23 vezes de 2003 a 2009, e diminuíram 76,6% e 84,5% de 2012 a 2018, respectivamente. A sinuosidade dos canais diminuiu 19,8% de 2003 a 2018. A densidade de canais aumentou em 1,31 vezes de 2003 e 2016, e diminuiu 28,4% de 2016 a 2018.

4.2.4. Sub-bacia G4

A área e o perímetro das drenagens variaram alternadamente entre 2003 até 2018, apresentando uma tendência geral crescente para este período com aumento de 97,67% e 64,38%, respectivamente. A sinuosidade dos canais aumentou 18,1% de 2003 a 2009, diminuiu 12,4% de 2009 a 2012, e voltou a aumentar em 8,3% de 2012 a 2018. A densidade de canais também apresentou variações, mas sua tendência geral foi decrescente, apresentando diminuição total de 16,8% de 2003 a 2018.

4.2.5. Sub-bacia MN1

No período de 2003 a 2012 a área aumentou em 33,33% e o perímetro das drenagens em 26,12%, diminuindo 50% e 56,82% de 2012 a 2018, respectivamente. A sinuosidade apresentou diminuição de 2,6% entre 2003 a 2009, e aumento de 7,6% de 2009 a 2018. A densidade dos canais diminuiu em 5,5% de 2003 a 2012, aumentando em 14,2% de 2012 a 2016, e diminuindo em 24,4% de 2016 a 2018.

4.2.6 Sub-bacia MN2

A área aumentou 1,44 vezes de 2003 a 2016, diminuindo 6,82% de 2016 a 2018. O perímetro das drenagens diminuiu 13,7% de 2003 a 2009, aumentando 76,65% de 2009 até 2016, com nova diminuição de 26,27% de 2016 a 2018. De 2003 a 2018 a sinuosidade variou discretamente, apresentando aumento total de 5,5%, enquanto a densidade de drenagens diminuiu em 50,7%.

4.3 Deltas Intralagunares

4.3.1 Delta G1

A fotografia aérea de 1974 mostra que já havia indícios da formação de um delta na posição atual de G1 com morfologia lobada (Figura 7). Em 2003, a margem lagunar está coberta por vegetação e apenas há evidência de deposição de sedimentos arenosos na extremidade do canal ativo em uma área de 1,2 km². Nesse período, a relação entre o comprimento e largura da porção arenosa é de 1,71. Em 2009, uma planície deltaica lobada com canais entrelaçados projeta-se sobre a lagoa, apresentando aumento em quase 5,83 vezes a área da cobertura arenosa, aumentando também a relação C/L em 52,63% desde 2003. Neste período pode-se descrever que os canais possuem fluxo desconfinado, de acordo com Blair e McPherson (1994). Em 2012, a planície deltaica apresenta dois grandes canais entrelaçados conectados ao campo de dunas por um canal meandrante, e aumento de 1,2 vezes na área, enquanto a relação C/L diminui em 28,74% desde 2009. Em 2016, o canal meandrante sofre avulsão e canaliza a deposição de sedimentos para norte, dividindo-se em dois canais meandranes que formam lobos arenosos, enquanto a porção ao sul aparece vegetada e parcialmente inundada. A área da planície sofre diminuição em 7,93%, enquanto a relação C/L aumenta 22,28% desde 2012. De 2016 a 2018, há aumento de 11,03% em área e diminuição em 8,77% na sua relação C/L. A variação observada na relação C/L evidencia um crescimento mais significativo da planície deltaica em comprimento do que em largura. Nos materiais suplementares 3, 8 e 9, são apresentados os valores dos parâmetros morfométricos e seus respectivos gráficos para do delta G1 e os demais deltas analisados.

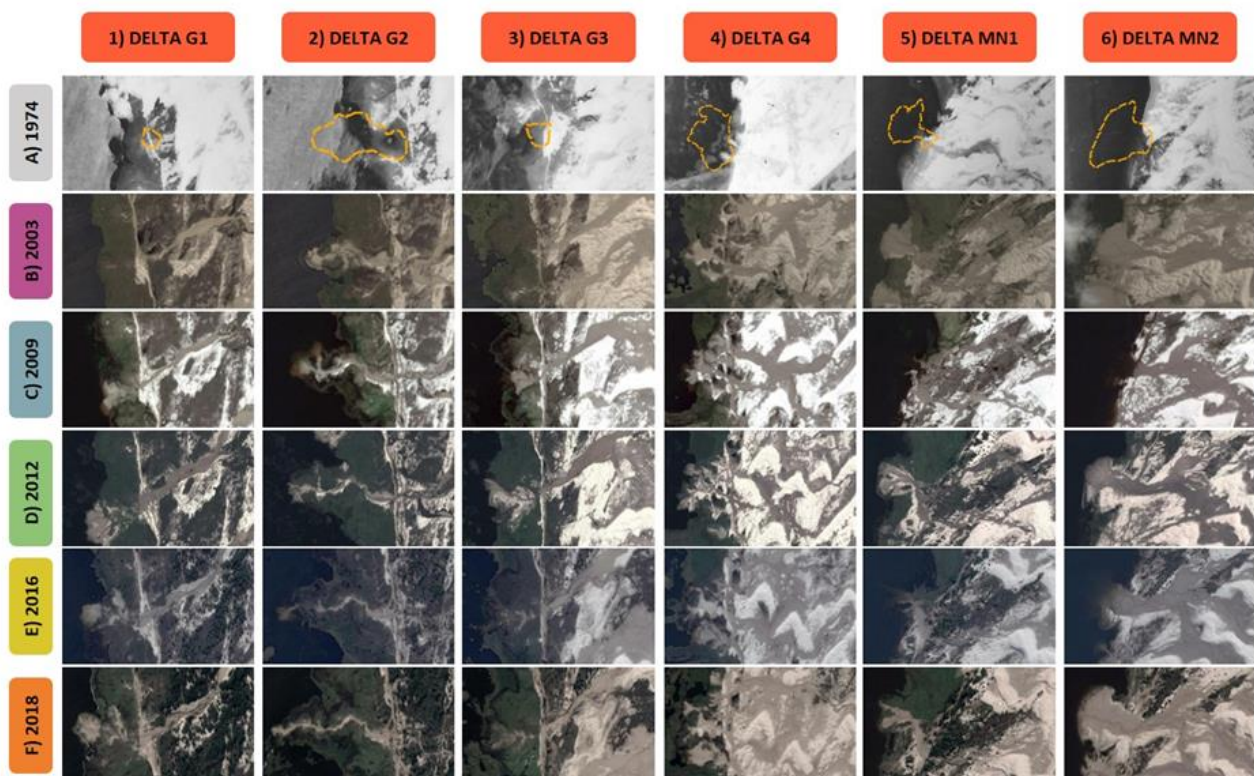


Figura 7. (A) Fotografia aérea de 1974 com as indicações das posições dos deltas intralagunares no ano de 2003 (polígonos traçados em amarelo). (B, C, D, E e F) Imagens de satélite mostrando a variação temporal das diferentes morfologias deltaicas.

4.3.2 Delta G2

Na fotografia aérea de 1974 não há deposição de planície deltaica na atual posição do delta G2. Em 2003, a planície deltaica apresenta morfologia lobada a digitiforme, com presença de vegetação. É composta por um canal principal que passa de entrelaçado a montante para meandrante a jusante, com fluxo desconfinado na desembocadura. Nesse período a área é de 22,54 km² e relação C/L de 2,21. Em 2009, a planície apresenta morfologia digitiforme e está parcialmente inundada, expondo a cobertura arenosa do canal principal. Há aumento da área em 47,87%, e da relação C/L em 12,67% desde 2003. Em 2012, a planície deltaica está coberta por vegetação e cobertura arenosa pouco expressiva na margem sul do canal principal e na desembocadura, onde o fluxo permanece desconfinado. A área aumenta apenas em 1%, enquanto a relação C/L aumenta 6% desde 2009. Em 2016, a planície tem sua extremidade inundada pelo nível d'água da lagoa, apresentando diminuição de 4,92% na relação C/L, e aumento da área em 6,57%. De 2016 a 2018 há aumento da área da planície em 2,15% e de 11,55% para a relação C/L, indicando maior crescimento em comprimento. Nota-se ainda que de 2003 a 2018 a desembocadura do canal distributário sofre avulsões fazendo com que o lobo depositado inflexione de sul para norte, e de norte para sul.

4.3.3 Delta G3

Na fotografia aérea de 1974 não há deposição de planície deltaica na atual posição do delta G3. Em 2003 inicia-se o desenvolvimento da planície deltaica composta por uma pequena cobertura arenosa de 1 km² sobre a margem vegetada da lagoa, com relação C/L de 2,29. Em 2009, a planície deltaica apresenta composição essencialmente arenosa de fluxo desconfinado e morfologia lobada, com aumento de aproximadamente dez vezes em área e diminuição de 48% da relação C/L desde 2003. Em 2012, a planície está amalgamada com a margem lagunar, apresentando um canal meandrante e cobertura arenosa com presença de vegetação. Neste período a planície aumentou 37,43% de sua área e 28,57% da sua relação C/L. Em 2016, há ampla vegetação e o canal distributário está aparentemente inativo, causando diminuição de 6% na área e aumento de 53,6% na relação C/L desde 2012. Em 2018, o canal distributário está ativo e bifurcado, mas a planície continua com pouca cobertura arenosa e morfologia lobada, apresentando diminuição de 21,8% da sua área e de 9,36% de sua relação C/L. A variação da relação C/L indica que a planície cresceu tanto em comprimento quanto em largura, sendo o maior crescimento em comprimento entre 2016 e 2018.

4.3.4 Delta G4

Em 1974, havia presença de dois pequenos lobos individualizados e um leque formado pela queda de grãos de uma duna diretamente sobre a lagoa na atual posição de G4. Apenas na década de 1990 os lobos começam a se amalgamar assumindo morfologia mista. Em 2003, há três lobos deltaicos conectados e compostos por canais entrelaçados largos (3 a 22 m) com cobertura arenosa e abundante presença de vegetação nas planícies intercanais, abrangendo uma área de 26,21 km², e relação C/L de 0,72. Em 2009, as porções vegetadas estão inundadas, evidenciando a cobertura arenosa da planície deltaica com morfologia lobada. O lobo a sul é avulsionado enquanto os demais progridam de forma desconfinada sob influência de novos canais formados no interdunas. Entre 2003 e 2009 houve aumento de 39,4% na área da planície, enquanto a relação C/L apresentou diminuição de 13,9%. Em 2012, os canais distributários apresentam menores larguras variando de 2,5 a 13,6 m e presença de vegetação nas planícies intercanais. Entre 2009 e 2012 a área da planície aumentou em 10,5% e a relação C/L em aproximadamente 1,42 vezes. Em 2016, as drenagens voltam a apresentar largura em torno de 18 m. A drenagem a sul é reconectada à planície e volta depositar sedimentos no lobo deltaico, apresentando uma área 25% maior do que em 2012, enquanto a relação C/L diminuiu em 49,3%. Em 2018, há aumento da cobertura arenosa sobre a área vegetada, com o surgimento de um novo lobo depositado a norte. De 2016 a 2018 a área da planície aumentou 18,5% e a relação C/L 3,95%. As variações da relação C/L refletem a morfologia mista relacionada ao crescimento por amalgamação lateral de planícies deltaicas, apresentando em geral, valores abaixo de 1.

4.3.5 Delta MN1

Em 1974, há vestígios de um canal meandrante ativo, porém não há lobo deltaico formado, ainda que na década de 1980 a planície deltaica aparece desenvolvida. Em 2003, a planície deltaica apresenta morfologia arqueada bem desenvolvida de cobertura arenosa com área de 17,17 km². Esta planície possui canais entrelaçados

drenando a planície de forma desconfinada, e feições de retrabalhamento por onda na frente deltaica. Em 2009, a planície deltaica aparece quase completamente submersa, expondo valores menores em 67% de área e 51% de relação C/L do que os valores observados em 2003. Em 2012, a planície está novamente exposta, apresentando morfologia arqueada a lobada, com canais entrelaçados bem definidos e cobertura vegetal entre canais. Entre 2009 e 2012 há aumento em 2,23 vezes da área e de 3,56 vezes da relação C/L. Na frente deltaica há feições de retrabalhamento por ondas. Em 2016, o delta volta a ser inundado, expondo área 60% menor do que a observada em 2012, bem como há uma diminuição em 15,6% em sua relação C/L. Em 2018, a planície volta a ser exposta, agora com morfologia lobada e maior desenvolvimento de vegetação. Durante os períodos de maior exposição das planícies deltaicas, nos anos de 2003, 2012 e 2018, observa-se cordões lagunares se formando no limite sul entre as planícies deltaicas.

4.3.6 Delta MN2

Em 1974, na posição de MN2 há um leque de sedimentos formado pela queda de grãos de uma duna sobre a lagoa com feições de retrabalhamento por onda (Figura 7). Na década de 1980 já há presença de planície deltaica. Em 2003, a planície deltaica de morfologia arqueada e cobertura arenosa e drenagem desconfinada de canais entrelaçados apresenta área de 34,11 km². Lateralmente está conectada a outra planície deltaica a sul, e cordões lagunares a norte. A frente deltaica é retrabalhada por ondas. Em 2009, a planície é inundada, expondo uma cobertura arenosa de canais entrelaçados 92% menor do que em 2003, enquanto a relação C/L aumenta em 7,8%. Em 2012, a planície retorna com morfologia arqueada e com área aproximadamente 11 vezes maior do que em 2009, também apresentando crescimento de 25,8% na relação C/L. Em 2016, novamente inundada, a planície apresenta diminuição da sua área de exposição em 42%, enquanto aumenta sua relação C/L em 4,1%, desde 2012. Em 2018, a planície deltaica é novamente exposta, com aumento de sua área em 1,25 vezes, e aumento de 3,2% de sua relação C/L. As relações C/L indicam o progressivo aumento no comprimento da planície, mas preservando sua morfologia arqueada.

4.4 Morfologias Deltaicas

4.4.1 Delta Arqueado

O delta MN2 apresenta morfologia arqueada. É arenoso com ausência de vegetação, essencialmente composto por canais entrelaçados largos e rasos (Figura 7, Tabela 4). A frente deltaica é bastante contínua e com feições de retrabalhamento por ondas indicada pelo aparecimento periódico de um pequeno pontal na extremidade sul de sua frente deltaica. A planície apresenta declividade constante através de todo perfil (Figura 8). No entanto, este valor é relativamente baixo comparado a declividade total dos demais deltas, bem como a declividade na porção a montante do canal principal. Enquanto que para a porção a jusante do canal e para o prodelta as inclinações são relativamente altas (Figura 8).

4.4.2 Deltas Lobados

Os deltas com morfologia lobada em 2018 compreendem os sistemas G1, G3, G4 e MN1 (Figura 7). Apresentam canais entrelaçados rasos e largos e canais meandantes de maior coesão formados na presença de ampla vegetação nas planícies entre canais. As frentes deltaicas se apresentam de forma descontínua e os prodeltas são especialmente vegetados nos deltas G4 e o G3. As declividades totais obtidas para as planícies deltaicas lobadas (Figura 8) indicam valores superiores comparada com as demais morfologias, assim como a porção a montante, próxima ao campo de dunas. Os prodeltas variam de acordo com a batimetria das lagoas.

4.4.3 Delta Digitado

O delta G2 tem morfologia digitiforme (pé-de-pássaro), indicando o domínio do canal fluvial. Apresenta drenagem principal bastante contínua e canalizada, do tipo meandrante, tornando-se mais estreita em direção a lagoa e abrindo-se em um leque frontal (Figura 7). Em torno do canal principal e de seus pequenos distributários, há ampla presença de vegetação. A frente deltaica é descontínua e o prodelta é vegetado. A declividade da planície e do prodelta são suaves e praticamente constantes ao longo do perfil percorrido (Figura 8).

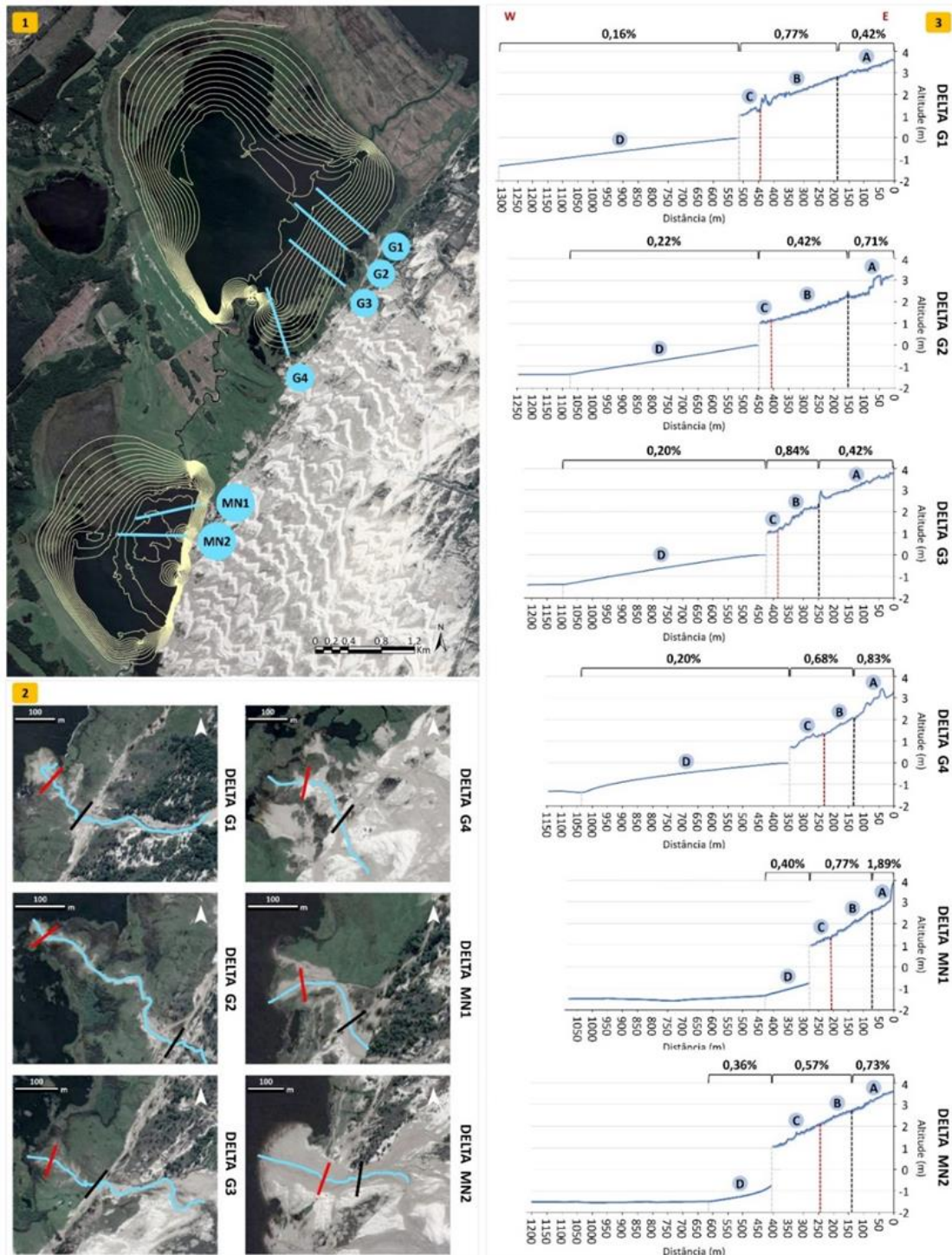


Figura 8. (1) Perfis em planta dos prodeltas (linhas azuis) obtidos a partir do modelo batimétrico de 2019. (2) Perfis em planta dos principais canais de drenagem dos deltas intralagunares (linhas azuis) obtidas por caminhamento de RTK em 2019. Os perfis abrangem parte do campo de dunas (da extremidade leste da linha azul até o traçado preto) e as planícies deltaicas (do traçado preto até a extremidade oeste da linha azul), as quais são subdivididas afim de mostrar a variação das declividades entre a porção a montante (do traçado preto ao traçado vermelho) e a jusante (do traçado vermelho até a extremidade oeste). (3) Perfis de declividade integrando os dados de caminhamento de RTK e modelo batimétrico para os diferentes deltas intralagunares, com os valores correspondentes indicados na parte superior dos gráficos, onde: (A) representa a porção do campo de dunas; (B e C) representam a planície deltaica; e (D) representa o prodelta. Os valores de declividade das porções B são de 0,79% para G1, 0,42% para G2, 0,99% para G3, 0,78% para G4, 0,87% para MN1, e 0,57% para MN2. Os valores de declividade das porções C são de 0,41% para G1, 0,45% para G2, 0,49% para G3, 0,57% para G4, 0,60% para MN1, e 0,57% para MN2.

5. Discussão

5.1 Fatores Controladores

Os fatores envolvidos na produção das diferentes morfologias apresentam variações laterais nas bacias receptoras e na bacia de drenagem em sentido SW-NE, concordante com a linha de costa. A distribuição lateral desses fatores está sumarizada na Figura 9, onde as relações lineares indicam as diferentes expressões de aspectos da morfologia, vegetação, salinidade, ocupação do solo e processos costeiros. A análise dos fatores controladores dos deltas intralagunares possibilitou propor um modelo de rede de interações que estão sumarizadas na Figura 10. Esses fatores correspondem aos processos autocíclicos, ou seja, aqueles relacionados à dinâmica própria do sistema deposicional. As relações entre a variabilidade espacial dos fatores controladores são descritas detalhadamente a seguir.

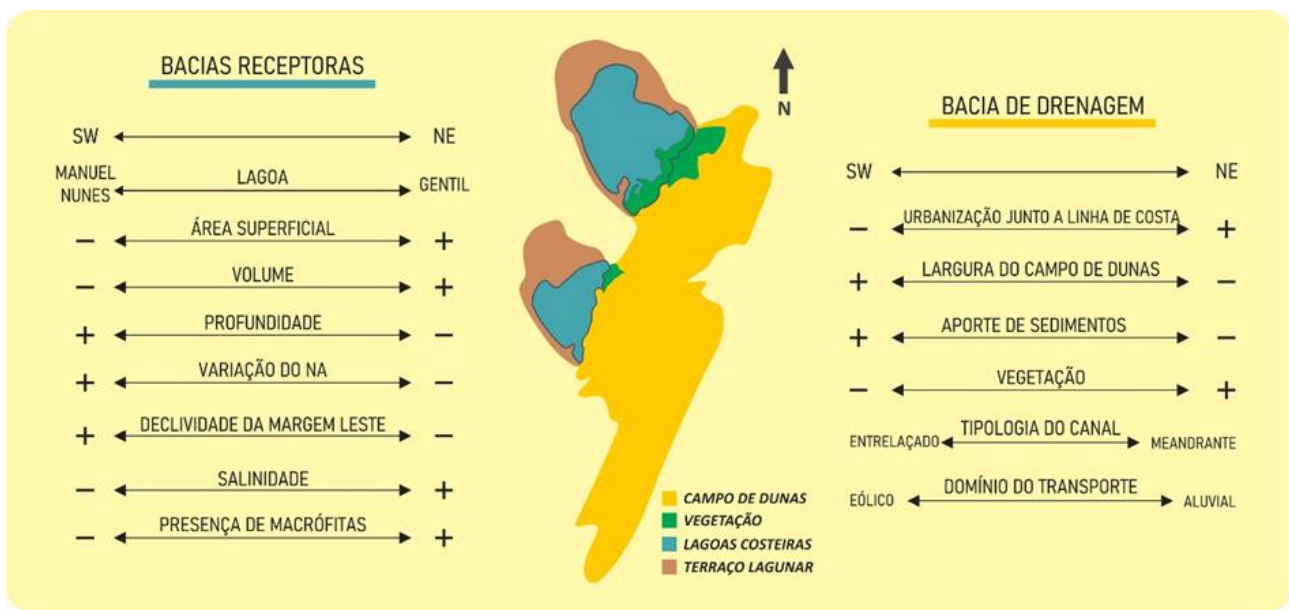


Figura 9. Variabilidade lateral dos fatores controladores das morfologias deltaicas nas bacias receptoras e de drenagem.

5.1.1 Aporte sedimentar

O aporte sedimentar está diretamente ligado aos processos eólicos, onde os ventos devem ter capacidade de transportar os sedimentos arenosos desde a linha de costa através dos corredores de alimentação. Martinho, Hesp e Dillenburg (2010), constatou que quando esta conexão que alimenta o campo de dunas se faz presente, há maior potencial de fluxo de sedimentos, porém, quando há estabelecimento de urbanização junto à linha de costa, os corredores de alimentação são interrompidos e suprimidos, promovendo um déficit no aporte sedimentar. Na porção sudoeste do campo de dunas, lateralmente associada a Lagoa Manuel Nunes, há maior largura do campo de dunas e ausência de grande urbanização junto a linha de costa, indicando que há maior fluxo de sedimentos. Enquanto na porção nordeste, junto à Lagoa do Gentil, há estabilização do sistema eólico com ampla presença de vegetação e urbanizações próximas. Dessa forma, a disponibilidade de sedimentos diminui em sentido SW-NE na bacia de drenagem (Figura 9).

5.1.2 Atividades antrópicas

As atividades humanas contribuem para a alteração do campo de dunas através da remoção de areia, introdução de *Pinus spp.*, expansão urbana, construção de estradas e do parque eólico, e atividades esportivas com veículos sobre as dunas. Essas alterações ambientais promovem o bloqueio da entrada de sedimentos, a erosão e influenciam no aumento de umidade e proliferação da vegetação sobre o campo de dunas, auxiliando no processo de estabilização e extinção do Campo de Dunas do Jardim do Éden (MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010; LANZER, 2013). A presença do parque eólico implantado no ano de 2011 altera a migração de algumas dunas e a

rede de canais interdunas, porém, refletindo muito pouco na alteração das planícies deltaicas durante o período observado. Neste sentido, a ocupação humana de maior impacto é dada pela urbanização e estabelecimento de moradias junto à linha de costa. Nas lagoas costeiras, a expansão urbana sem saneamento básico, o monocultivo de eucalipto, a silvicultura e criação de bovinos nos terraços e cordões lagunares, causam grande impacto na qualidade das águas e promovem a eutrofização das lagoas (MOURA et al., 2015; CASTRO E ROCHA, 2016).

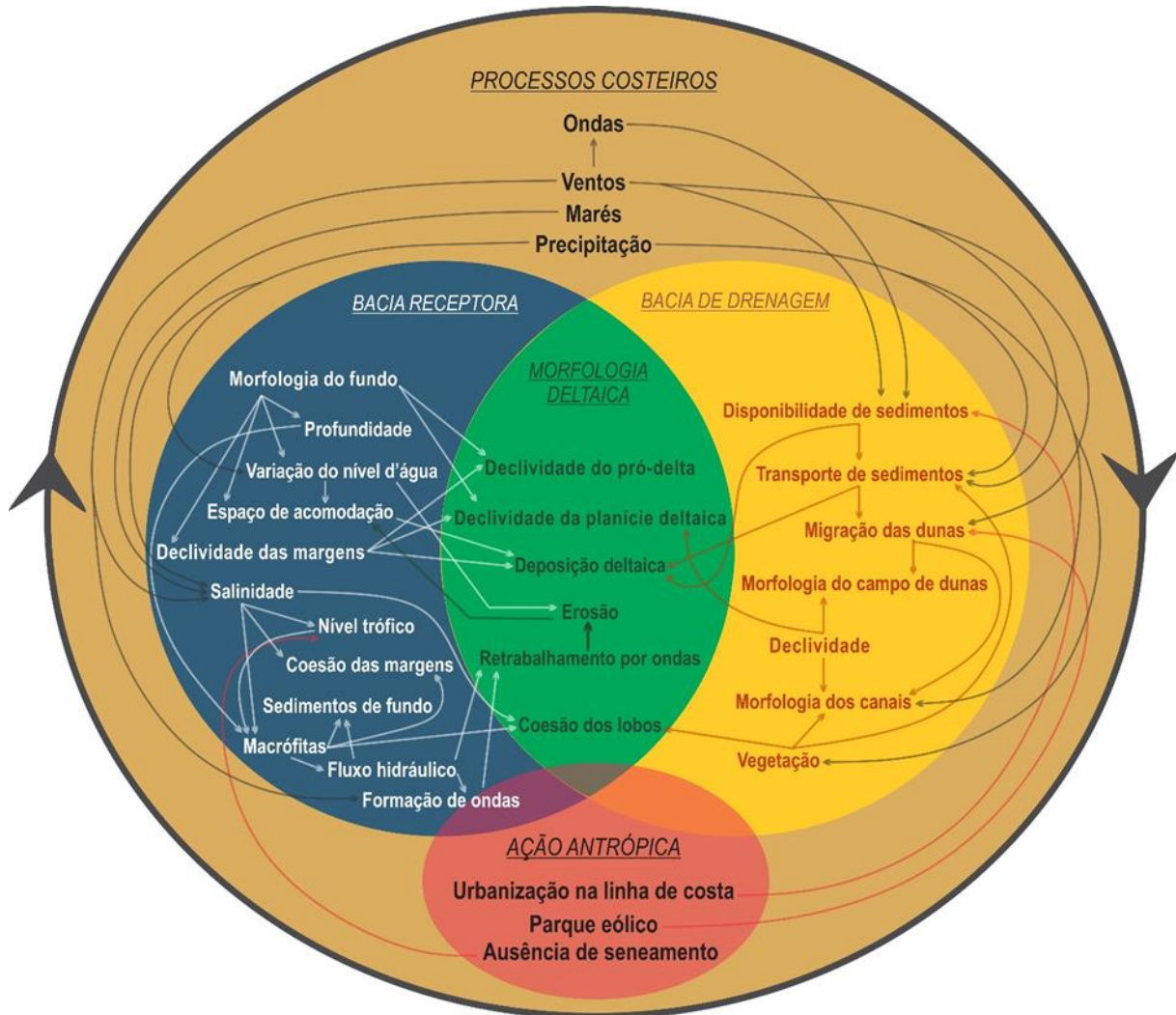


Figura 10. Rede de fatores que controlam a biogeomorfologia dos deltas intralagunares na área de estudo, indicando as interações entre os processos autocíclicos e os elementos morfológicos.

5.1.3 Vegetação

A presença de vegetação é expressiva nas sub-bacias dos deltas G1, G2 e G3, próximas a porção estabilizada do campo de dunas, tendendo a se proliferar em sentido ao SW (Figura 9). Grande parte dessa vegetação é da espécie *Pinus spp.*, a qual apresenta uma ameaça às espécies nativas Portz et al. (2011). A presença de vegetação junto aos canais influencia no aumento de umidade e da coesão das margens, tornando canais de drenagem mais estreitos, profundos e persistentes (TAL e PAOLA, 2010; ROSA et al., 2016), como observa-se nas sub-bacias de drenagem dos deltas G1, G2 e MN1. Por outro lado, a ausência de vegetação permite que os canais interdunas sejam largos, rasos e difusos (ROSA et al., 2016), como observados nas sub-bacias de drenagem de G3, G4 e MN2 (Figura 7). Verifica-se também a influência da vegetação na morfologia das planícies deltaicas, como em MN1 que apresentava cobertura arenosa e morfologia arqueada em 2003, tornando-se lobado à medida que a vegetação avançou a partir dos cordões lagunares sobre a sua planície em 2018.

Na Lagoa do Gentil, a presença das macrófitas aquáticas é amplamente distribuída, auxiliando na fixação e coesão das frentes deltaicas e prodeltas, bem como a produção e retenção de sedimentos finos pela perda da velocidade de fluxo, segundo Marchetti et al. (2020). Na Lagoa Manuel Nunes a maior presença de macrófitas está associada à sua porção mais rasa a NW, enquanto no limite com o campo de dunas, na margem a SE, as macrófitas estão ausentes propiciando maior susceptibilidade a erosão deltaica e retrabalhamento por ondas, especialmente no delta MN2.

5.1.4 Salinidade

Concentrações de salinidade são encontradas nas águas da Lagoa do Gentil com valores que variam de 0,03 a 17,09 (ROCHA, 2019a, 2019b, 2019c, 2019d), não sendo detectadas na Lagoa Manuel Nunes (CASTRO e ROCHA, 2016). Os deltas presentes na Laguna de Tramandaí, na Lagoa das Custódias e na Lagoa do Peixe, estudados por Tomazelli e Villwick (1991) e por Arejano (2006), são influenciados por variações na salinidade da bacia receptora de forma semelhante aos deltas presentes na Lagoa do Gentil.

A salinidade pode intensificar a deposição de sedimentos finos floculados, contribuindo para o processo de acreção vertical do corpo lagunar, influenciando o processo de envelhecimento lagunar (COOPER, 1997). Segundo Schäfer (2013), a salinidade torna as condições mais favoráveis para o amplo desenvolvimento de macrófitas. Para Gerbersdorf e Wieprecht (2014), a salinidade é essencial para os efeitos de ligação dentro da matriz microbiana, bem como para a coesão das partículas de sedimento, características que auxiliam na retenção da umidade no substrato e no potencial de preservação das estruturas deposicionais. Sua presença pode aumentar a densidade das águas, influenciando os tipos de fluxos como descrito no modelo de classificação de Bates (1953). No entanto, por se tratar de uma circulação estuarina em ambiente lagunar bastante protegido, os níveis de salinidade na Lagoa do Gentil não chegam a proporcionar um contraste de densidade com os fluxos fluviais.

5.1.5 Processos fluviais

Os deltas G1 e G3 apresentaram diminuição do perímetro das drenagens entre o período de 2003 a 2018, ao mesmo tempo em que houve aumento da densidade de canais e as planícies apresentaram área de exposição dez vezes maior (Figuras 4 e 7). A diminuição da área das sub-bacias está relacionada com interrupções dos canais causadas pela migração das dunas e pelas vias asfaltadas do parque eólico.

Durante a coleta de dados em fevereiro de 2019 foi possível observar a efemeridade dos canais, sendo que apenas G1, G2 e G3 foram capazes de produzir escoamento superficial desde o campo de dunas até a planície. Isto se deve a maior concentração de umidade na região e presença de vegetação que alteram as morfologias dos canais entrelaçados para meandantes pelo aumento da coesão, incisão e sinuosidade (TAL e PAOLA, 2010), favorecendo o potencial do transporte.

5.1.6 Processos eólicos

Os efeitos morfológicos do transporte eólico atuam em múltiplas escalas no sistema costeiro, tanto na evolução do campo de dunas como da barreira (JÍMENEZ et al., 1995; MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010), o que também influenciará na evolução dos deltas associados. Em diferentes proporções e configurações ambientais a influência do transporte eólico também é observada na morfodinâmica de deltas do Mar Mediterrâneo, como o Delta do Elbro e o Delta do Rhône (JÍMENEZ et al., 1995; RODRÍGUEZ-SANTALLA E SOMOZA, 2019), e no Delta do Rio Save em Moçambique (MASSUNGANHE; WESTERBERG; RISBERG, 2018). Processos de interação flúvio-eólicos também interagem em ambientes desérticos na deposição de feições deltaicas, como ocorre no Lago Mojave, EUA (SWEENEY et al. 2020).

O maior contraste com os sistemas deltaicos previamente descritos na PCRS está relacionado à natureza da bacia de drenagem. Enquanto a bacia de drenagem do delta flúvio-lagunar da Lagoa do Peixe está compreendida em seu terraço lagunar, e o delta da Laguna de Tramandaí está associado à bacia hidrográfica de mesmo nome (TOMAZELLI E VILLWICK, 1991; AREJANO, 2006), as sub-bacias de drenagem dos deltas intralagunares estudados são parte do Campo de Dunas do Jardim do Éden. Por este motivo, a dinâmica do ambiente eólico influencia diretamente o aporte sedimentar, o condicionamento topográfico, e a formação de canais efêmeros.

A tendência de crescimento das planícies deltaicas de G4 e MN2 indicam que a migração das dunas pode favorecer a quantidade de sedimento disponível nas proximidades das planícies, contribuindo para a

progradação deltaica. Nesse contexto o transporte eólico é tão relevante para o crescimento dos deltas quanto a existência de longos perímetros de canais na bacia de drenagem. Isso ocorre em razão da alta permeabilidade do solo arenoso do campo de dunas, fazendo com que o escoamento superficial não seja efetivo ao longo de toda extensão dos canais. No delta MN2 observam-se feições de retrabalhamento por ondas e a formação de um pontal arenoso, indicando a ação de corrente de sentido predominante NE-SW, concordando com o sentido dos ventos predominantes que geram ondulações na Lagoa Manuel Nunes (Figura 7).

5.1.7 Condicionamento topográfico

As declividades das planícies deltaicas e dos prodeltas são coerentes com a batimetria, onde a profundidade e as inclinações são mais acentuadas na Lagoa Manuel Nunes e as mais suaves na Lagoa do Gentil (Figura 8). Estes condicionamentos topográficos refletem na distribuição das macrófitas aquáticas, as quais se estabelecem preferencialmente nas margens mais rasas enquanto em profundidades maiores estão ausentes, como nota-se o contraste entre as margens NW e SE da Lagoa Manuel Nunes, respectivamente.

As maiores declividades para a porção do campo de dunas são representadas pelos deltas G4 e MN1 (Figura 8), os quais estão posicionados entre o campo de dunas e os cordões lagunares (Figura 2). A menor altitude da frente deltaica é encontrada em G4, atingindo 0,73 m enquanto os demais estão próximos a 1 m (Figura 8). Estes dados indicam a influência do condicionamento topográfico do fundo lagunar pretérito associado à evolução geológica do Sistema Laguna-Barreira IV, onde a ação dos ventos deu origem aos cordões lagunares e possibilitou a sua sobreposição pela migração do campo de dunas em sentido SW. O controle topográfico condiciona a deposição dos lobos amalgamados em G4 pelo encontro da desembocadura de vários canais de drenagem.

5.1.8 Variação do nível d'água

As variações de área superficial de ambas as lagoas indicam a ocorrência periódica da variação do nível d'água (Figura 4, Material Suplementar 1 e 4), as quais estão relacionadas com as precipitações e a sazonalidade do clima regional. A Lagoa Manuel Nunes apresenta resposta mais expressiva na variação do nível d'água em função de sua batimetria e do fluxo hidráulico de SW-NE que, segundo Castro e Rocha (2016), transporta periodicamente grandes volumes de água da Lagoa Fortaleza (Figura 1) para seu interior. Quando o nível d'água eleva-se, as planícies deltaicas são afogadas, diminuindo a área superficial da planície deltaica emersa. A combinação destas características na Lagoa Manuel Nunes favorece o retrabalhamento por ondas e a susceptibilidade à erosão dos deltas arenosos.

Mesmo que a variação do nível d'água da Lagoa Manuel Nunes afogue as planícies deltaicas periodicamente, o delta MN2 apresenta morfologia constantemente arqueada com aumento gradativo da área quando exposto em períodos de nível d'água mais baixos. Logo, períodos mais úmidos, apesar de submeter os deltas ao maior potencial de erosão, aumentam o espaço de acomodação na bacia receptora. Ao mesmo tempo, aumenta o potencial de transporte pelos canais, auxiliando a progradação deltaica.

5.2 Sistemas Morfodinâmicos

Aplicando a concepção de Cowell e Thom (1997) para os deltas estudados, ao delta arqueado MN2 pode ser atribuído um sistema de retroalimentação negativo, o qual é responsável pelo mecanismo de auto-regulação, ou seja, onde o equilíbrio é restabelecido e o padrão morfológico é mantido mesmo não apresentando um estado estacionário. Enquanto o delta lobado MN1 apresenta um sistema de retroalimentação positivo, o qual implica em um mecanismo de auto-organização. Este sistema de evolução morfológica envolve a direção de um novo regime de equilíbrio após as mudanças das condições de contorno dos processos. Sistemas de retroalimentação positivo e negativo foram descritos para deltas experimentais por Hoyal e Sheets (2009), submetidos a condições puramente autogênicas em seus ciclos de avulsão de canais. Esses autores destacam o desenvolvimento de sistemas de retroalimentação positiva em deltas digitiformes, os quais apresentam canais com alta coesão e estabilidade, fazendo com que a progradação deltaica ocorra em uma única direção por tempo prolongado gerando mecanismos de auto-organização. Hoyal e Sheets (2009) também constatam que o gradiente de declividade dos canais coesos dos deltas digitiformes é menor do que o gradiente encontrado em deltas de canais difusos. Característica semelhante pode ser observada entre os gradientes de declividade das planícies deltaicas de G2 e MN1.

Considerando as influências dos fatores geomorfológicos para o desenvolvimento da vegetação nas planícies deltaicas, lagoas e campo de dunas, e por sua vez, a resposta da presença de vegetação na morfologia desses ambientes costeiros, identifica-se a atuação de um sistema biomorfodinâmico na evolução morfológica da área de estudo. Além das espécies vegetais, a ação antrópica também é um fator biótico a ser considerado neste sistema. No litoral norte da PCRS a expansão urbana passou a avançar sobre a linha de costa após 1974, com maior expressão entre 1991 a 2000 onde a taxa anual foi de aproximadamente 2,83% (MOURA et al., 2015). Sobre o campo de dunas do Jardim do Éden um parque eólico foi implantado no ano de 2011. Desde então as alterações ambientais promovidas pelas atividades humanas na região tornam-se parte dos fatores que controlam o registro geológico juntamente com os processos costeiros e ecossistêmicos ao propiciar a diminuição do aporte sedimentar e o aumento de umidade e vegetação.

As variações de alcance dos efeitos da ação antrópica condicionam diferentes respostas às alterações morfodinâmicas, contribuindo para a ocorrência de variações laterais no registro dos deltas intralagunares. Assim, esta evolução geológica é marcada por diacronismos de influência antropogênica sobre o Sistema Laguna-Barreira holocênico. Edgeworth et al. (2015) contesta a existência de uma data precisa e globalmente síncrona para estabelecer os limites de depósitos antropocênicos. Não há uma divisão, mas sim uma mistura entre forças antropogênicas, biológicas e geológicas na configuração morfológica e estratigráfica, onde os processos indicam ser diacrônicos desde o início do desenvolvimento. Segundo Edgeworth et al. (2015), “a diacronia reflete o caráter mutável e acelerador do impacto humano na superfície da Terra”. Essa visão, no entanto, deve ser ponderada pela escala de observação: o diacronismo será relativamente maior, quanto menor for o período do registro analisado.

5.3 Tendências Evolutivas

Naturalmente, a tendência nos setores em retrogradação é que a migração do campo de dunas persista sobre as lagoas costeiras (DILLENBURG et al. 2009). Arejano (2006) indica que avanço da migração de dunas desempenha um papel predominante no processo evolutivo de colmatação da Lagoa do Peixe, onde o setor norte da lagoa apresenta-se em estágio mais maturo com relação aos setores central e sul. A entrada de areia em lagoas promove diminuição e raseamento podendo formar uma zona pantanosa e culminar na extinção dos corpos lagunares, como observado por Lima (2013) na porção sul da Lagoa da Mangueira, litoral sul da PCRS. Além dos fatores ligados aos fluxos costeiros, o processo biológico de aumento da biomassa de macrófitas aquáticas atua no envelhecimento natural das lagoas costeiras (SCHÄFER, 2013). A Lagoa Manuel Nunes, apresenta ampla área vegetada na margem oeste e níveis tróficos mais elevados (CASTRO e ROCHA, 2016), além de sofrer maior entrada de sedimentos pela migração do campo de dunas. No entanto, é a Lagoa do Gentil que apresenta menor profundidade e nível de envelhecimento mais avançado (SCHÄFER, 2013).

O campo de dunas tende a se estabilizar pelo aumento de umidade e vegetação, bem como pelo crescimento da urbanização junto à linha de costa e pela diminuição do potencial de deriva dos ventos (MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010). Dessa forma, a disponibilidade de sedimentos tenderia à diminuição, enquanto o aumento das áreas vegetadas faria com que os canais entrelaçados, largos e difusos do interdunas passassem a canais mais bem estabilizados do tipo meandrante.

A Figura 11 mostra o modelo evolutivo linear com os fatores controladores das morfologias deltaicas. As variações morfológicas ao longo do modelo evolutivo proposto podem ser compreendidas, de acordo com Cowell e Thom, (1997), como a passagem de um sistema de retroalimentação negativa para um sistema de retroalimentação positiva a partir das alterações das condições ambientais (Figuras 9 e 11). As tendências de diminuição de aporte sedimentar juntamente com o aumento de vegetação no campo de dunas, planícies deltaicas e lagoas, indicam que os sistemas deltaicos podem evoluir de morfologias arqueadas para lobadas, e de lobadas para digitiformes. Nesse sentido, o sistema de retroalimentação positiva atribuída ao desenvolvimento de deltas digitiformes descritos por Hoyal e Sheets (2009), nos levam a sugerir que o delta G2 também esteja sob a atuação de uma retroalimentação positiva, corroborando o modelo evolutivo proposto neste estudo.

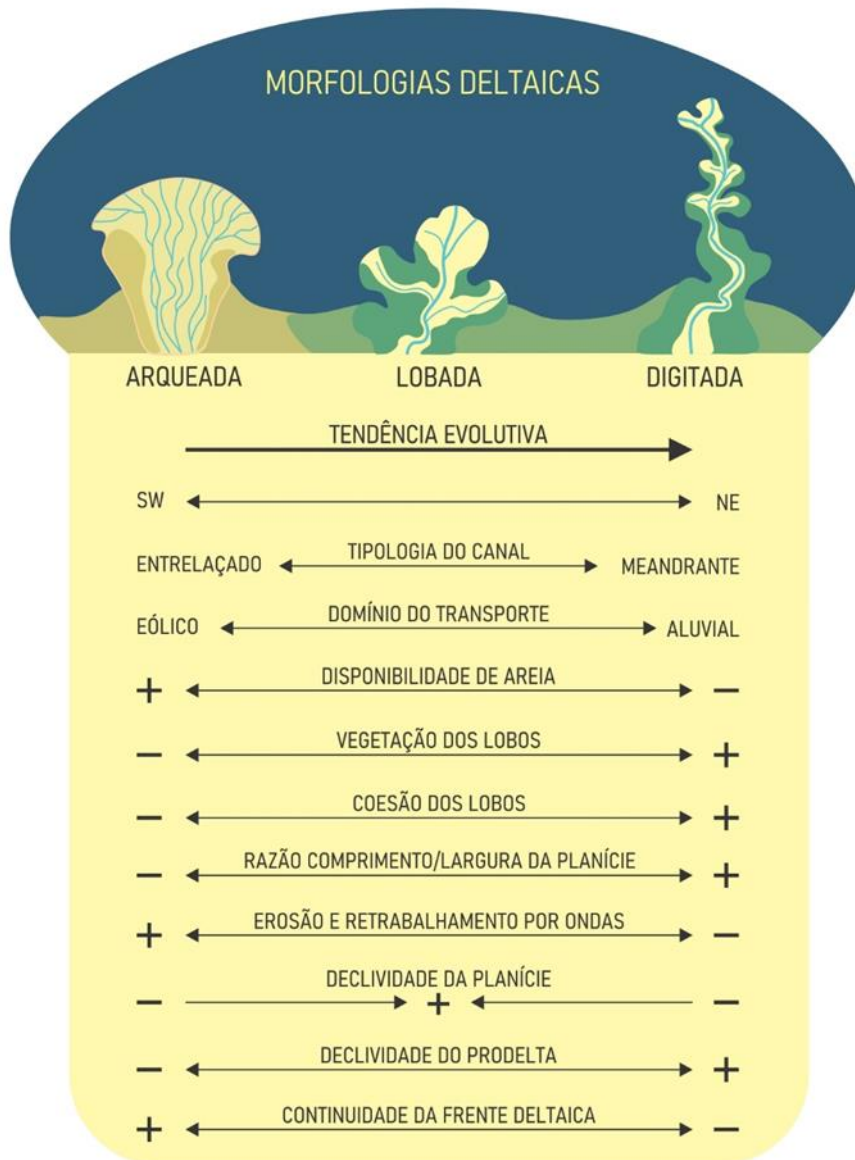


Figura 11. Variabilidade lateral dos fatores controladores associados às morfologias deltaicas e suas tendências evolutivas.

6. Conclusões

Os deltas intralagunares da PCRS se diferenciam dos demais deltas descritos por serem acumulações arenosas associadas a canais oriundos de um sistema eólico, que ao progredirem sobre a lagoa, representam a retrogradação da barreira. Dentre os fatores determinantes para o desenvolvimento desses deltas, destacam-se: disponibilidade de sedimentos e processos eólicos, espaço de acomodação e transporte fluvial. Além das forças inerentes ao sistema geomorfológico, o desenvolvimento de comunidades vegetais e as características de uso e ocupação do solo introduzem modificações nas condições de contorno dos deltas intralagunares. Dessa forma os fatores como a presença de vegetação e ação antrópica atuam fortemente na variabilidade morfológica dos deltas intralagunares. Isso revela que os processos geológicos, ecológicos e antropológicos no ambiente costeiro estão intimamente interligados em uma rede biomorfodinâmica como sistemas que se retroalimentam sucessivamente.

O modelo linear indicando as tendências evolutivas para os deltas intralagunares e o modelo em rede de seus fatores controladores estão fundamentados na quantificação de oito fatores morfométricos (Material suplementar 6 a 9) que podem ser identificados em outros sistemas deltaicos, incluindo aqueles que representam o movimento regressivo da linha de costa. A metodologia utilizada é relativamente simples,

acessível, de baixo custo e bastante eficaz para a elaboração de modelos que levam em conta as interações complexas envolvidas no ambiente costeiro.

Compreender o funcionamento da rede de fatores envolvidos nos processos deltaicos permite aumentar o nível de detalhe da interpretação dos registros geológicos através estratigrafia de processos. A aplicação desses conhecimentos sobre a PCRS e seu registro pode agregar complexidade à compreensão genética e evolutiva dos sistemas laguna-barreira. Os processos autogênicos identificados são também potencialmente análogos a outros depósitos deltaicos do mundo, ainda que as escalas de observação no espaço e no tempo sejam bastante reduzidas.

Contribuições dos Autores: A concepção do trabalho, pesquisa, aquisição e processamento de dados foram realizadas por ambas as autoras. A metodologia desenvolvida e a escrita do artigo foram realizadas pela primeira autora, enquanto a revisão e supervisão foram realizadas pela segunda autora.

Financiamento: Esta pesquisa foi viabilizada através da concessão de bolsa de mestrado por parte do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) para a primeira autora. O trabalho de campo para coleta de dados foi financiado em parte pela segunda autora, contando também com apoio do Programa de Pós-Graduação em Geociências e do Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos – Ceclimar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Agradecimentos: As autoras agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), ao Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos – Ceclimar, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado da primeira autora e pela bolsa produtividade em pesquisa da segunda autora (307467/2019-8). Agradecemos à Simone Trindade e José Carlos Nunes pela colaboração com os dados batimétricos. Agradecemos também ao professor Felipe Caron e aos colegas Nicolas Bose, Volney Bitencourt, Bruno Fontoura e Caleb Ribeiro pelo auxílio na aquisição de dados durante trabalhos de campo.

Conflito de Interesse: As autoras declaram não haver conflito de interesse, bem como os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. AHLERT, S.; SCHÄFER, A.; SCHUH, S. M.; MARCHETT, C. A. Morfologia. In: SCHÄFER, A.; LANZER, R.; SCUR, L. (Org.) **Atlas socioambiental: municípios de Cidreira, Balneário Pinhal e Palmares do Sul**. 1ª Ed. Caxias do Sul: Editora da Universidade de Caxias do Sul, 2013. p. 57-62.
2. AREJANO, T. B. **Geologia e evolução holocênica do sistema lagunar da "Lagoa do Peixe", litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2006. 81p.
3. BATES, C. C. Rational theory of delta formation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 37, n. 9, p. 2119-62, 1953. DOI: 10.1306/5CEADD76-16BB-11D7-8645000102C1865D
4. BHATTACHARYA, J. P. Deltas. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Org.) **Facies models revisited**. 1ª Ed. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 237-285.
5. BLAIR, T. C.; MCPHERSON, J. G. Alluvial fan processes and forms. In: PARSONS, A. J.; ABRAHAM, A. D. **Geomorphology of Desert Environments**. 1ª Ed. Dordrecht: Springer, 1994. p. 354-402. DOI: 10.1007/978-94-015-8254-4_14. 2016.
6. CASTRO J. C.; CASTRO M. R. Ambientes Deltaicos. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Org.) **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. 1ª Ed. São Paulo: Editora Beca, 2008. 343p.
7. CASTRO, D.; ROCHA, C. M. **Qualidade das águas na bacia hidrográfica do rio Tramandaí**. 1ª Ed. Porto Alegre: Via Sapiens, 2016. 172 p.
8. COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D. Modern River Deltas: Variability of Processes and Sand Bodies. In: BROUSSARD, M. L. **Deltas: Models for Exploration**. 1ª Ed. Houston: Geological Society, 1975. p. 99-149.
9. COOPER, J. A. G. Lagoons and microtidal coasts. In: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. **Coastal Evolution - Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. 1ª Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. p. 219-266.
10. CORENBLIT, D.; BASS, A. C.; BORNETTE, G.; DARROZES, J.; DELMOTTE, S.; FRANCIS, R. A.; GURNELL, A. M.; JULIEN, F.; NAIMAN, R. J.; STEIGER, J. Feedbacks between geomorphology and biota controlling Earth surface processes and landforms: a review of foundation concepts and current understandings. **Earth-Science Reviews**, v. 106, n. 3-4, p. 307-331, 2011. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.03.002
11. COWELL, P. J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C. D. **Coastal Evolution - Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. 1ª Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. p. 33-86.

12. DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Research**, v. 62, n. 6, p. 1130-1146, 1992. DOI: 10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D
13. DALRYMPLE, R. W. Tide-dominated deltas: do they exist or are they all estuaries. American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, **Official Program**, p. A29-A30, 1999.
14. DILLENBURG, S. R.; ROY, P. S.; COWELL, P. J.; TOMAZELLI, L. J. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation-barrier model (STM). **Journal of coastal research**, n. 16 (1) p. 71-81, 2000.
15. DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A.; CLEROT, L. C. P.; AYUP-ZOUAIN, R. N. The Holocene coastal barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. 1ª Ed. Berlin: Springer, 2009. p. 53-88.
16. EDGEWORTH, M.; RICHTER, D. B.; WATERS, C.; HAFF, P.; NEAL, C.; PRICE, S. J. Diachronous beginnings of the Anthropocene: The Lower Bounding Surface of Anthropogenic Deposits. **The Anthropocene Review**, v. 2, n. 1, p. 33-58, 2015. DOI: 10.1177/2053019614565394
17. FISHER, W. L.; BROWN, L. F.; SCOTT, A. J.; MCGOWEN, J. H. Delta Systems in the Exploration for Oil and Gas. **Bureau of Economic Geology**. University of Texas, Austin, p. 78, 1969.
18. GALLOWAY, W.E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In BROUSSARD, M. L. **Deltas: Models for Exploration**. 1ª Ed. Texas: Houston Geological Society, 1975. p. 87-98.
19. GERBERSDORF, S. U.; WIEPRECHT, S. Biostabilization of cohesive sediments: revisiting the role of abiotic conditions, physiology and diversity of microbes, polymeric secretion, and biofilm architecture. **Geobiology**, v. 13, n. 1, p. 68-97, 2015. DOI: 10.1111/gbi.12115
20. GILBERT, G. K.; The topographic features of lake shores. **U.S. Geological Survey**, 5th Annual Report, p. 69-123, 1885.
21. GUIMARÃES, J. K. **Evolução do delta do rio São Francisco - estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2010. 145p.
22. HOYAL, D. C. J. D.; SHEETS, B. A. Morphodynamic Evolution of Experimental Cohesive Deltas. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. F2, 2009. DOI: 10.1029/2007JF000882
23. JEROLMACK, D. J.; PAOLA, C. Shredding of environmental signals by sediment transport. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 19, 2010. DOI: 10.1029/2010GL044638
24. JIMENEZ, J. A.; CAPOBIANCO, M.; SUANEZ, S.; RUOL, P.; FRAUNIE P.; STIVE, M. J. F. Coastal processes along the Ebro, Po and Rhone deltas. Proceedings of the second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment (MEDCOAST 95), **Autoritat Portuaria de Tarragona**, Spain. v 2, p. 827-840, 1995.
25. KARAMITOPOULOS, P.; WELTJE, G. J.; DALMAN, R. A. F. Allogenic controls on autogenic variability in fluvio-deltaic systems: inferences from analysis of synthetic stratigraphy. **Basin Research**, v. 26, n. 6, p. 767-779, 2014. DOI: 10.1111/bre.12065
26. LANZER, R. M.; CASTRO RAMOS, B. V.; MARCHETT, C. A. Impactos ambientais do turismo em lagoas costeiras do Rio Grande do Sul. **Caderno Virtual de Turismo, Rio de Janeiro**, v. 13, n. 1, p. 134-149, 2013.
27. LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; MEDEANIC, E. G.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; DEHNHARDT, B. A.; CARON, F. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p. 27-38, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.07.002
28. LOPES, Â. L. O.; SIMON, A. L. H. Progradação deltaica e alterações na linha de costa lagunar no Parque Estadual do Camaquã, RS. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, v. 1, p. 2770-2781, 2017. DOI: 10.20396/sbgfa.v1i2017.1985
29. MACHADO, N. A. F. Morfologia das Lagoas Costeiras Figueira e Fortaleza, Litoral Norte e Médio do Rio Grande do Sul. In: II Simpósio Brasileiro de Restingas e Lagoas Costeiras, (SBL SBB), 2., 1998, Macaé - RJ. **Anais...** Macaé: UFF. 1998.
30. MARCHETTI, Z. Y.; VILLALBA, A. B.; RAMONELL, C.; BRUMNICH, F.; PEREIRA, M. S. Biogeomorphic succession in a fluvial-lacustrine delta of the Middle Paraná River (Argentina): Feedbacks between vegetation and morphodynamics. **Science of The Total Environment**, v. 739, n. 139799, 2020. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.139799
31. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim IG - USP**, Publicação Especial, n. 15, 1993. DOI: 10.11606/issn.2317-8078.v0i15p01-186
32. MARTINHO, C. T. **Morfodinâmica e evolução de campos de dunas transgressivos quaternários do litoral do Rio Grande do Sul**. Tese (Doutorado em geociências) - Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2008. 215p.
33. MARTINHO, C. T.; DILLENBURG, S. R.; HESP, P. Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 25, n. 2, p. 285-293, 2009. DOI: 10.2112/06-0645.1

34. MARTINHO, C. T.; HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Geomorphology*, v. 117, n. 1-2, p. 14-32, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002
35. MASSUANGANHE, E. A.; WESTERBERG, L.; RISBERG, J. Morphodynamics of deltaic wetlands and implications for coastal ecosystems—A case study of Save River Delta, Mozambique. *Geomorphology*, v. 322, p. 107-116, 2018. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.08.037
36. MÉNDEZ, W.; SUÁREZ, C. Influencia del represamiento del río Guapo en la sedimentación del sector suroccidental de la Laguna de Tacarigua, e do. Miranda, Venezuela (Resumen). *Acta Científica Venezolana*, XLV Convención Anual de la AsoVAC, v. 46, n. 1, p. 220, 1995.
37. MÉNDEZ, W.; SUÁREZ, C.; CARTAYA, S. Morfología del delta lagunar del río Guapo y características mineralógicas del frente deltaico, Laguna de Tacarigua, estado Miranda, Venezuela. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos*. v. 25, n. 1, p. 48 - 57. 2000.
38. MOURA, N. S. V.; MORAN, E. F.; STROHAECKER, T. M.; KUNST, A. V. A urbanização na zona costeira: processos locais e regionais e as transformações ambientais-o caso do Litoral Norte do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Ciência e Natura*, v. 37, n. 42, p. 594-612, 2015. DOI: 105902/2179460X18503
39. MURRAY, A. B.; KNAAPEN, M. A. F.; TAL, M.; KIRWAN, M. L. Biomorphodynamics: Physical-biological feedbacks that shape landscapes. *Water Resources Research*, v. 44, n. 11, 2008. DOI: 10.1029/2007WR006410
40. OLIVEIRA, J. F. SCARELLI, F.; MARTINS, E. M.; BARBOZA, E. G.; FAGUNDES, M. R. O aporte sedimentar às praias da Cigana e do Cardoso, cabo de Santa Marta, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n. 2, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i2.1160
41. ORTON, G.; AND READING, H.G. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, v. 40, p. 475-512, 1993. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x
42. PAZ, A. R. Hidrologia aplicada. Apostila. 2004. 138p. Disponível em: <http://www.ct.ufpb.br/~adrianorpaz/artigos/apostila_HIDROLOGIA_APLICADA_UERGS.pdf>. Acesso em 10 de junho de 2019.
43. PORTZ, L.; MANZOLLI, R. P.; SALDANHA, D. L.; CORREA, I. C. S. Dispersão de espécie exótica no Parque Nacional da Lagoa do Peixe e seu entorno. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 1, p. 33-44, 2011.
44. ROCHA, C. M. Monitoramento de qualidade de águas superficiais da Bacia Hidrográfica do Rio Tramandaí: Relatório de dados brutos-Período 2008-2011. 2019a. 29p.
45. ROCHA, C. M. Monitoramento de qualidade de águas superficiais da Bacia Hidrográfica do Rio Tramandaí: Relatório de dados brutos-Período 2011-2013. 2019b. 23p.
46. ROCHA, C. M. Monitoramento de qualidade de águas superficiais da Bacia Hidrográfica do Rio Tramandaí: Relatório de dados brutos-Período 2013-2014. 2019c. 18p.
47. ROCHA, C. M. Monitoramento de qualidade de águas superficiais da Bacia Hidrográfica do Rio Tramandaí: Relatório de dados brutos-Período 2014-2015. 2019d. 27p.
48. RODRÍGUEZ-SANTALLA, I.; SOMOZA, L. The Ebro river delta. In: MORALES, J. A. (Ed.). *The Spanish coastal systems: dynamic processes, sediments and management*. 1ª Ed. Cham: Springer, 2019. p. 467-488. DOI: 10.1007/978-3-319-93169-2
49. ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; COSTA, A. F. U. Integração de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterização do embasamento da região sudoeste da Bacia de Pelotas, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, n. 4, p. 641-657, 2009. DOI: 10.1590/S0102-261X2009000400008
50. ROSA, M. L. C. C.; HOYAL, D.; BARBOZA, E. G.; FEDELE, J.; ABREU, V. River-dominated deltas: upscaling autogenic and allogenic processes observed in laboratory experiments to field examples of small deltas in southern Brazil. Autogenic dynamics and self-organization in sedimentary systems. *Society for Sedimentary Geology (SEPM)*. Special Publication, v. 106, p. 176-197, 2016. DOI: 10.2110/sepmsp.106.13
51. ROSA, M. L. C. C.; BARBOZA, E. G.; ABREU, V. S.; TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R. High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, n. 2, p. 183-207, 2017. DOI: 10.1590/2317-4889201720160138
52. SANTALLA, I. R.; GARCÍA, M. J. S.; MONTES, I. M.; ORTIZ, D. G.; CRESPO, T. M.; RAVENTOS, J. S. Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain). *Geomorphology*, v. 104, n. 3-4, p. 238-252, 2009. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.08.017
53. SCHÄFER, A. Caracterização física e química. In: SCHÄFER, A.; LANZER, R.; SCUR, L. (Org.) *Atlas socioambiental: municípios de Cidreira, Balneário Pinhal e Palmares do Sul*. 1ª Ed. Caxias do Sul: Editora da Universidade de Caxias do Sul, 2013. p. 92-100.

54. SCHÄFER, A. Envelhecimento das lagoas. In: SCHÄFER, A.; LANZER, R.; SCUR, L. (Org.) **Atlas socioambiental: municípios de Cidreira, Balneário Pinhal e Palmares do Sul**. 1ª Ed. Caxias do Sul: Editora da Universidade de Caxias do Sul, 2013. p. 103-106.
55. SILVEIRA, A. L. L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. 1ª Ed. Porto Alegre: Editora da Universidade / UFRGS, 2012. p. 35-50.
56. STRAUB, K. M.; ESPOSITO, C. R. Influence of water and sediment supply on the stratigraphic record of alluvial fans and deltas: Process controls on stratigraphic completeness. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 2, p. 625-637, 2013. DOI: 10.1002/jgrf.20061
57. SWEENEY, M. R.; MCDONALD, E. V.; CHABELA, L. P.; HANSON, P. R. The role of eolian-fluvial interactions and dune dams in landscape change, late Pleistocene–Holocene. Mojave Desert, USA. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 132, n. 11-12, p. 2318-2332, 2020. DOI: 10.1130/B35434.1
58. TAL, M.; PAOLA, C. Effects of vegetation on channel morphodynamics: results and insights from laboratory experiments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 9, p. 1014-1028, 2010. DOI: 10.1002/esp.1908
59. TOLDO JR, E. E.; ALMEIDA, L. E. S. B.; NICOLODI, J. L.; ABSALONSEN, L.; GRUBER, N. L. S. O controle da deriva litorânea no desenvolvimento do campo de dunas e da antepraia no litoral médio do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 2, p. 35-42, 2006. DOI: 10.22456/1807-9806.19511
60. TOMAZELLI, L.; VILLWOCK, J. Geologia do sistema lagunar holocênico do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 18, n. 1, p. 13-24, 1991. DOI: 10.22456/1807-9806.21358
61. TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG S. R.; VILLWOCK J. A. (2000) Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 474-476, 2017.
62. TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; DILLENBURG, S. R.; CARON, F.; MANZOLLI, R. P.; LIMA, L. G. Terraços lagunares holocênicos da margem da Lagoa do Gentil, Litoral Norte do Rio Grande do Sul: gênese e significado para a evolução geológica regional. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 8., 2011, Armação de Búzios. **Anais...** São Paulo: ABEQUA. 2011. p. 1-5.
63. TRAVESSAS, F. A.; DILLENBURG, S. R.; CLEROT, L. C. P. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí - Cidreira (RS). **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 57, p. 57-73, 2005.
64. TRINDADE, S. **Morfologia de fundo das Lagoas do Gentil e Manuel Nunes, litoral norte do Rio Grande do Sul** - Relatório de Estágio. 2019. 47p.
65. VILLWOCK, J. A. **Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul-Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1972. 134 p.
66. VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A.; HORN F, N. O.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 4:79-97, 1986.
67. VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul**. Notas Técnicas, v. 8, p. 1-45, 1995.
68. WRIGHT, L. D. River deltas. In: DAVIS, R. J. **Coastal sedimentary environments**. 1ª Ed. New York: Springer, 1978. p. 5-68.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.

MATERIAL SUPLEMENTAR

Material Suplementar 1. Valores obtidos para os parâmetros morfométricos das bacias receptoras em diferentes instantes de tempo.

Lagoas	Ano	Área superficial (km ²)	Comprimento máximo (km)	Largura máxima (km)	Largura média (km)	Relação C/L	Área com Macrófitas (km ²)
Gentil	2003	6,77	2,75	3,03	2,46	0,91	0,18
	2009	6,96	2,75	3,03	2,53	0,91	0,07
	2012	6,68	2,73	3,02	2,45	0,90	0,20
	2016	6,70	2,74	3,01	2,45	0,91	0,12
	2018	6,67	2,72	2,99	2,45	0,91	0,39
Manuel Nunes	2003	3,39	1,98	2,24	1,71	0,88	-
	2009	5,40	2,39	2,55	2,26	0,94	-
	2012	2,45	1,65	2,05	1,48	0,80	-
	2016	5,01	2,30	2,51	2,18	0,92	-
	2018	2,42	1,58	2,52	1,53	0,63	-

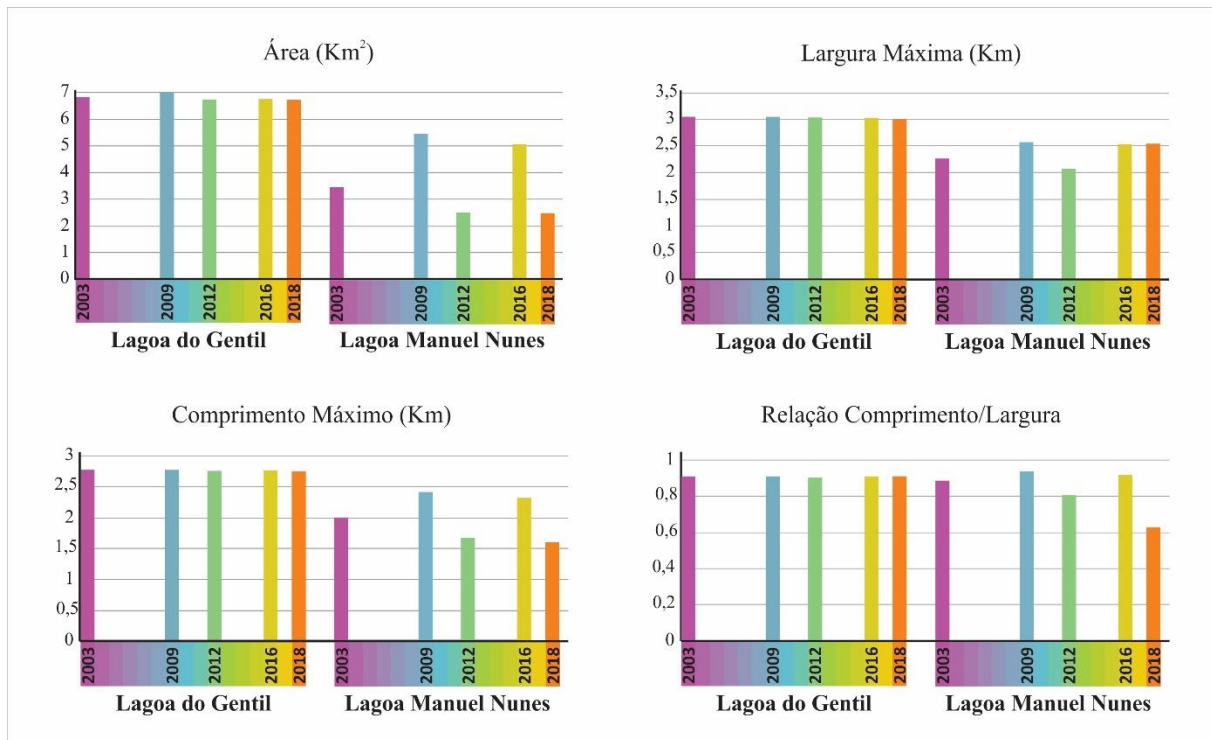
Material Suplementar 2. Valores obtidos para os parâmetros morfométricos das sub-bacias de drenagem e seus canais de drenagem associados em diferentes instantes de tempo.

Deltas	Ano	SUB-BACIAS		CANAIS DE DRENAGEM		
		Área (km ²)	Perímetro (km)	Perímetro (km)	Densidade	Sinuosidade do canal principal
G1	2003	0,42	3,79	3,77	8,99	1,14
	2009	0,25	3,81	3,14	12,56	1,19
	2012	0,13	3,78	2,43	18,73	1,20
	2016	0,09	3,96	1,91	21,21	1,39
G2	2003	0,57	4,53	4,04	7,09	1,13
	2009	0,44	4,66	4,28	9,73	1,14
	2012	0,21	3,54	3,77	17,93	1,22
	2016	0,36	5,43	5,53	15,36	1,08
G3	2003	0,26	3,56	1,82	6,99	1,31
	2009	0,58	5,20	4,45	7,67	1,13
	2012	0,36	4,27	4,43	12,31	1,16
	2016	0,09	2,12	1,46	16,18	1,06
G4	2003	0,43	4,23	3,94	9,15	1,16
	2009	0,89	5,70	6,05	6,80	1,37
	2012	0,67	7,70	5,34	7,96	1,20
	2016	1,31	6,18	7,0	5,34	1,23
MN1	2003	0,21	3,71	2,45	11,65	1,22
	2009	0,23	2,85	2,56	11,13	1,19
	2012	0,28	3,26	3,08	11,01	1,21
	2016	0,23	3,36	2,89	12,57	1,23
MN2	2003	0,36	4,28	3,87	10,76	1,10
	2009	0,4	3,21	3,34	8,36	1,08
	2012	0,70	4,58	5,07	7,25	1,12
	2016	0,88	5,04	5,90	6,71	1,14

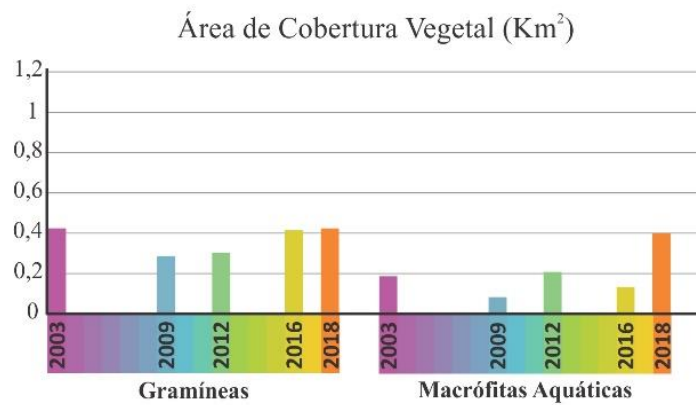
Material Suplementar 3. Valores obtidos para os parâmetros morfométricos das planícies deltaicas em diferentes instantes de tempo.

Deltas	Ano	Área (km²)	Relação C/L
G1	2003	1,21	1,71
	2009	8,27	2,61
	2012	18,42	1,86
	2016	16,96	2,28
	2018	18,83	2,08
G2	2003	22,54	2,21
	2009	33,33	2,49
	2012	33,66	2,64
	2016	35,87	2,51
	2018	36,64	2,80
G3	2003	1,03	2,29
	2009	10,90	1,19
	2012	14,98	1,53
	2016	14,08	2,35
	2018	11,01	2,13
G4	2003	26,21	0,72
	2009	36,53	0,62
	2012	40,37	1,50
	2016	50,50	0,76
	2018	59,84	0,79
MN1	2003	17,17	0,92
	2009	5,65	0,45
	2012	18,24	2,05
	2016	7,31	1,73
	2018	17,31	1,69
MN2	2003	34,11	0,90
	2009	2,73	0,97
	2012	33,81	1,22
	2016	19,59	1,27
	2018	44,07	1,31

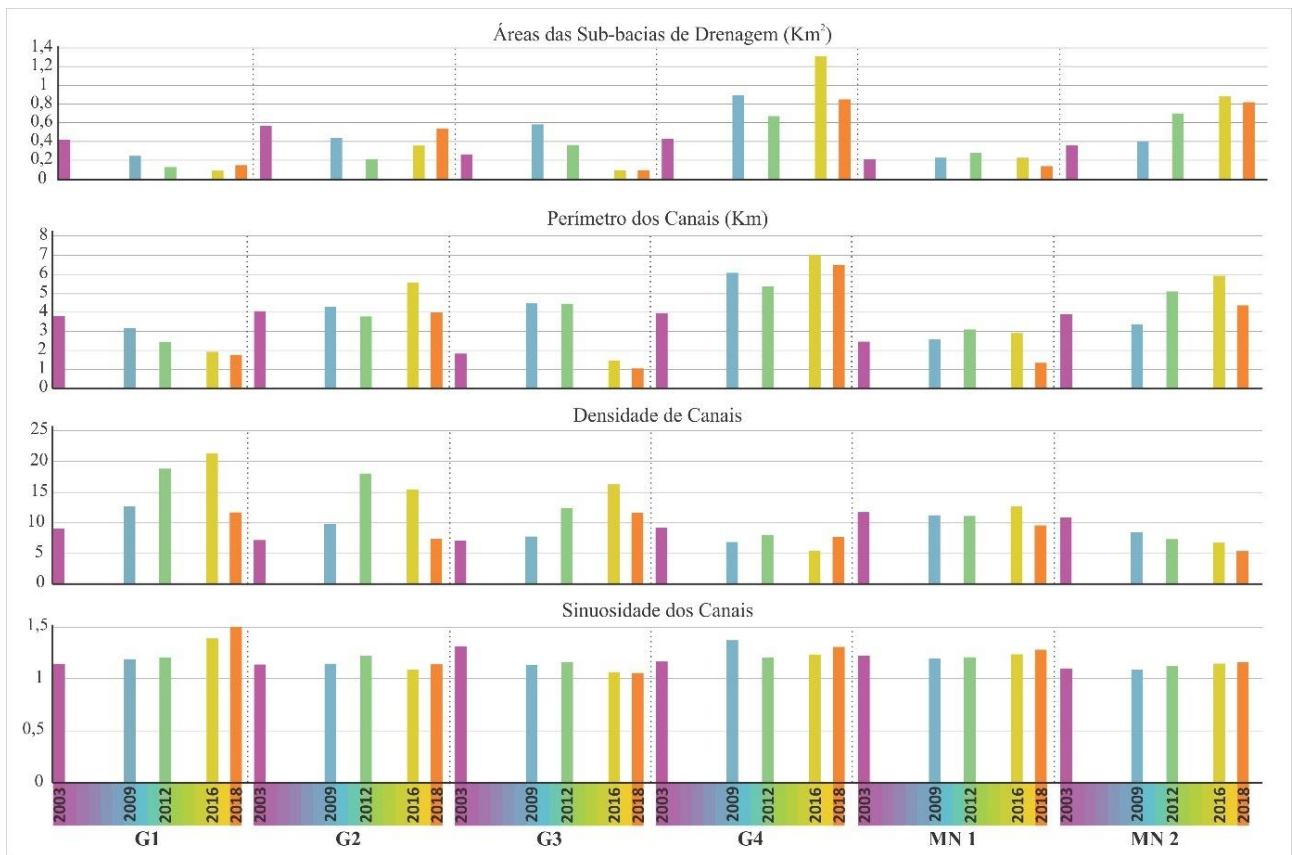
Material Suplementar 4. Variações dos parâmetros morfométricos das Bacias Receptoras - Lagoas do Gentil e Manuel Nunes, obtidos para diferentes datas observadas.



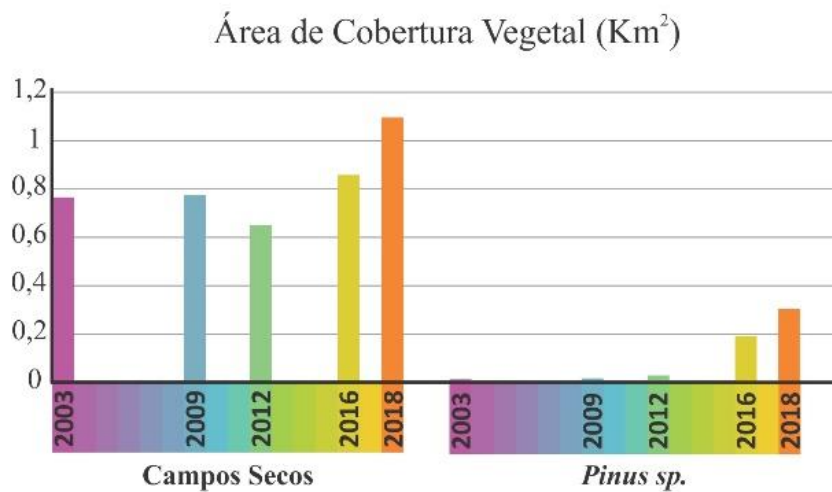
Material Suplementar 5. Variações da cobertura vegetal na margem leste das lagoas costeiras. As gramíneas estão presentes nas margens lagunares com maior concentração na Lagoa do Gentil, assim como as macrófitas aquáticas que foram mapeadas apenas nessa lagoa.



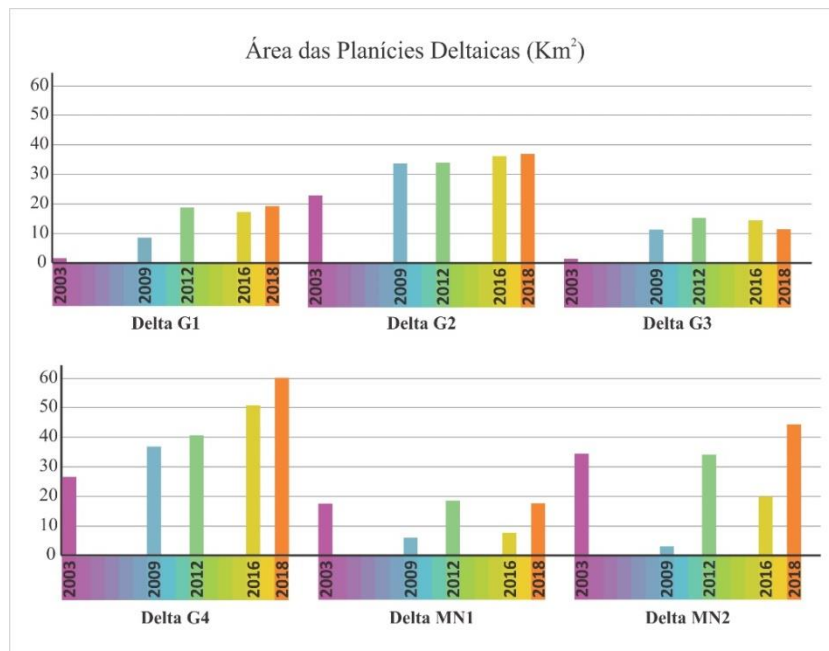
Material Suplementar 6. Variação temporal dos parâmetros morfométricos: Área, Perímetro dos canais de drenagem, Densidade de canais de drenagem e Sinuosidade do canal de drenagem principal para cada sub-bacia dos diferentes sistemas deltaicos.



Material Suplementar 7. Variação temporal da cobertura vegetal sobre o campo de dunas. São encontrados campos onde destaca-se a crescente presença da espécie invasora de *Pinus spp.*



Material Suplementar 8. Variação temporal das áreas para as diferentes planícies deltaicas.



Material Suplementar 9. Variação temporal da relação do comprimento / largura para as diferentes planícies deltaicas.

