



**Campo de Cordões Arenosos da Plataforma Interna
Setentrional do Rio Grande do Norte, Adjacente a Galinhos-Guamaré, Brasil**
Sand Ridges Field in the North Inner Shelf of
Rio Grande do Norte, Adjacent to Galinhos-Guamaré, Brazil

Francisco Cordeiro do Nascimento Neto; Helenice Vital;
Isabelle Rosselyne Ferreira de Araújo & Moab Praxedes Gomes

*Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG).
Departamento de Geologia. Caixa Postal 1524, Campus Universitário Lagoa Nova, 59078-970, Natal-RN, Brasil
E-mails: fcdneto@ufrn.edu.br; helenice@geologia.ufrn.br; rosselyne@ufrn.edu.br; gomesmp@geologia.ufrn.br
Recebido em: 27/09/2018 Aprovado em: 28/02/2019
DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_2_50_58*

Resumo

Formas de fundo, em ambientes marinhos rasos, possuem dimensões que dependem do aporte e textura sedimentar, e forçantes hidrodinâmicas (ondas, marés e correntes). Um campo de cordões arenosos de grande porte, encontrado na plataforma interna setentrional do Rio Grande do Norte, adjacente a Galinhos-Guamaré, distingue-se em termos de morfologia e distribuição de outras estruturas morfo-sedimentares dessa plataforma. As características geomorfológicas dessas formas de fundo foram analisadas utilizando imagem de satélite Landsat 8 OLI e batimetria monofeixe e de varredura. O campo de cordões arenosos é limitado entre as isóbatas de 5 e 10 m, alongado E-W. Eles são formados por dunas coalescidas de 1 a 4 m de altura e mais de 500 m de largura, com cristas de direção SW-NE. O flanco do cordão arenoso voltado para costa é retilíneo, enquanto lado voltado para costa afora apresenta reentrâncias. As reentrâncias funcionam como canais para transporte de sedimentos de N para S. A morfologia das dunas que formam os cordões arenosos indica ação predominantemente da corrente de maré vazante atual na direção NW. Protodunas, com mesma simetria e de menor porte, ocorrem ao sul dos cordões arenosos, reforçando a hipótese de migração para NW.

Palavras-chave: cordões arenosos; dunas subaquosas; batimetria; sensoriamento remoto

Abstract

Bedforms, in shallow marine environments, have dimensions that depend on the sedimentary supply and texture, and hydrodynamic forcing (waves, tides and currents). A field of large sand ridges, found on the northern inner shelf of Rio Grande do Norte, adjacent to Galinhos, has morphology and distribution distinguished of others sedimentary features at this shelf. The geomorphological characteristics of these bedforms were described and analyzed using Landsat 8 OLI satellite image and single-beam and swath bathymetry. The sand ridges field is limited by the 5 and 10 m isobaths, elongated E-W. They are formed by coalesced SW-NE dunes, 1 to 5 m high and more than 500 m wide. The flank of the ridge facing the coast is rectilinear, while the side facing offshore has reentrances. These reentrances function as channels to transport sediments from N to S. The dunes morphology that forms the sand ridges indicates a response to NW current driven by ebb tide flux. Protodunes similar to the dunes but smaller, occur in the south of the sand ridges, reinforcing the hypothesis of NW migration.

Keywords: sand ridges; subaqueous dunes; morphodynamic; remote sensing

1 Introdução

Formas de fundo são definidas como acúmulo de sedimento produzido por fluxo de água sobre o substrato sedimentar e, por isso, a natureza da sua forma depende da intensidade, profundidade e direção do fluxo (Allaby, 2013). Essas formas podem ser utilizadas como parâmetro para previsão da evolução do ambiente marinho raso (Schindler *et al.*, 2015). Sua dinâmica pode influenciar a estabilidade de dutos, emissários, fundação ou base de engenharia submarina, podendo causar acidentes (Yincan *et al.*, 2017).

Cordões arenosos são corpos sedimentares alongados, que ocorrem entre a linha de costa e a quebra da plataforma, com altura maior que 20% da profundidade (Johnson & Baldwin, 1986; Snedden & Dalrymple, 1999). O termo dunas subaquosas (*sensu* Ashley *et al.*, 1990) é usado para formas de fundo maiores que 0,6 m de comprimento de onda (ou espaçamento), enquanto as formas menores são chamadas de *ripples* ou marcas onduladas ou de onda. Swift (1972) dividiu as formas de leito em transversal ou longitudinal, usando a relação angular entre as cristas da forma de fundo e a direção do fluxo principal. Em relação à forma, as dunas podem ser bidimensionais (2D) com crista reta ou tridimensionais (3D) com crista sinuosa. Segundo Costello & Southard (1981), as dunas 3D são formadas com fluxo de maior intensidade do que as 2D.

O desenvolvimento das formas de fundo depende, principalmente, da disponibilidade e granulometria do sedimento e da velocidade do fluxo. A primeira forma de fundo transversa ao fluxo, de areia fina a grossa, são as *ripples* (Bartholdy *et al.*, 2015), aparecendo sob velocidades de aproximadamente 20 a 45 cm.s⁻¹ (Rubin & McCulloch, 1980). Uma vez iniciado o transporte dos sedimentos, as *ripples* crescem até atingir seu comprimento de onda de equilíbrio (Betat *et al.*, 2002). Há diferentes hipóteses sobre como acontece o crescimento das formas de fundo, se através da amalgamação (Flemming, 2000a, b) ou apenas o aumento de profundidade e velocidade do fluxo (Boguchwal & Southard, 1990). Na primeira hipótese, ocorre a amalgamação de duas

formas de fundo (*e.g.*, *ripples*), gerando uma forma maior, e continuando progressivamente até formar dunas. Na segunda, as dunas crescem em tamanho com o aumento da profundidade e da velocidade do fluxo. Flemming (1988) reuniu um grande número de dados de espaçamento e altura de dunas transversais ao redor do mundo, construindo um diagrama e indicando uma tendência global da morfologia das dunas.

O transporte de sedimento ocorre por dois mecanismos: transporte dirigido por movimentação de fluido (*i.e.*, ondas, marés, e/ou circulação na plataforma); e fluxo gravitacional de sedimento. Em ambiente plataformal, em pequena escala de tempo, a velocidade é a soma das correntes induzidas pela maré, ondas e circulação na plataforma. Em maior escala de tempo, a corrente é influenciada pela profundidade, ou suas mudanças, e variações climáticas (Gao & Collins, 2014). A orientação (*i.e.*, padrão de assimetria da formas de fundo) indica a direção de transporte (Berné *et al.*, 2002), enquanto a magnitude das feições de fundo e velocidade de migração definem a taxa de transporte (Rubin & Hunter, 1982).

Campos de cordões arenosos ocorrem em diversas plataformas internas ao redor do mundo como, por exemplo: nos EUA, tanto no Atlântico Norte (*e.g.*, McBride & Moslow, 1991; Nnafie *et al.*, 2014, 2015; Pendleton *et al.*, 2017); como na costa oeste da Flórida (*e.g.*, Harisson *et al.*, 2003); no Mar do Norte (*e.g.*, Dyer & Huntley, 1999) e na costa do sul do Brasil (*e.g.*, Figueiredo Jr. *et al.*, 1982). Esses campos podem ser conectados ou desconectados da linha de costa, variando de 1 a 10 m de altura com o aumento da profundidade (Harrison *et al.*, 2003; Nnafie *et al.*, 2014, 2015). Sua inclinação em relação a costa varia de 5° até 50°, sendo em média 29° no Atlântico Norte (McBride & Moslow, 1991), 40° no oeste da Flórida e 35° no sul do Brasil. Os flancos têm inclinação aproximada de 1°, embora o mais íngreme geralmente esteja voltado para costa afora.

O objetivo deste estudo é compreender processos morfo-sedimentares envolvidos na formação de um campo de cordões arenosos (CCA), um novo exemplo de padrões morfológicos de plataforma no

nordeste do Brasil, utilizando abordagem multiescala por imagem de satélite e dados batimétricos. Especificamente, investigar as relações entre a morfologia das dunas com a profundidade, adjacências do CCA, transporte de sedimentos, migração das formas de fundo de larga escala no contexto interdunar, e interações com as forçantes oceanográficas (ondas, marés e correntes de deriva).

2 Área de Estudo

A Plataforma Tropical Setentrional do Rio Grande do Norte (PTSRN) (Vital, 2014) está localizada na Margem Equatorial do Brasil (Figura 1). Essa plataforma estende-se por 40-45 km até o talude próximo a isóbata de 70 m. Nela são encontrados campo de dunas pequenas e grandes (e.g., Vital *et al.*, 2008; Nascimento Neto *et al.*, 2017), corpos arenosos isolados (e.g., Vital *et al.*, 2008), arenitos praias (e.g., Cabral Neto *et al.*, 2013), vales incisos (e.g., Schwarzer *et al.*, 2004; Gomes *et al.*, 2014) e recifes (e.g., Silva *et al.*, 2018) A PTSRN foi dividida em interna, média e externa, de acordo com padrões morfológicos e cobertura mista carbonática-

-siliciclástica (Vital *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2014). Essa cobertura está implantada desde o Mioceno (Pessoa Neto, 2003).

A plataforma interna é caracterizada por ser predominantemente siliciclástica (<30% de carbonato, Vital *et al.*, 2005), retrabalhada por ondas e correntes (Vital, 2014; Gomes *et al.*, 2016). A velocidade máxima de corrente na plataforma interna é maior que 20 cm.s⁻¹ (\pm 4,2 cm.s⁻¹), com pouca diferença entre os períodos de inverno e verão. O regime de maré é semi-diurno, variando de 2 a 3 m. Na maré enchente, a corrente apresenta direção SW-W; enquanto durante a maré vazante muda de direção para N-NW (Vital *et al.*, 2008). Na região, os ventos são predominantemente de E/NE entre abril a julho, durante o inverno, e E/SE de agosto a janeiro, no verão. A velocidade média é de 5,2 m.s⁻¹, no primeiro período, e 7,1 m.s⁻¹, no segundo. As ondas tem altura de 27 a 123 cm, com média de 56 cm, durante o verão, próximo à costa de Guamaré (Vital *et al.*, 2008).

As dunas longitudinais são dunas pequenas, com 1 a 3 m de altura, 300 a 1500 m de comprimento e 300 a 800 m de comprimento de onda. Elas

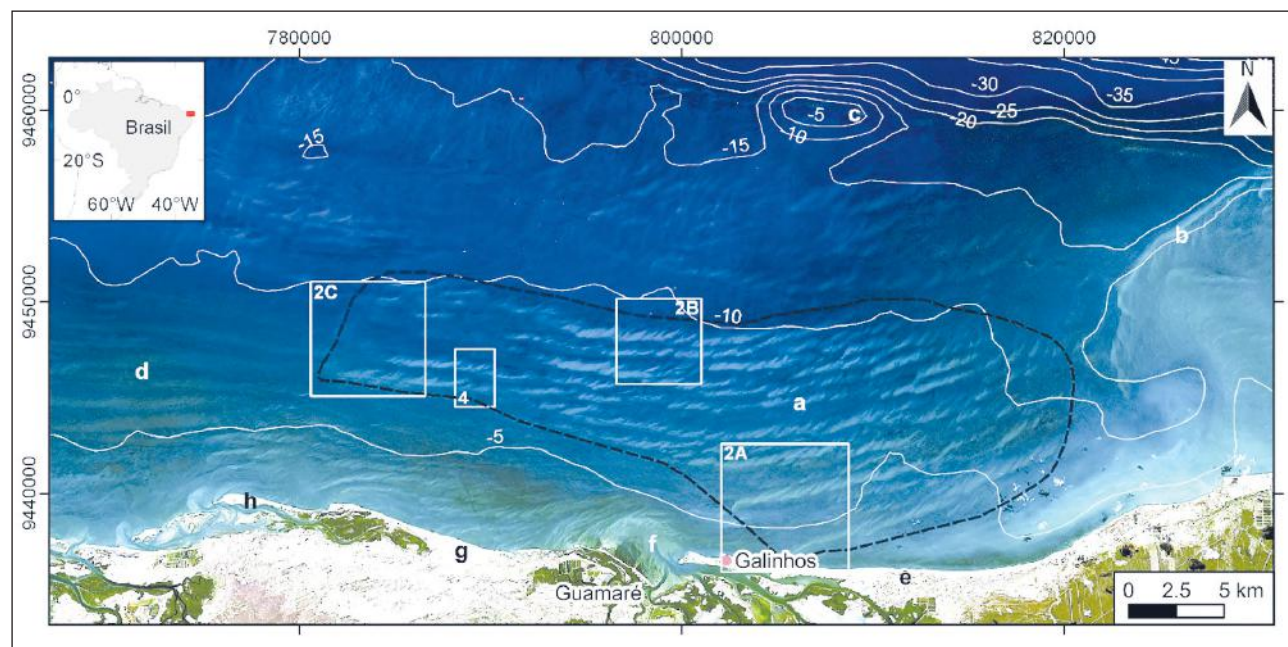


Figura 1 Localização da área de estudo. Imagem Landsat 8 OLI, combinação RGB 431, órbita/ponto 215/63, data 25/07/2015. a: campo de dunas pequenas e grandes, delimitado por polígono preto tracejado; b: corpo arenoso isolado Coroa das Lavadeiras; c: linha de arenitos praias da isóbata de 20 m; d: dunas longitudinais; e: praia de Galinhos; f: delta de maré vazante da entrada de maré de Guamaré; g: praia do Minhoto. h: Esporão arenoso Ponta do Tubarão. Retângulos brancos indicam quadros da figura 2 e 4. Linha contínua branca: cota.

são compostas por areias biosiliciclástica (50-70% de carbonato) e silicibioclástica (30-50% de carbonato). Essas dunas ocorrem tanto a oeste do CCA quanto oeste do vale inciso do rio Açu, sempre paralelas a linha de costa (Lima *et al.*, 2001; Lima, 2004; Vital *et al.*, 2008; Gomes & Vital, 2010). Campos de dunas no limite E da PTSRN foram caracterizados por Testa & Bosence (1999). Na região, as dunas têm 2 a 12 km de comprimento e 180 a 580 m, com altura de 1 a 5 m, entre as profundidades de 7 a 17 m. Ainda segundo estes autores, esse campo de dunas é mantido pelo fluxo da corrente de deriva litorânea, potencializado pela corrente Norte do Brasil.

3 Materiais e Métodos

Foi utilizada uma imagem de satélite *Land-sat 8 OLI* órbita-ponto 215/63 de 25/07/2015. Aplicou-se re-projeção, georreferenciamento, correção atmosférica, realce de histograma e composição de bandas (RGB 431) para análise de dimensões e distribuição espacial das formas de fundo no CCA.

Os dados batimétricos possuem dois níveis de detalhe: regional, adquirido com ecosonda monofeixe *ODOM* de 200 kHz, em linhas perpendiculares a costa com espaçamento entre linhas de 1 km e entre pontos de 130 m; e de detalhe, utilizando sonar interferométrico de diferenciação de fase (SIDF) 4600 da *EdgeTech*, com frequência de 540 kHz. Os dados de detalhe foram adquiridos em 2017, em 50 linhas perpendiculares a linha de costa (N-S), equidistantes 40 m. Os programas *Hypack 2014/Hysweep* e *Discovery 4600* foram utilizados na coleta de dados. O sonar interferométrico foi instalado numa embarcação de pequeno porte, utilizando o conjunto do sistema: de posicionamento global (modelo *Hemisphere R100 Series DGPS Receiver* e *A100 Smart Antena*) e bússola digital (*Vector V101 Series GPS Compass*); o compensador de ondas (modelo SG Brown TSS DMS-05) instalado no centro de massa da embarcação. A variação de maré foi obtida utilizando o correntômetro eletromagnético (modelo *InterOcean S4*). O perfil de velocidade do som na água foi coletado usando o *CTD CastAway* da *SonTek*.

Os dados da batimetria monofeixe foram interpolados usando o método da krigagem no ArcGIS

10, em grade de 200 x 200 m. O processamento dos dados batimétricos de varredura foi feito no software *Hypack 2014/MBMAX64*, onde foi filtrado e excluído os dados espúrios (*spikes*). Os pontos xyz foram interpolados utilizando o método de krigagem, com malha de 10 m, para geração do modelo digital de elevação no software *Oasis Montaj*.

4 Resultados e Discussões

O campo de dunas pequenas e grandes (a, na Figura 1), em maior escala, é denominado nesse trabalho como campo de cordões arenosos (CCA). O CCA estende-se por uma área total de 355 km², com aproximadamente 32 km de extensão no sentido E-W e largura de 7 km, variando no sentido N-S (polígono tracejado na Figura 1). Ele localiza-se entre as profundidades de 5 a 10 m (Figura 3, Perfil A-B), no contexto da plataforma interna, com mudança abrupta de relevo na isóbata de 10 m, principalmente na porção noroeste do campo. Neste ponto, ocorre um patamar com padrão de formas de fundo transversais entre isóbatas de 10 e 20 m, entre o CCA e a linha de arenitos de praia a norte na isóbata de 20 m (c, na Figura 1). O CCA limita-se a nordeste por um corpo arenoso marinho raso isolado, a Coroa das Lavadeiras (b, na Figura 1); a oeste, há um campo de dunas longitudinais (d, na Figura 1); a sul, na linha de costa com o sistema de pontal arenoso-ilhas barreira de Galinhos (e, na Figura 1), o delta de maré vazante que separa o pontal arenoso de Galinhos de Guamaré (f, na Figura 1) e a praia do Minhoto (g, na Figura 1).

Cerca de 10 cordões regionalmente expressivos estendem-se na direção SW-NE, aproximadamente paralelos entre si, com larguras de 150 a 300 m e oblíquos a linha de costa (15°-20°), limitando-se a distância de 500 m da costa (Figura 2A). Na composição RGB 431 da imagem de satélite, esses cordões têm tons verde azulado claro, com calhas em tons azuis (Figura 1 e 2). No limite costa afora do CCA (Figura 2B), na isóbata de 10 m, os cordões são aproximadamente E-W com largura chegando a 500 m e menos espaçados entre si, com cor azul claro e calhas em azul escuro. Foram realizadas 84 medições de altura e espaçamento dos cordões arenosos em perfis N-S do modelo digital de elevação da bati-

metria monofeixe da PTSRN (Figura 3). Os cordões têm altura máxima limitada a 3,5 m e mínima de 0,6 m, com média de 1,1 m e desvio padrão de 0,6. O espaçamento é irregular espacialmente entre 470 m a 1600 m, com média de 894,8 m e desvio padrão de 245,8. Os cordões arenosos aumentam de tamanho e diminuem o espaçamento em áreas mais profundas.

Os cordões arenosos são formados por dunas oblíquas de crista reta orientadas a SW-NE (linhas pretas na Figura 2C) e separadas por reentrâncias de mesma direção (setas na Figura 2B). No lado costa afóra dos cordões, essas dunas oblíquas desenvolvem um padrão serrilhado, enquanto o lado voltado para a costa o limite do cordão é mais retilíneo. Essas geometrias podem ser observadas em dois cordões mapeados com batimetria de varredura (Figura 4). O primeiro cordão, a sul, (perfis A-B, C-D na Figura 4) revela a presença da duna oblíqua de perfil assimétrico compondo o cordão arenoso. A duna tem sotavento (*lee side*) voltado para costa afóra com $1,21^\circ$, e barlavento (*stoss side*) com $0,52^\circ$. Este corpo arenoso chega a ter 800 m de largura, com crista a 4,5 m de profundidade, circundada por calhas a -8 m, tendo, portanto, 3,5 m de altura (perfil A-B na Figura 4). Essa duna possui crista reta (2D) com mais de 1000 m de comprimento (perfil C-D na Figura 4). No segundo cordão arenoso, a norte, a duna oblíqua é assimétrica, possui altura de 5 metros com cristas retilíneas a profundidade de 4,5 m e as calhas a 10 m (perfis E-F, G-H na Figura 4). Essa duna dispõe-se paralelamente a uma sequência de dunas e calhas ao longo do cordão arenoso (perfil G-H na Figura 4). A primeira calha entre as dunas (letra I no perfil G-H na Figura 4), é mais profunda e em planta, na porção SW da calha, forma um lobo deposicional entre os cordões arenosos. Adicionalmente, observa-se uma duna oblíqua isolada a sul desses dois cordões arenosos com características morfométricas semelhantes às demais dunas do CCA (perfil I-J na Figura 4), no entanto em menor dimensão. Sua altura é de 2,3 m com crista reta na direção SW-NE na profundidade de 5,5 m e calha a aproximadamente -7 m, com *lee side* de $0,88^\circ$ e *stoss side* de $0,57^\circ$. Essa forma deve ser uma protoduna daquelas que compõem os cordões, já que essa tem mesma simetria e menor porte, reforçando a hipótese de migração para NW.

Os dados de altura e espaçamento das dunas do CCA foram compilados e plotados neste diagrama (Figura 5), mostrando uma tendência ascendente em termos de altura com pouca variação no espa-

çamento. Poucas formas de fundo passam da altura média global ($H = 0,0677 L^{0,8098}$), ficando quase todas abaixo da altura máxima global para as dunas transversais ($H = 0,16 L^{0,84}$). Seguindo a classificação de Ashley *et al.* (1990), todas as dunas são muito grandes (>100 m) quando analisamos o espaçamento. Entretanto, seguindo a altura medida nos perfis, as dunas encaixam-se nos campos de dunas grandes (0,75-5 m). As dunas que passam da média global são as próximas a isóbata de 10 m, indicando que em maiores profundidades houve maior desenvolvimento do que em porções mais rasas. Esse limite batimétrico é próximo ao limite de 12 m encontrado na plataforma leste dos EUA, relacionado ao nível de base de ondas (Pendleton *et al.*, 2017).

O tempo de atuação dos processos sedimentares, dos regimes hidrodinâmicos atuantes, o aporte sedimentar, espaço de acomodação, são comumente relacionados ao desenvolvimento das dunas subaquosas (Boguchwal & Southard, 1990). A porção da PTSRN onde se localiza o CCA está submersa desde aproximadamente 8.000 cal. anos A.P. (Boski *et al.*, 2015; Barbosa *et al.*, 2018), de modo que os processos que controlam as dimensões e distribuição desses cordões estiveram sujeitos a herança fisiográfica da plataforma e a disponibilidade de sedimentos Pleistocênicos siliciclásticos da zona costeira e da própria plataforma (Testa & Bosence, 1999; Vital *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2014, 2016). Possivelmente, as dunas mais próximas a costa foram submetidas a influência de correntes fortes com maior interação com o fundo devido a menor profundidade, não permitindo o acúmulo de sedimentos, como pode ser observado por cordões arenosos que inflexionam para a costa (Figura 1 e 2A). Esse efeito, também foi observado em cordões arenosos conectados e desconectados da linha de costa na plataforma leste dos Estados Unidos (McBride & Moslow, 1991) com variações de 15° a 20° na direção do cordão arenoso. O relevo do delta de maré vazante de Galinhos-Guamaré (f no perfil C-D na Figura 3) revela que os processos atuantes próximo à costa influenciam a disposição dos limites do CCA, provocando a interrupção ou não construção dos cordões e distanciamento da costa entre 5 a 7 km. Na costa, a corrente de deriva litorânea provoca erosão e produz altas taxas de migração anuais dos esporões arenosos em Galinhos e Ponta do Tubarão (Vital *et al.*, 2008, Vital *et al.*, 2009).

A geometria das dunas oblíquas e suas reentrâncias indicam migração das formas de fundo com direção aproximada para NW que causa a amalgamação das dunas resultando no aumento de tamanho, como indicado por Flemming (2000a, b), e coalescem formando cordões arenosos longitudinais a costa. As calhas entre os cordões arenosos e as reentrâncias entre as dunas oblíquas exercem papel fundamental canalizando as correntes e o transporte de sedimentos que cruzam os cordões. Esse processo e formas resultantes não são observados nos *sand ribbons* paralelos à linha de costa em regiões a les-

te dessa plataforma (Testa & Bonsence, 1999) e nas dunas longitudinais a oeste (Gomes & Vital, 2010) (d na Figura 1; perfil G-H na Figura 3). Essas dunas têm dimensões pouco expressivas em comparação ao CCA, que implica em diferenças de rugosidade na plataforma, interações das correntes com o fundo, e conseqüentemente a dinâmica sedimentar (e.g., Gao & Collins, 2014). A transição de dunas oblíquas para transversais 3D a leste do CCA (Figura 2A) indica regime de fluxo de maior intensidade (Costello & Southand, 1981) que aqueles formadores das dunas longitudinais.

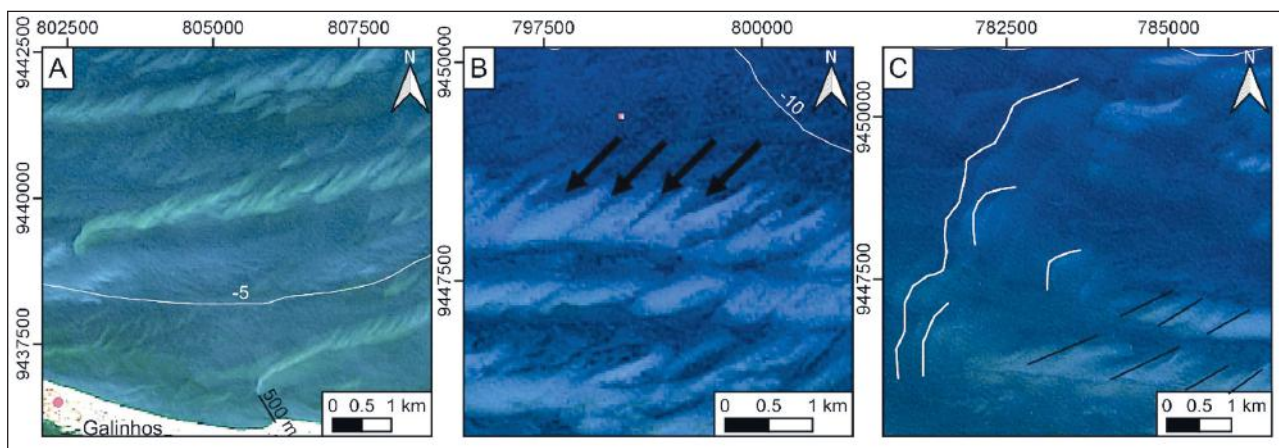


Figura 2 Quadros de feições do CCA. A. cordões arenosos próximos a linha de costa, no limite S do CCA; B. destaque das reentrâncias no lado costa a fora dos cordões arenosos, próximo a isóbata de 10 m; C. dunas transversais no limite W do CCA, linha contínua branca, e dunas transversais (2D) compondo os cordões arenosos, linha preta.

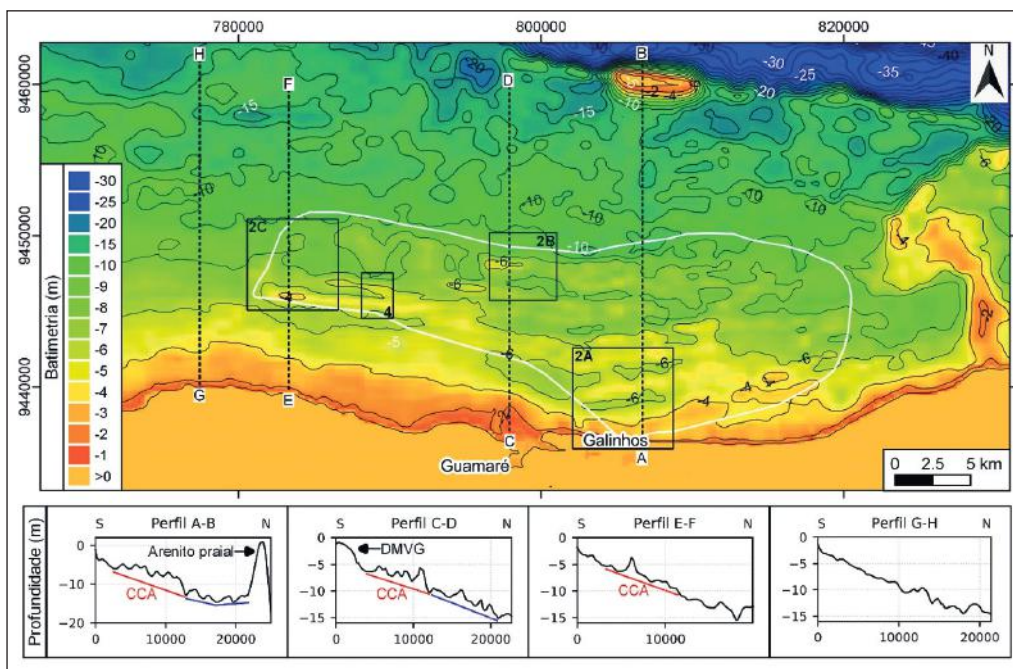


Figura 3 Mapa batimétrico gerado a partir dos dados do sistema monofeixe e perfis do CCA e feições adjacentes. Linha branca indica área do CCA observado na imagem de satélite (Figura 1). Linha azul nos perfis A-B e C-D indica campo de dunas a N do CCA. DMVG: Delta de maré vazante de Guararé. Retângulos pretos indicam quadros da figura 2 e 4.

Figura 4 Mapa batimétrico gerado a partir dos dados do sistema de varredura e perfis. Algarismo romanos e setas no perfil G-H indicam dunas e calhas do cordão arenoso, respectivamente.

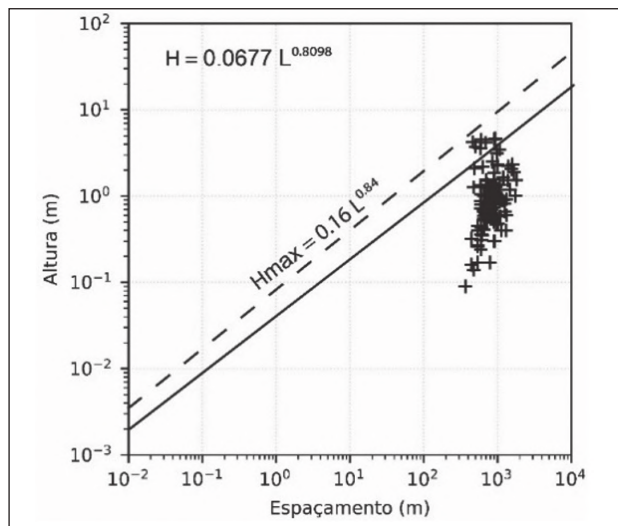
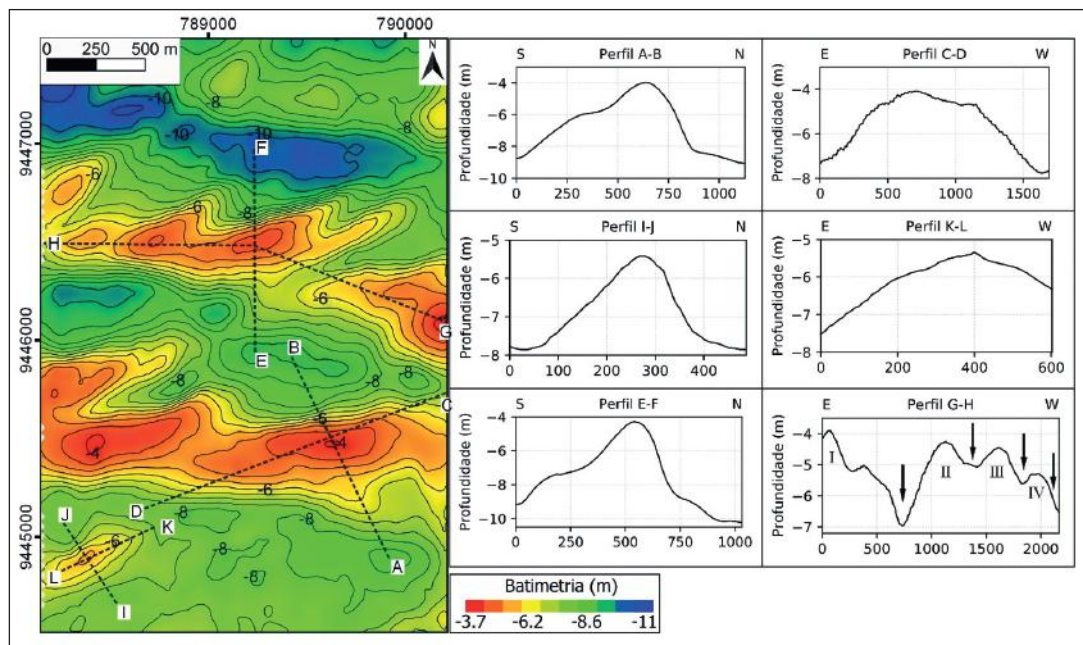


Figura 5 Dados de altura *versus* espaçamento dos cordões arenosos plotados no diagrama de dunas transversais desenvolvido por Flemming (1998).

5 Conclusões

A análise do CCA, adjacente a Galinhos-Guamaré, permitiu compreender a sua morfologia, entre as isóbatas de 5 a 10 m. O CCA é formado cordões arenosos que, por sua vez, são formados por dunas grandes amalgamadas SW-NE. Essas dunas, no geral, variam de 1 a 4 m de altura, apresentando-se assimétricas com sotavento (*lee side*) voltado

para costa afora. Os cordões são menores próximo à costa, estendendo-se SW-NE e formando ângulo entre 15°-20°. Em direção costa afora, os cordões arenosos aumentam de dimensão até a isóbata de 10 metros, limite do campo, onde alongam-se E-W. O padrão serrilhado visto na imagem de satélite é formado pela alternância de cristas e calhas das dunas. Algumas vezes, as calhas aparentam ser condutos para dinâmica sedimentar de N para S nessa porção da plataforma, formando lobos deposicionais entre as calhas dos cordões arenosos. No limite E do CCA, as dunas são remobilizadas e tornam-se transversais a linha de costa.

A morfologia dessas dunas indica que elas foram formadas a partir de um fluxo predominante para NW, o mesmo da corrente de maré vazante atual. Foi identificado uma duna similar às amalgamadas dos cordões, que provavelmente é protoduna do cordão arenoso, reforçando a hipótese de migração para NW.

O CCA se distingue dos demais campos de dunas da plataforma, sendo oblíquo a linha de costa, diferente dos campos de dunas longitudinais a W do CCA e no extremo E da plataforma. Portanto, o regime hidrodinâmico que formou os cordões é diferente desses outros. A morfologia das formas de fundo do CCA talvez seja correlata aos cordões are-

nos conectados e desconectados da face praia, na costa dos EUA no Atlântico N. No entanto, naquela região, a plataforma é influenciada por tempestades e os cordões arenosos são maiores e mais espaçados. As fontes mais próximas de sedimentos para o CCA, especialmente sedimentos siliciclásticos, podem estar relacionadas a extensos corpos arenosos na plataforma leste e em dunas transgressivas na zona costeira adjacente, entretanto estudos sobre o intercâmbio de sedimentos entre a costa e a plataforma ainda são necessários.

6 Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 (bolsa de mestrado ao primeiro autor e projeto CSF-PVE-S VALSA: 88881.068064/2014-01) e do Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) (Auxílio PQ 311413/2016-1 ao segundo autor e bolsa de mestrado ao terceiro autor). Agradecemos a equipe do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA-PPGG-UFRN) pelo auxílio na etapa de campo. Esta é uma contribuição ao INCT AmbTropic (565054/2010-4, 8936/2011 & 465634/2014-1, CNPq/FAPESB/CAPES) e ao projeto Ciências do Mar II (23038.004320/2014-11).

7 Referências

- Allaby, M. 2013. *Dictionary of Geology & Earth Sciences*. Oxford, Oxford University Press. 644 p.
- Ashley, G.M. & Symposium Chairperson 1990. Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: A New Look at an Old Problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(1): 160–172.
- Barbosa, M.E.F.; Boski, T.; Bezerra, F.H.R.; Lima-Filho, F.P.; Gomes, M.P.; Pereira, L.C. & Maia, R.P. 2018. Late Quaternary infilling of the Assu River embayment and related sea level changes in NE Brazil. *Marine Geology*, 405: 23–37.
- Bartholdy, J.; Ernstsens, V.B.; Flemming, B.W.; Winter, C.; Bartholomä, A. & Kroon, A. 2015. On the formation of current ripples. *Scientific Reports*: 5(1): 11390.
- Berné, S.; Vagner, P.; Guichard, F.; Lericolais, G.; Liu, Z.; Trenetiaux, A.; Yin, P. & Yi, H.II. 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188(3–4): 293–315.
- Betat, A.; Kruelle, C.A.; Frette, V. & Rehberg, I. 2002. Long-time behavior of sand ripples induced by water shear flow. *The European Physical Journal E*, 8(S1): 465–476.
- Boguchwal, L.A. & Southard, J.B. 1990. Bed Configurations in Steady Unidirectional Water Flows. Part 1. Scale Model Study Using Fine Sands. *Journal of Sedimentary Research*, 60(5): 649–657.
- Boski, T.; Bezerra, F.H.R.; Pereira, L.F.; Souza, A.M.; Maia, R.P. & Lima-Filho, F.P. 2015. Sea-level rise since 8.2ka recorded in the sediments of the Potengi-Jundiá Estuary, NE Brazil. *Marine Geology*, 365: 1–13.
- Cabral Neto, I.; Córdoba, V.C.; & Vital, H. 2013. Morfologia, microfaciologia e diagênese de beachrocks costa afora adjacentes à costa do Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Geociências*, 32(3): 471–490.
- Costello, W.R. & Southard, J.B. 1981. Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *Journal of Sedimentary Research*, 51(3): 849–864.
- Dyer, K.R. & Huntley, D.A. 1999. The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19(10): 1285–1330.
- Figueiredo Jr, A.G.; Sanders, J.E. & Swift, D.J. 1982. Storm-graded layers on inner continental shelves: examples from southern Brazil and the Atlantic coast of the central United States. *Sedimentary Geology*, 31(3–4): 171–190.
- Flemming, B.W. 1988. Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten*, 29: 44–47.
- Flemming, B.W. 2000a. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: MARINE SANDWAVE DYNAMICS, INTERNATIONAL WORKSHOP, p. 23–24.
- Flemming, B.W. 2000b. On the dimensional adjustment of subaqueous dunes in response to changing flow conditions: a conceptual process model. In: MARINE SANDWAVE DYNAMICS, INTERNATIONAL WORKSHOP, p. 61–67.
- Gao, S. & Collins, M.B. 2014. Holocene sedimentary systems on continental shelves. *Marine Geology*, 352: 268–294.
- Gomes, M.P. & Vital, H. 2010. Revisão da compartimentação geomorfológica da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3): 321–329.
- Gomes, M.P.; Vital, H.; Bezerra, F.H.R., Castro, D.L. & Macedo, J.W.P. 2014. The interplay between structural inheritance and morphology in the Equatorial Continental Shelf of Brazil. *Marine Geology*, 355: 150–161.
- Gomes, M.P.; Vital, H.; Stattegger, K. & Schwarzer, K. 2016. Bedrock control on the Assu Incised Valley morphology and sedimentation in the Brazilian Equatorial Shelf. *International Journal of Sediment Research*, 31(2): 181–193.
- Harrison, S.E.; Locker, S.D.; Hine, A.C.; Edwards, J.H.; Naar, D.F.; Twichell, D.C. & Mallinson, D.J. 2003. Sediment-starved sand ridges on a mixed carbonate/siliciclastic inner shelf off west-central Florida. *Marine Geology*, 200(1–4): 171–194.
- Johnshon, H.D. & Baldwin, C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary Environment and Facies*. Blackwell Scientific Publications, p. 229–283.
- Lima, Z.M.C.; Alvez, A.D.L.; Amaro, V.E. & Vital, H. 2001. Evolução da Linha de Costa do Esporão de Galinhos

- (NE Brasil) Utilizando Fotografias Aéreas e Imagens Landsat TM. *Pesquisas em Geociências*, 28(2), 497-507.
- Lima, Z.M.C. 2004. Caracterização da dinâmica ambiental da região costeira do município de Galinhos, litoral setentrional do Rio Grande do Norte. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado. 139 p.
- McBride, R.A. & Moslow, T.F. 1991. Origin, evolution, and distribution of shoreface sand ridges, Atlantic inner shelf, U.S.A. *Marine Geology*, 97: 57-85.
- Nascimento Neto, F.C.N.; Araujo, I.R.F. & Vital, H. 2017. Subaqueous dunes of Northern Shelf of Rio Grande do Norte (Brazil). In: 2017 IEEE/OES ACOUSTICS IN UNDERWATER GEOSCIENCES SYMPOSIUM (RIO ACOUSTICS). IEEE, p. 1-7.
- Silva, L.L.N.; Gomes, M.P. & Vital, H. 2018. The Açú Reef morphology, distribution, and inter reef sedimentation on the outer shelf of the NE Brazil equatorial margin. *Continental Shelf Research*, 160: 10-22.
- Nnafie, A.; de Swart, H.E.; Calvete, D. & Garnier, R. 2014. Effects of sea level rise on the formation and drowning of shoreface-connected sand ridges, a model study. *Continental Shelf Research*, 80: 32-48.
- Nnafie, A.; de Swart, H.E.; Calvete, D. & Garnier, R. 2015. E Dynamics of shoreface-connected and inactive sand ridges on a shelf, Part 2: The role of sea level rise and associated changes in shelf geometry. *Continental Shelf Research*, 104: 63-75.
- Pendleton, E.A.; Brothers, L.L.; Thieler, E.R. & Sweeney, E.M. 2017. Sand ridge morphology and bedform migration patterns derived from bathymetry and backscatter on the inner-continental shelf offshore of Assateague Island, USA. *Continental Shelf Research*, 144: 80-97.
- Pessoa Neto, O.P.C. 2003. Estratigrafia De Seqüências Da Plataforma Mista Neogênica Na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3): 263-278.
- Rubin, D.M. & Hunter, R.E. 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29(1): 121-138.
- Rubin, D.M. & McCulloch, D.S. 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 26(1-3): 207-231.
- Schindler, R.J.; Parsons, D.R.; Ye, L.; Hope, J.A.; Baas, J.H.; Peakall, J.; Manning, A.J.; Aspden, R.J.; Malarkey, J.; Simmons, S.; Peterson, D.M.; Lichtman, I.D.; Davies, A.G.; Thorne, P.D. & Bass, S.J. 2015. Sticky stuff: Redefining bedform prediction in modern and ancient environments. *Geology*, 43(5): 399-402.
- Schwarzer, K., Stattegger, K., Vital, H., & Becker, M. 2006. Holocene coastal evolution of the rio açú area (Rio Grande do Norte, Brazil). *Journal of Coastal Research*, p. 141-145
- Snedden, J.W. & Dalrymple, R. W. 1999. Modern shelf sand ridges: from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In: SNEDDEN, J.W. & BERGMAN K.M. (ed.). *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretation*. SEMP Special Publication 64. SEMP, p. 13-28.
- Swift, D.J. 1972. Implications of sediment dispersal from bottom current measurements: some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf: a discussion of two papers. In: SWIFT, D.J.P.; DUANE, D.B. & PILKEY, O.H. (eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Stroudsburg: Dowden, p. 363-371.
- Testa, V. & Bosence, D.W.J. 1999. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the north-east Brazilian shelf. *Sedimentology*, 46(2): 279-301.
- Vital, H.; Silveira, I.M.D. & Amaro, V.E. 2005. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira: área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3): 233-241.
- Vital, H.; Stattegger, K.; Amaro, V.E.; Schwarzer, K.; Frazao, E.P.; Tabosa, W.F., & Silveira, I.M. 2008. A Modern High-energy Siliciclastic-carbonate Platform: Continental Shelf Adjacent To Northern Rio Grande Do Norte State, Northeastern Brazil. In: HAMPSON, G.J.; STEEL, R.J.; BURGESS, P.M. & DALRYMPLE, R.W. *Recent Advances In Models of Siliciclastic Shallow-marine Stratigraphy*. SEMP Society for Sedimentary Geology, 90: 175-188.
- Vital, H. 2009. The mesotidal barriers of Rio Grande do Norte. In: DILLENBURG, S. & HESP, P. (eds.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, p. 289-324.
- Vital, H. 2014. The north and northeast Brazilian tropical shelves. In: CHIOCCI, F.L. & CHIVAS, A.R. (ed.) *Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle*. Geological Society, London, Memoirs, 41: p. 35-46.
- Yincan, Y.; Xianghua, L.; Guofu P.; Qitong, L.; Zhenye, Z.; Dujuan, L.; Xiaoling, C.; Yanji, W.; Junren, C.; Taojun, H.; Xitu, C.; Wenhuan, Z.; Quanxing, L.; Shuangfeng, T.; Dong, L. & Xin, H. 2017. Submarine Sand Waves and Sand Ridges. In: YINCAN, Y.; XIANGHUA, L.; GUOFU P.; QITONG, L.; ZHENYE, Z.; DUJUAN, L.; XIAOLING, C.; YANJI, W.; JUNREN, C.; TAOJUN, H.; XITU, C.; WENHUAN, Z.; QUANXING, L.; SHUANGFENG, T.; DONG, L. & XIN, H. *Marine Geo-Hazards in China*. Elsevier Inc, p. 523-554.