

MORFODINÂMICA EM DESEMBOCADURAS FLUVIAIS (DOMINADAS POR ONDAS)

Morphodynamics in (wave-dominated) river mouths

Junia Kacenelenbogen Guimarães

Geógrafa, Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Bahia, Brasil.

juniakg@gmail.com

José Maria Landim Dominguez

Geólogo, Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, Brasil.

landim@ufba.br

Resumo

Este trabalho apresenta dois casos de relação morfodinâmica em desembocaduras fluviais dominadas por ondas. O primeiro caso trata da relação entre orientação da linha de costa, descarga fluvial e corrente longitudinal gerada por ondas no desenvolvimento de deltas, desde a fase de transição estuário-delta até a fase de mar aberto. Na fase de transição estuário-delta, a linha de costa é embaiada, o que favorece a convergência das correntes longitudinais (independentemente da direção da frente de onda incidente), o que proporciona o rápido preenchimento do embaçamento. Começa então a fase de desenvolvimento deltaico de mar aberto, em que as novas orientações de linha de costa originam correntes longitudinais divergentes ou unidirecionais, que favorecem a dispersão do sedimento fluvial, diminuindo a taxa de regressão deltaica. O segundo caso trata da relação entre pontais arenosos, gradiente fluvial e correntes longitudinais no desenvolvimento de “deltas” defletidos. Nesse tipo de delta, a corrente longitudinal é mais importante do que a vazão fluvial, conduzindo à formação de um pontal arenoso que cresce no sentido de sotamar, defletindo a desembocadura para esse mesmo sentido, o que vai gradativamente reduzindo o gradiente fluvial. Eventualmente, um evento de alta energia (costeiro ou fluvial) ocasiona a ruptura do pontal em uma posição a barlar da desembocadura, estabelecendo um gradiente maior e mais favorável ao fluxo hídrico. A partir de então, volta a se desenvolver um pontal a partir da nova desembocadura, que passa a erodir o antigo pontal localizado a sotamar da mesma. Esses dois exemplos demonstram que desembocaduras fluviais são intrinsecamente dinâmicas e, portanto, a área sob sua influência não deve ser ocupada.

Palavras-chave: deriva litorânea, delta, rio São Francisco, rio Itapicuru, pontais arenosos.

Abstract

This work presents two cases of morphodynamic relationship in wave-dominated river mouths. The first case deals with the relationship between shoreline orientation, river discharge and longshore currents in the development of deltas, from the estuary-delta transition phase to the open sea phase. In the estuary-delta transition phase, the shoreline is embaied, which favors the convergence of longshore currents (regardless of the direction of the incident wave front), which provides rapid filling of the bay. Then, begins the open sea phase, in which the new shoreline orientations give rise to diverging or

unidirectional longshore currents, favoring the dispersal of river sediment, decreasing the rate of deltaic regression. The second case deals with the relationship between sandy spits, fluvial gradient and longitudinal currents in the development of deflected "deltas". In this type of delta, the longshore current is more important than the river flow, leading to the formation of a sandy spit that grows downdrift, deflecting the river mouth, which gradually reduces the fluvial gradient. Eventually, a high energy (coastal or fluvial) event causes the rupture of the spit in a position updrift of the river mouth, establishing a new mouth, with a better fluvial gradient. From updrift side of the new mouth, a new spit develops, which erodes the old spit located downdrift. These two examples demonstrate that river mouths are intrinsically dynamic and therefore the area under their influence should not be occupied.

Keywords: longshore drift, delta, São Francisco River, Itapicuru River, spit.

1. INTRODUÇÃO

As desembocaduras fluviais são ambientes extremamente dinâmicos, influenciados por processos oceanográficos (ondas, marés astronômicas e meteorológicas, etc.), climáticos (precipitação, ventos, etc.) e antrópicos (mudanças de cursos fluviais, desmatamento, construção de barragens, etc.), atuando tanto na planície costeira quanto na bacia hidrográfica. Dessa forma, mudanças são continuamente verificadas nas desembocaduras fluviais, proporcionando bons exemplos de relações morfodinâmicas.

As relações morfodinâmicas podem ser compreendidas como a interação recíproca entre processo e forma, na qual um altera o outro mutuamente. Esse tipo de relação pode ser entendido como compondo um sistema, isto é, um conjunto de elementos organizados que possuem um funcionamento próprio (Von Bertalanffy, 1969; Christofolletti, 1978). Trata-se de um sistema do tipo aberto, que, portanto, responde a mudanças ocorridas em seu meio externo. As modificações na forma desencadeadas pelos processos se dão pelo fluxo de sedimentos, que erode e deposita sedimentos, alterando a forma (Cowell; Thom, 1994) (Figura 1).

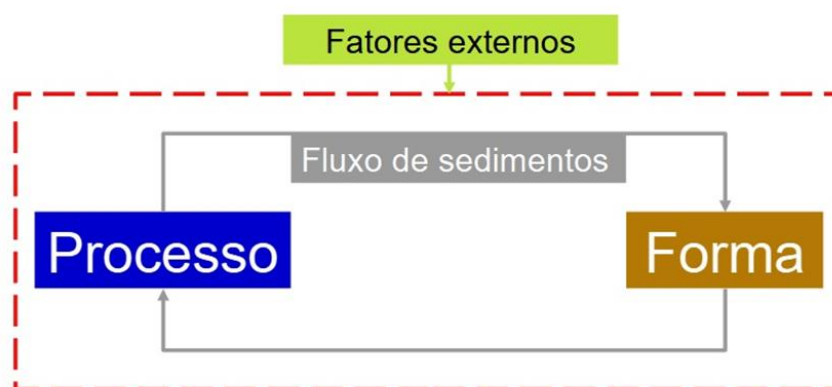


Figura 1 – Esquema representando a relação morfodinâmica em um sistema aberto.

Fonte: Própria.

Este trabalho traz dois casos de relação morfodinâmica presentes em desembocaduras fluviais do tipo dominado por ondas. Estes são ambientes em que as ondas são mais importantes do que as marés e do que o próprio rio na configuração da desembocadura fluvial (Galloway, 1975; Bhattacharya, Giosan, 2003; Anthony, 2015). A maior parte da costa brasileira encontra-se nessa condição, excetuando-se a porção norte do país, bem como o interior de algumas baías, onde as marés se tornam mais importantes do que as ondas na configuração da linha de costa (Dominguez, 2006).

O primeiro caso tratado é aquele que aborda a transição estuário-delta e a formação de delta de mar aberto que a sucede; o segundo caso é o que ocorre em “deltas” defletidos, nos quais os rios na retaguarda de pontais arenosos desencadeiam rupturas no mesmo, gerando mudança da posição da desembocadura.

2. CASO 1: EVOLUÇÃO NA TRANSIÇÃO ESTUÁRIO-DELTA E DE DELTA DE MAR ABERTO

A formação de estuários ou deltas é controlada sobretudo pela relação entre as taxas de criação de espaço de acomodação (gerada pelas variações do nível médio do mar) e o aporte sedimentar (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992). Quando o espaço de acomodação criado pela subida do nível do mar não pode ser preenchido pelo aporte sedimentar, a linha de costa sofre transgressão e estuários se formam. Este pode ser definido como a porção distal de um vale fluvial afogado pelo mar (Dalrymple *et al.*, 1992). Por outro lado, quando o aporte sedimentar é superior ao espaço criado pela subida do nível do mar ou quando o nível do mar está abaixando temos uma regressão (normal, no primeiro caso; e forçada, no segundo). Nesses casos, forma-se um delta (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992), que pode ser definido como uma acumulação costeira adjacente a um curso fluvial, tanto subaquosa quanto subaérea, formada por sedimentos fluviais incluindo depósitos que podem ter sido secundariamente modelados por processos marinhos (Wright, 1978).

A maior parte dos deltas modernos começou a se formar entre 8,5 e 6,5 ka AP, devido à estabilização da subida eustática do nível do mar pós-Último Máximo Glacial. Durante a subida do nível do mar, os vales aluviais estavam afogados, formando estuários; após a estabilização do nível do mar, os estuários foram preenchidos, formando deltas (Stanley; Warne, 1994).

Podem se distinguir duas fases de desenvolvimento nesses deltas: i) uma fase inicial, em que a progradação deltaica ocorre dentro de uma linha de costa embaiada ou

em forma de funil, típicas da fase estuarina da desembocadura que a precedeu; fase esta denominada de fase de transição estuário-delta; e ii) uma fase posterior, após o preenchimento da reentrância, em que o rio deságua em ambiente de mar aberto, denominada de fase de mar aberto ou fase deltaica estrita.

O termo “fase deltaica estrita” ressalta que tanto o padrão deposicional – progradacional – como a geometria da desembocadura – cuspidada – são tipicamente deltaicas, em contraposição ao que ocorre na fase anterior, em que apenas o padrão deposicional é tipicamente deltaico, mas a forma – uma reentrância da linha de costa – ainda é típica de estuários. Essa característica da fase de transição estuário-delta se dá pelo fato de a forma sempre responder com um atraso à mudança no processo. No caso em questão, embora o processo seja progradacional, a forma ainda é típica da fase estuarina anterior, formada associada a um processo – transgressão – que já não existe mais. Como não poderia ser diferente, essa fase de transição estuário-delta é notada em diversos deltas modernos (Hori *et al.*, 2004; Guimarães, 2010; Milli *et al.*, 2013; etc.).

Um delta dominado por ondas apresenta diferentes orientações de linha de costa no decorrer dessas fases de desenvolvimento. A orientação da linha de costa é um fator determinante para definir o sentido das correntes longitudinais geradas por ondas; portanto, essas irão se modificar durante o desenvolvimento do delta. Duas situações principais podem ser identificadas: i) na fase estuário-delta, a linha de costa embaiada favorece a convergência das correntes longitudinais para dentro do embaimento; ii) na fase deltaica estrita, a linha de costa cuspidada favorece o desenvolvimento de correntes longitudinais divergentes ou unidirecionais (a depender da direção das frentes de ondas locais).

A geometria da linha de costa embaiada favorece a convergência das correntes longitudinais independentemente de qual seja a direção da frente de onda (Figura 2). A refração de ondas (não considerada na Figura 2) não muda de forma significativa essa situação. Essa convergência, associada à presença de uma desembocadura fluvial dentro do embaimento, favorece o rápido preenchimento do estuário (Guimarães, 2010).

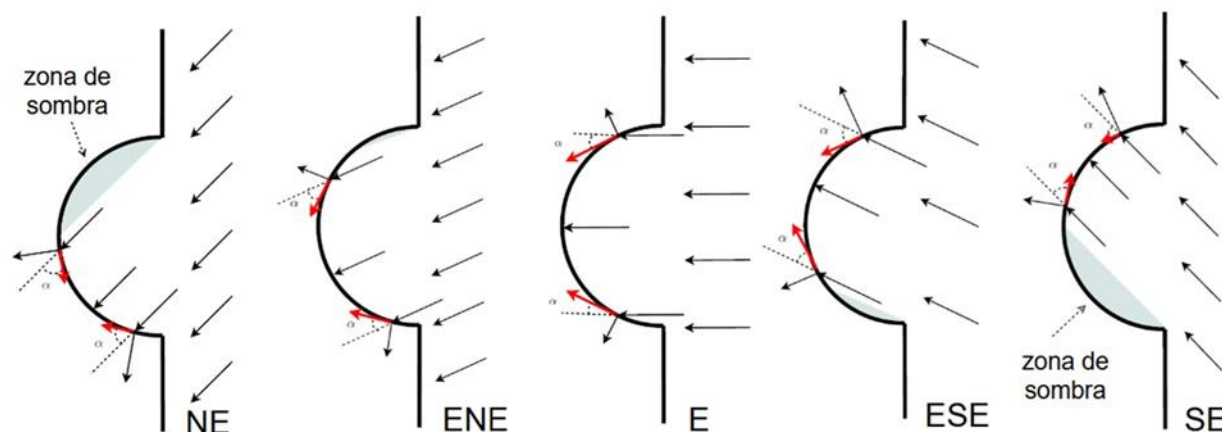


Figura 2 – Esquema representando a convergência das correntes longitudinais gerada por frentes de onda com diferentes orientações (NE, ENE, E, ESE e SE) em um embaiamento da linha de costa de orientação N-S.

Fonte: Guimarães *et al.*, 2019.

A fase deltaica estrita inicia após o preenchimento dessa reentrância a partir da interação da descarga fluvial com as correntes longitudinais geradas pelas frentes de onda dominantes que, por meio de alterações sucessivas desencadeadas pelas mudanças de orientação da linha de costa, desenvolvem a cúspide deltaica, como demonstrado por diversos autores (Komar, 1973; Pranzini, 2001; Guimarães, 2010).

Guimarães (2010) estudou a evolução do delta do rio São Francisco, simulando as correntes longitudinais para as diferentes orientações de linha de costa ocorridas ao longo da evolução do delta (Figura 3). No caso desse delta, o preenchimento da reentrância, favorecido pelas correntes longitudinais convergentes, durou 3.300 anos e ocorreu com uma taxa média de regressão de 5,4 m/ano. Por sua vez, a cúspide deltaica, associada a uma corrente longitudinal unidirecional, formou-se durante os últimos 4.700 anos com taxa média de regressão de 2 m/ano (Guimarães, 2010). A convergência das correntes longitudinais favorece o aprisionamento dos sedimentos fluviais dentro da reentrância, gerando uma regressão mais rápida do que a da fase posterior, que, além de estar em mar aberto (sofrendo a atuação de maior energia de ondas), também está associada a correntes longitudinais que dispersam os sedimentos que chegam na desembocadura.

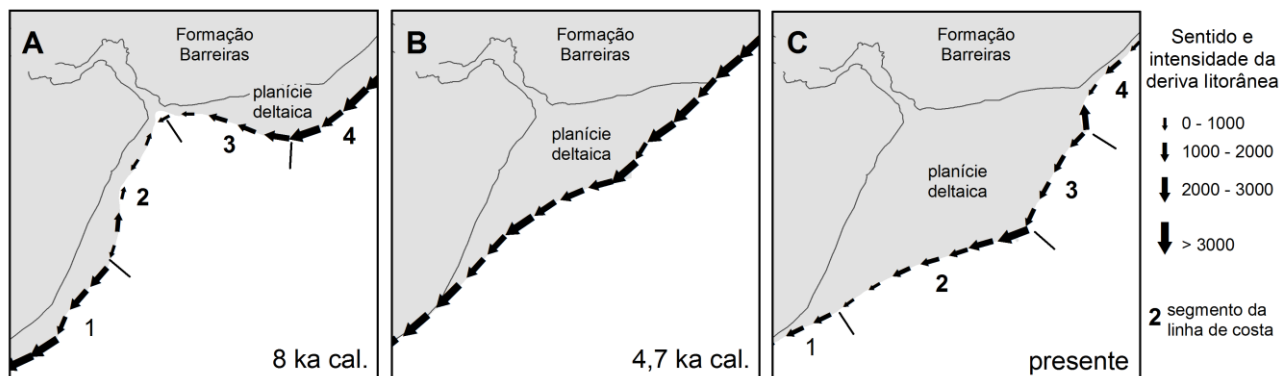


Figura 3 – Esquema representando as correntes longitudinais simuladas para diferentes orientações de linha de costa ocorridas na evolução do delta do rio São Francisco: A) em 8 ka cal. AP a linha de costa era embaiada; b) em 4,7 ka. cal AP a linha de costa se tornou retilínea; e C) no presente a linha de costa adquiriu formato de cúspide. Em todas as situações, as frentes de onda utilizadas na simulação são iguais à atual, com dominância de ondas provenientes de leste. A intensidade da deriva litorânea é dada em um valor adimensional proporcional à altura da onda na quebra elevada ao quadrado multiplicada pelo seno do ângulo formado entre a orientação da linha de costa e o raio de onda na hora da quebra e multiplicada também pelo cosseno do mesmo ângulo.

Fonte: Guimarães, 2010.

Diante do exposto, pode-se argumentar que durante a evolução dos deltas dominados por ondas, existe uma relação morfodinâmica entre descarga fluvial, orientação da linha de costa e correntes longitudinais geradas por ondas (Figura 4), que explica o desenvolvimento desses deltas desde a sua construção no interior de um estuário/baía até o aparecimento de uma cúspide, mesmo mantendo-se constantes fatores externos, como aporte fluvial ou clima de ondas.

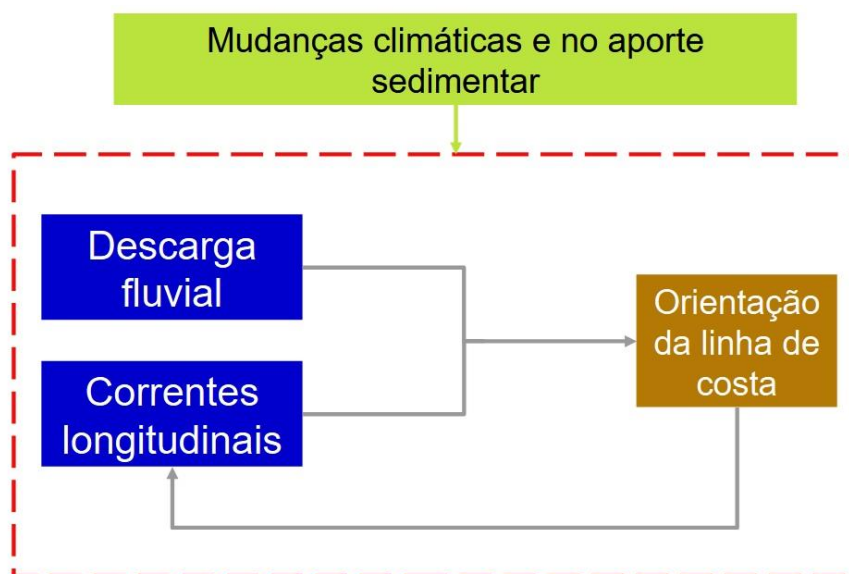


Figura 4 – Esquema morfodinâmico presente na evolução de deltas dominados por ondas.

Fonte: Própria.

3. CASO 2: EVOLUÇÃO DE PONTAIS ARENOSOS EM “DELTAS” DEFLETIDOS

São considerados “deltas” defletidos desembocaduras fluviais que se formam quando a energia das correntes longitudinais geradas por ondas é muito mais importante do que a própria descarga fluvial, gerando uma paulatina deflexão da desembocadura para sotamar (Bhattacharya; Giosan, 2003). Essa situação não proporciona uma mudança significativa na orientação geral da linha de costa, mas apenas uma deflexão da desembocadura associada ao crescimento lateral de um pontal arenoso, e por essa razão pode-se questionar a utilização do termo “delta” para esse tipo de desembocadura.

A dinâmica dessas desembocaduras é diretamente relacionada às correntes longitudinais dominantes, que fazem o pontal arenoso crescer para sotamar, defletindo gradativamente a desembocadura. Tal crescimento vai diminuindo o gradiente fluvial do curso final do rio. Eventos de alta energia podem provocar a ruptura desses pontais, abrindo uma nova desembocadura a barlar da anterior, produzindo um gradiente fluvial mais favorável do que o precedente. Dessa forma, a nova desembocadura tende a se manter e passa novamente a ser defletida pela corrente longitudinal, que faz crescer um novo pontal a partir da margem a barlar da nova desembocadura. Esse crescimento ocorre à custa da erosão do antigo pontal que ficou do lado a sotamar da nova desembocadura (Correia *et al.*, 2023). Essa dinâmica é cíclica e torna tais pontais extremamente vulneráveis à completa erosão.

Fitzgerald (1988) descreveu dinâmica análoga, associada a desembocaduras de canais de marés, denominando-a “inlet migration and spit breaching”. De forma mais acentuada do que ocorre com as desembocaduras de canais de maré, nas desembocaduras fluviais as rupturas de pontal são desencadeadas tanto por processos de origem marinha, como ocorrência de ressacas, convergência de raios de onda ou preamares de sizígia mais elevadas, como por processos de origem fluvial, sobretudo, eventos de cheia. Um outro elemento potencializador da ruptura é o próprio meandramento do canal fluvial, devido à erosão típica das margens côncavas dos meandros.

Um exemplo dessa dinâmica pode ser observado na desembocadura do rio Itapicuru, no litoral baiano (Figuras 5 e 6). Correia *et al.* (2023) simularam as correntes longitudinais que se direcionam para NE na área estudada, explicando a formação do pontal. A configuração atual do canal fluvial apresenta um meandro a sotamar do povoado de Siribinha, meandro este que ameaça uma das porções mais estreitas desse pontal (Figura 6).

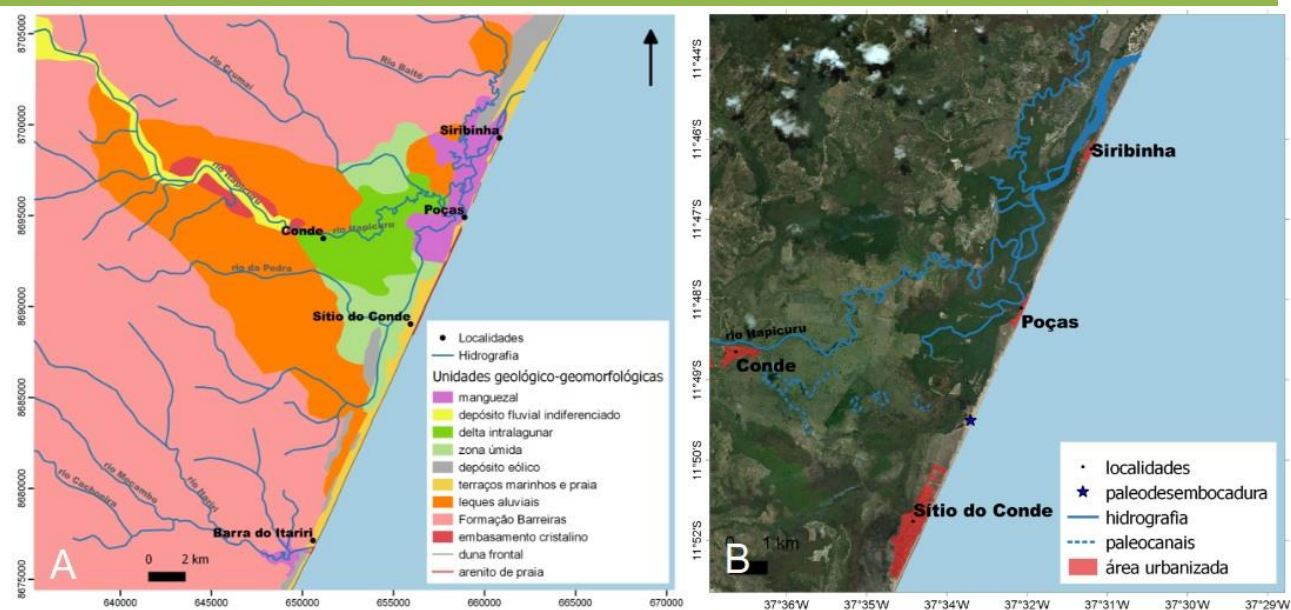


Figura 5 – A) Unidades geológico-geomorfológicas da planície costeira do rio Itapicuru, Bahia (modificado de Esquivel, 2006); B) Imagem com destaque para a desembocadura do rio Itapicuru associada à formação de um pontal arenoso, situando também a posição de uma paleodesembocadura do rio Itapicuru (modificado de Correia *et al.*, 2023).

Fonte: A) Modificado de Esquivel, 2006; B) Correia *et al.*, 2023.

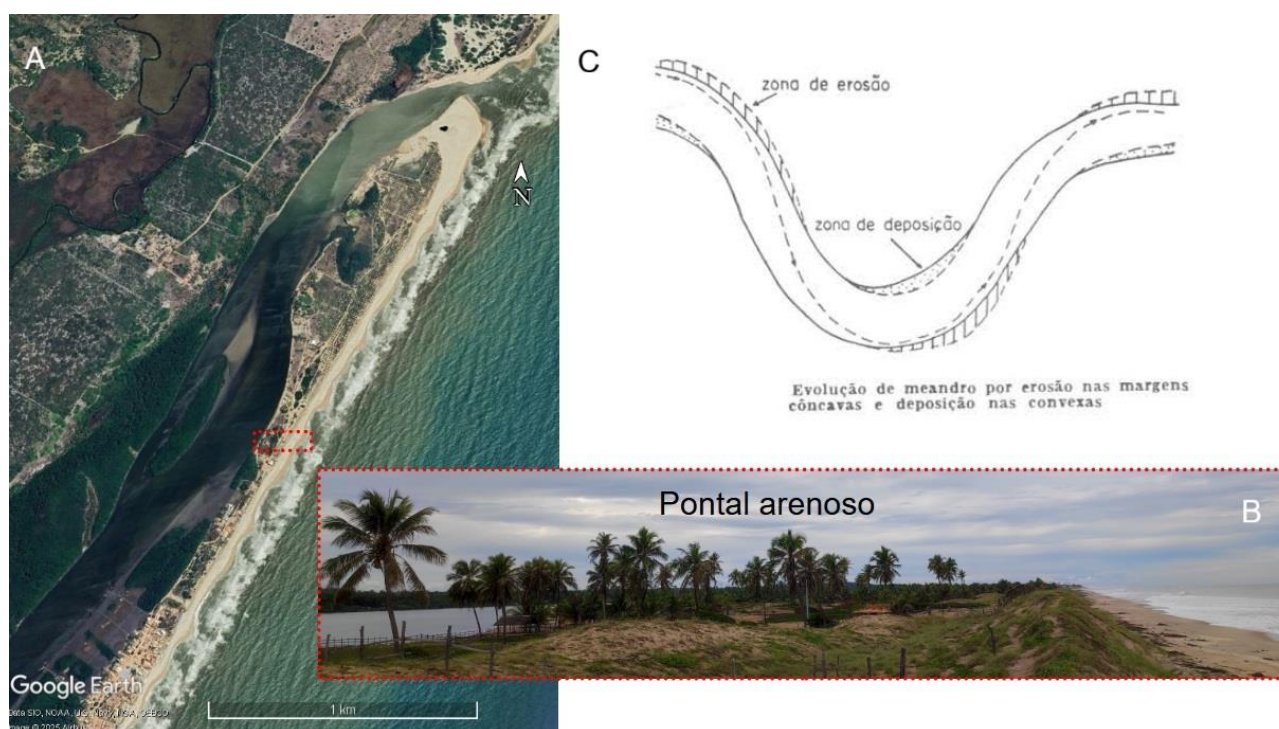


Figura 6 – A) Pontal arenoso defletindo a desembocadura do rio Itapicuru, Bahia (imagem retirada do Google Earth); B) Fotografia do pontal na posição em destaque vermelho em A; C) modelo esquemático destacando zona de erosão e deposição em meandros (Penteado, 1983, p. 92).

Fonte: A/B) Própria; C) Penteado, 1983 (p. 92).

A dinâmica dessas desembocaduras pode ser compreendida como uma relação morfodinâmica entre as correntes longitudinais, o gradiente fluvial e o pontal arenoso. Enquanto as correntes fazem o pontal crescer lateralmente, a diminuição de seu gradiente

fluvial favorece a sua ruptura e formação de nova desembocadura, a partir da qual a corrente longitudinal faz novamente o pontal crescer, e assim sucessivamente (Figura 7).

Tal como no caso 1, essa dinâmica independe de mudanças em fatores externos. Contudo, neste caso, mais do que no primeiro, mudanças em fatores externos podem facilitar a ruptura do pontal arenoso. Em tempos de eventos extremos, esses ambientes se tornam ainda mais vulneráveis à erosão.

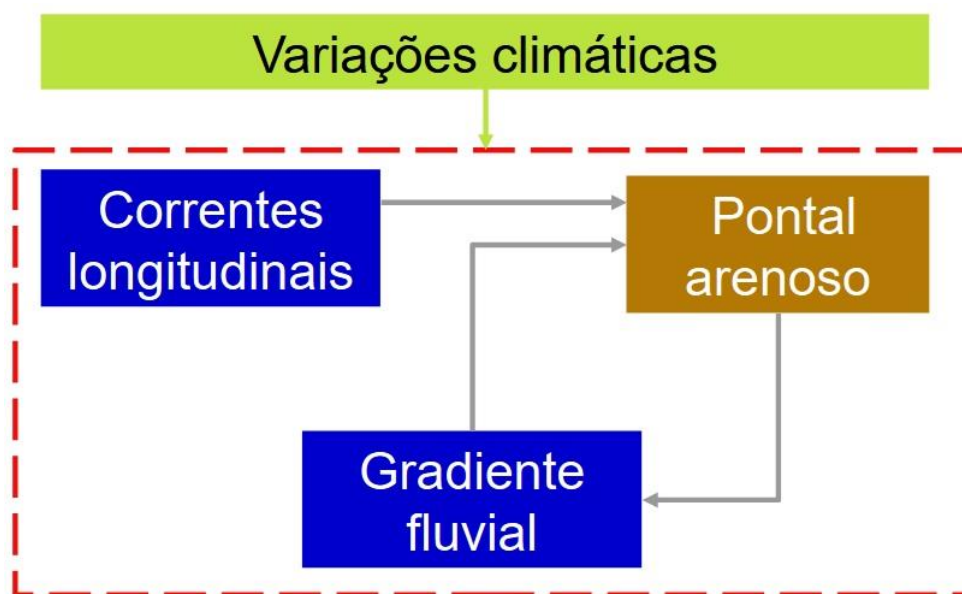


Figura 7 – Esquema morfodinâmico presente na evolução de deltas defletidos.

Fonte: Própria.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esse trabalho teve o objetivo de apresentar dois exemplos de relação morfodinâmica presente em desembocaduras fluviais dominadas por ondas. Tais exemplos mostram o quão dinâmicas são as desembocaduras e que tal dinamicidade decorre, pelo menos em parte, de características intrínsecas aos sistemas apresentados. De outra parte, as mudanças climáticas em curso devem acentuar ainda mais a dinamicidade desses ambientes, influenciando inclusive nesses próprios sistemas, que são abertos em termos de troca de matéria e energia com o meio.

Essa extrema dinamicidade evidencia que os ambientes no entorno das desembocaduras fluviais dominadas por ondas não devem ser ocupados; ou, caso tenham que ser, estudos detalhados devem ser feitos para compreender os elementos envolvidos na dinamicidade desses ambientes.

REFERÊNCIAS

ANTHONY, E. J. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. **Marine Geology**, v. 361, 2015, p. 53-78.

BHATTACHARYA, J. P.; GIOSAN, L. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. **Sedimentology**, v. 50, p. 187-210, 2003.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B.A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v. 80, 1992, p. 139-150

CHRISTOFOLETTI, A. Aspectos da análise sistêmica em geografia. **Geografia**, v. 3, n. 6, 1978, p. 1-31.

CORREIA, I. O.; GUIMARÃES, J. K.; SILVA, I. R. Dinâmica de ondas e erosão costeira na desembocadura do rio Itapicuru, litoral norte do Estado da Bahia. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 14, n. 1, 2023, p. 01-13

COWELL, P. J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C. D. (Eds.). **Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. New York: Cambridge University Press, 1994, p. 33-59.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 62, n. 6, p. 1130-1146, 1992.

DOMINGUEZ, J. M. L. The Coastal Zone of Brazil – an overview. **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 16-20, 2006.

ESQUÍVEL, M. S. **O Quaternário Costeiro do Município de Conde: Implicações para a Gestão Ambiental**. 2006. 113 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.

FITZGERALD D. M. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: AUBREY, D.G.; WEISHAR, L. (eds.) **Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets**. New York: Springer-Verlag, 1988, p. 186–225.

GALLOWAY, W. E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M.L. (ed.) **Deltas, models for exploration**. Houston: Houston Geol. Soc., 1975, p. 87-98.

GUIMARÃES, J. K. **Evolução do delta do rio São Francisco: estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas**. 2010. 145 f. Tese (Doutorado em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2010.

GUIMARÃES, J. K.; OLIVEIRA, P. J.; DOMINGUEZ, J. K. Longshore drift convergence in embayments. In: IAG REGIONAL CONFERENCE 2019: GEOMORPHOLOGY OF CLIMATICALLY AND TECTONICALLY SENSITIVE AREAS, 2019, Athens. **Proceedings...** Athens: 2009, p. 71.

HORI, K.; TANABE, S.; SAITO, Y.; HARUYAMA, S.; NGUYEN, V.; KITAMURA, A. Delta initiation and Holocene sea-level change: example from the Song Hong (Red River) Delta, Vietnam. **Sedimentary Geology**, v. 164, 2004, p. 237-249.

KOMAR, P. D. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. **Geological Society of America Bulletin**, v. 84, 1973, p. 2217-2226.

MILLI, S.; D'AMBROGI, C.; BELLOTTI, P.; CALDERONI, G.; CARBONI, M. G.; CELANT, A.; BELLA, L.; RITA, F.; FREZZA, V.; MAGRI, D.; PICCHEZZI, R. M.; RICCI, V. The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta: The Late Quaternary stratigraphic architecture of Tiber River deltaic succession (Italy). **Sedimentary Geology**, v. 28, p. 159–180, 2013.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. 185p.

PRANZINI, E. Updrift river mouth migration on cuspate deltas: two examples from the coast of Tuscany (Italy). **Geomorphology**, v. 38, 2001, p. 125-132.

STANLEY, D. J.; WARNE, A. G. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. **Science**, v. 265, p. 228–232, 1994.

VON BERTALANFFY, L. **General System Theory**. New York: George Braziller, 1969. 360p.

WRIGHT, L. D. River Deltas. In: DAVIS, R. A. (ed). **Coastal Sedimentary Environments**. New York: Springer-Verlag, 1978. 420p.