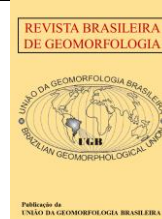




<https://rbgeomorfologia.org.br/>  
ISSN 2236-5664



Artigo de Pesquisa

## Efeitos de barragens em barras fluviais do baixo Rio São Francisco: dinâmica morfosedimentar e implicações para interpretação de rios antigos

*Outcomes of the dam's construction over a fluvial bar in the Low São Francisco River: morpho-sedimentary dynamics and the implications for interpreting ancient rivers*

Felipe Torres Figueiredo <sup>1</sup>, Pedro Victor Oliveira Gomes <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Sergipe, Departamento de Geologia / Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias (PGAB), São Cristóvão/SE, Brasil. [fffigueiredo@academico.ufs.br](mailto:fffigueiredo@academico.ufs.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6998-8772>

<sup>2</sup> Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, São Paulo/SP, Brasil.

[pedro\\_gomes@usp.br](mailto:pedro_gomes@usp.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4639-2826>

Recebido: 23/10/2023; Aceito: 26/03/2024; Publicado: 21/06/2024

**Resumo:** Os principais rios ativos do mundo estão barrados, com vazão defluente reduzida e afetados por assoreamento do canal, o que limita o uso de seus depósitos sedimentares como análogos para interpretação de paleoambientes. O Rio São Francisco hipoteticamente influenciado pelo último barramento de Xingó é um exemplo, cujo canal teria sofrido mudanças geomorfológicas significativas nos últimos 30 anos, porém pouco investigado em detalhe. Com o objetivo de suprir esta lacuna, foram investigadas morfologia e sedimentologia de barras em um trecho do baixo curso, próximos à Propriá (SE). Os métodos foram: fotointerpretação de cartas topográficas, imagens de satélite e análise de fácies. Os resultados da fotointerpretação evidenciam um canal largo, com poucas barras de meio de canal e canais secundários sob fluxo natural (1854 – 1959), acréscimos à jusante e colmatação de canais de atalho durante os barramentos (1954-1994). Os 18 anos após Xingó não evidenciaram mudanças relevantes na morfologia do trecho, corroborando com a hipótese da influência sobre o assoreamento, porém mais notado a partir dos anos 2010, quando as taxas de crescimento foram maiores. O modelo sedimentológico proposto sugere a presença de canais secundários rasos, transversais ao canal principal recobertos por lama e lençóis de areia eólica sobre o topo de barras. O modelo contrasta com interpretações do registro rochoso, onde as mesmas evidências suportariam interpretações compatíveis com paleoambientes às margens do canal principal, em um contexto de planície de inundação. Nosso estudo de caso reforça a necessidade de recorrer as evidências de canais ativos na escala de detalhe para reinterpretar o registro antigo de forma mais assertiva e independente de modelos fluviais construídos a partir do registro de climas polares e temperados de rios de degelo.

**Palavras-chave:** Rios barrados, geomorfologia fluvial, Rio São Francisco

**Abstract:** The world's major active rivers are dammed, resulting in reduced outflow and mostly siltation of the downstream channel, limiting the use of their sedimentary deposits as paleoenvironmental analogues. The So Francisco River, which would have been influenced by the last Xingó dam, is an example of a channel that would have experienced significant geomorphological changes in the last 30 years but has received little attention. The current study investigated the morphology and sedimentology of bars in a stretch of the lower course near Propriá (SE) in order to fill this gap. Photointerpretation of

topographic maps and satellite images, as well as sedimentary facies analysis, were used as methods. The results show a wider river channel under natural flow (1854-1959-60), with insignificant accumulations of mid-channel bars and secondary channels, and downstream additions and clogging of shortcut channels during the bus construction period (1954-1994). The stretch's morphology did not change significantly in the 18 years following Xingó. The highest growth rates were observed in the last decade, corroborating the hypothesis of siltation influence, but were more noticeable in the 2010s. The geomorphological-sedimentary model suggests the presence of shallow secondary chute-channels oblique to the main channel, overlain by a mud layer and aeolian sand sheets at the bar top. The model contrasts the expected interpretation for the rock record, where the same evidences would typically support the interpretation of a floodplain environment. Nevertheless, our study reinforces the need to look for new evidences on active channels of tropical rivers at the detail scale to better constrain the interpretation of past fluvial deposits, regardless of the existence of conceptual models built for temperate climates or glacial washout plains.

**Keywords:** Dammed rivers, fluvial geomorphology, São Francisco River

---

## 1. Introdução

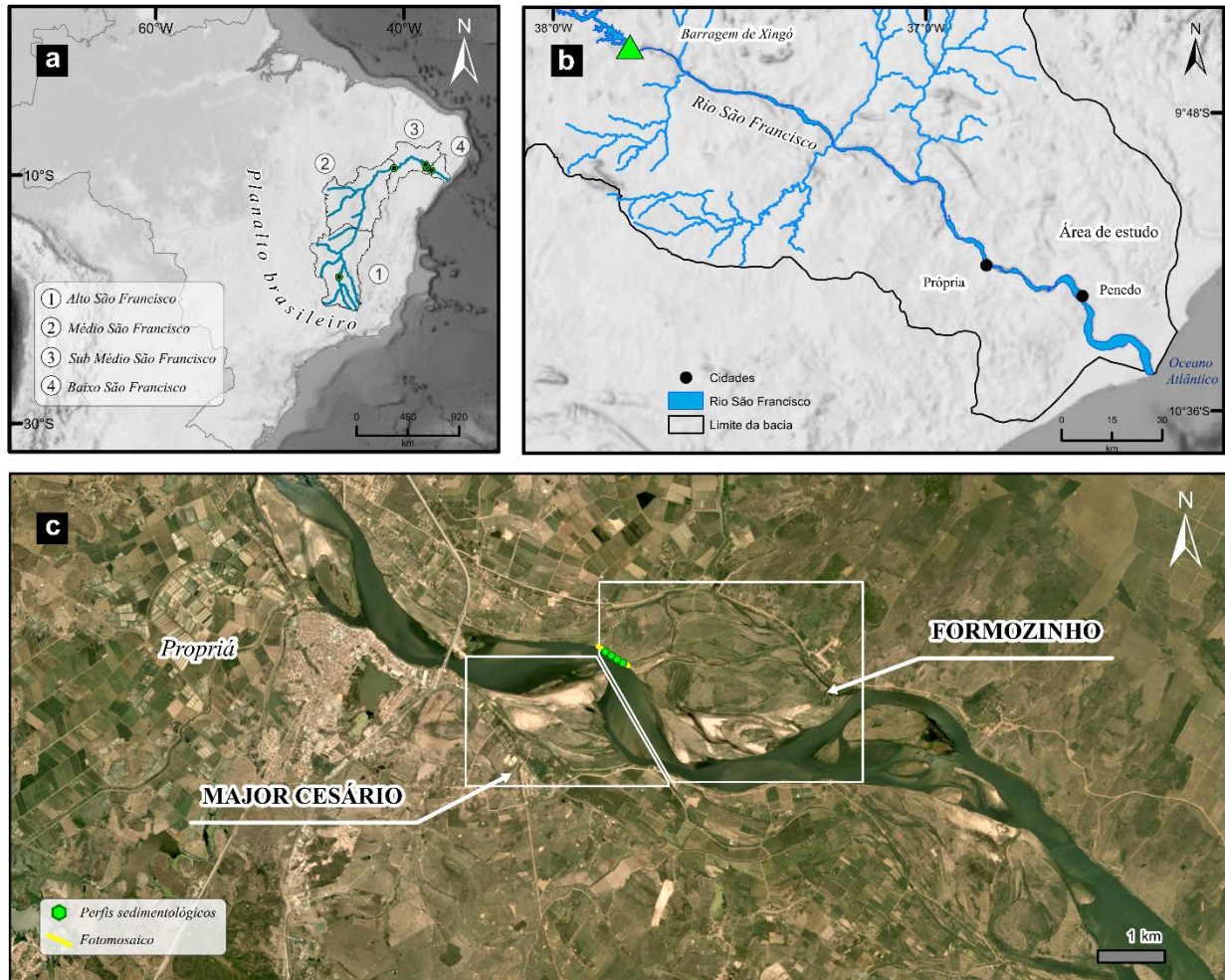
Os primeiros barramentos do Rio São Francisco são dos anos 1950. Alterações morfológicas posteriores têm sido documentadas na escala de sua bacia de captação de drenagem, o que condiciona, na maioria dos exemplos de rios ativos na retenção de sedimentos antes da barragem e no retrabalhamento dos sedimentos depositados à jusante (Stevaux et al. 2009; Medeiros et al. 2007). Contudo, outras consequências contrastantes e diversas tem sido documentada no baixo curso do Rio São Francisco, a exemplo, da erosão das margens e aumento ou perda desproporcional em cada trecho do baixo curso entre Piranhas (AL) e Penedo (AL) (FONTES, 2015; GOMES, 2021).

Alteações na morfologia do canal no baixo curso do Rio São Francisco tornaram-se mais evidentes a partir de 1994 com a operacionalização da usina de Xingó e a regulação artificial da vazão. Alguns dos efeitos da diminuição progressiva da descarga defluente, superior a 10.000 m<sup>3</sup>/h no final dos anos 1970, para menos de 1000 m<sup>3</sup>/h atuais, são as mudança hidrológicas e do ponto de vista de erosão das margens do canal principal do rio (CASADO et al., 2002; FONTES et al., 2009), retenção de sedimentos arenosos (OLIVEIRA et al., 2003; MEDEIROS et al., 2014; Gomes et al. 2020), e a diminuição do aporte sedimentar da carga em suspensão, de 10 t/km<sup>2</sup>/ano para 1 t/km<sup>2</sup>/ano. Outras consequências negativas foram documentadas por meio da diminuição de nutrientes na água (MEDEIROS et al., 2011a), ou através da progressiva transgressão e erosão marinhas (BANDEIRA et al., 2008; DOMINGUEZ e GUIMARÃES, 2021).

Dos pontos de vista morfológico e da dinâmica sedimentar, a retenção de sedimentos causada pela diminuição da velocidade da corrente no talvegue no trecho do baixo curso do Rio São Francisco pode estar diretamente associada à magnitude das diminuições de vazão defluentes de Xingó, entre os anos 1990 e 2000, (SILVA et al., 2010). Como principais consequências deste processo ininterrupto têm sido verificadas algumas situações com potencial para discutir questões pouco abordadas na escala de detalhe no baixo curso do rio. A primeira delas é o aumento da exposição subaérea de elementos morfológicos/arquitetônicos, revelada por áreas ocupadas por sedimentos dentro do cinturão de canais do rio, como: barras de meio de canal e barras alternadas. Variações na descarga relativa entre canais podem contribuir para o aumento de processos de expansão, rotação e translação destas barras (BRIDGE, 2003; HAGSTROM et al., 2019; ROWLEY, 2020; ROWLEY et al., 2021), e consequente estreitamento do canal. A segunda diz respeito ao conjunto de processos de deposição sedimentar envolvidos até a configuração atual preservada em cada elemento, que pode variar de uma barra em pontal para de meio de canal (Sarkar & Masumallik, 1968) ou formar diferentes tipos de barras e canais que se reorganizam de acordo com a escala da vazão (Bristow, 1987). Interpretar a gênese de cada elemento pode ajudar a compreender a relativa contribuição desempenhada por processos fluviais e eólicos durante a baixa, ou a alta vazão defluentes e do aporte dos rios de jusante, quando são formados canais de atalho e novos arranjos morfológicos provisórios, na escala de tempo de semanas a meses. Esta questão expande a relevância do presente estudo para compreender o que fica preservado no registro rochoso fluvial de rios de bacias. Atualmente existe um viés de interpretação do registro rochoso que correlaciona evidências como camadas de siltitos e argilitos recobrimdo arenitos com estratos cruzados a formas de leito que atravessam a planície por meio de um canal de atalho correlacionável a um contexto de estilo morfológico meandrante. No entanto, modelos sedimentológicos mostram a preservação variada de camadas de lama, por vezes de dezenas de centímetros e até na escala métrica no contexto de topos de barra de meio de canal de rios arenosos (Sarkar & Masumallik, 1968; Singh, 1977; Bristow, 1993; Best et al.2003; Best et al. 2006). Modelos recentes

em rios grandes, tropicais, ativos destacam a relevância de interpretá-los como forma de minimizar o viés de interpretação. Galeazzi et al. (2018) exemplificaram esta necessidade demonstrando que rios grandes preservam camadas de estratos cruzados pequenos de dunas compostas em maior proporção do que séries de dunas métricas. A compreensão dos padrões de canal através da medição de paleocorrentes pode contribuir para inferir regimes de variação de descarga anual (Galeazzi et al. 2021). Cada aspecto mencionado acima é de especial interesse para sedimentólogos e geomorfólogos fluviais que buscam compreender a arquitetura deposicional no registro geológico e em como a dinâmica morfológica pode auxiliar no planejamento dos recursos hídricos, infraestrutura e preservação ecológica. Atualmente os modelos sedimentológicos disponíveis na literatura discutem em detalhe a dinâmica da formação de barras fluviais (BRIDGE, 2003; WALKER, 2006; MIALI, 2014, ALMEIDA et al., 2016; TAMURA et al., 2019; HERBERT et al., 2020) e a influência dos barramentos sobre a sedimentação antes e após barramentos (e.g. THOMS e WALKER, 1993; WALLING, 2006; LONG et al., 2021). Entretanto, o estudo combinado entre morfologia, variação de vazão e sedimentologia tem a vantagem de permitir individualizar elementos morfológicos e preenchimentos sedimentares internos gerados antes e após a construção de barragens. A interpretação de topos de barras em um período conhecido e sua comparação com a descarga medida e o nível d'água local foi útil para calibrar o tempo necessário para sedimentação de formas de leito e estruturas e determinar a correlação do seu acúmulo com efeitos de flutuação de descarga ou se havia efetiva acomodação de nova carga sedimentar conhecidas na literatura de outros rios barrados do mundo. Por último, a distinção entre cada elemento morfológico-sedimentar e suas taxas de crescimento auxiliou a compreender a velocidade de preservação natural de barras arenosas, formadas antes da primeira barragem, durante e após a operação da última, cuja abordagem é inédita no baixo curso do Rio São Francisco.

Com base no exposto acima, o presente trabalho teve como objetivo identificar elementos morfológico-sedimentares em um trecho do baixo curso do Rio São Francisco, para testar a interferência da operacionalização da barragem de Xingó e cascatas anteriores sobre a morfologia do canal e inferir taxas de crescimento das barras. Para ilustrar essas questões foram escolhidos como objeto de estudo três barras: uma sob a ponte da cidade de Propriá (SE) (A), e outras duas à jusante denominadas Major Cesário (B) e Formozinho (C) (Figura 1).



**Figura 1.** (a) Bacia de captação de drenagem do Rio São Francisco e suas divisões fisiográficas. (b) Baixo curso do rio, à jusante do barramento de Xingó (triângulo verde), e localização da área de estudo. (c) Alvos do presente estudo, identificando perfis estratigráfico-sedimentológicos e trincheiras.

## 2. Materiais e Métodos

### 2.1. Fotointerpretação de cartas topográficas e imagens de satélite

Este método envolveu, primeiramente, a aquisição de três tipos de materiais: (1) cartas de navegação da segunda metade do século XIX, adquiridas a partir da publicação de Halfeld (1860) no endereço <http://www2.senado.leg.br/bdsf/handle/id/185636>, (2) carta topográfica Folha Propriá 1:100.000 – SC.24-Z-B-II, publicado pela diretoria do Serviço Geográfico do Ministério do Exército em 1971, (3) imagens de satélites orbitais entre os anos de 1992 e 2020, no endereço eletrônico “<https://earthexplorer.usgs.gov>” do serviço geológico dos Estados Unidos (*USGS Earth Explorer*); imagens *Landsat / Copernicus / CNES Airbus* entre os anos de 1994 e 2012, obtidas por meio do acesso a uma sequência de fotos extraídas a partir da série temporal do Google Earth Pro; e imagens de satélite obtidas na plataforma Planet (<https://www.planet.com/>).

Em seguida, cada imagem foi importada e georreferenciada utilizando o software GIS (QGIS), disponível no departamento de geologia da Universidade Federal de Sergipe (UFS) para a classificação dos tipos morfológicos das barras emersas e submersas. Esta análise levou em conta os critérios técnicos adaptados da proposta de Bridge (2003), na qual são definidos padrões de translação e expansão de barras de acréscimo em sistemas fluviais ativos.

Alguns processos morfológicos, como abandono de canais de atalho e anexação de barras de acréscimo lateral (*scroll bars*), foram determinados a partir da delimitação do contorno de cada elemento morfológico-sedimentar

com base no ano em que aparecem pela primeira vez. A medição de áreas de cada um deles foi realizada por meio da plataforma de acesso gratuito no endereço eletrônico [ufrgs.br/sardim/indexen.html](http://ufrgs.br/sardim/indexen.html).

## 2.2. Análise de associações de fácies e superfícies limitantes

O objeto de análise de associações de fácies e superfícies limitantes foi a barra arenosa do Formozinho. A análise de associações de fácies seguiu uma rotina de trabalho que envolve aquisição de dados de campo e posterior comparação com modelos sedimentares disponíveis na literatura. Os processos sedimentares associados a correntes sub-aquosas foram interpretados com base na proposta de Allen (1963, 1983). Os perfis verticais foram medidos com base na proposta de Miall (1978) e teve como objetivo analisar a distribuição temporal da associação de fácies de topos de barra. A interpretação das associações de fácies foi comparada aos modelos pré-existentes de depósitos fluviais de topos de barra (e.g. Bristow, 1993; Bridge, 2003; Best et al 2003, 2006, Miall, 2014) e depósitos eólicos (MOUNTNEY, 2006). A interpretação de processos eólicos foi verificada em campo nos locais das imagens de satélite sugestivas de áreas de deflação e ausência de vegetação.

A análise de superfícies limitantes foi realizada com base no reconhecimento de geometrias na escala de afloramento, comparáveis a modelos da literatura. Os dados dos fotomosaicos foram dispostos lateralmente conforme proposta de Miall (1985, 1991) para compor fotomosaicos. Em seguida, cada qual foi interpretado segundo o conjunto de superfícies e produtos sedimentares descritos em modelos sedimentológicos de sistemas fluviais ativos (e.g. BRIDGE, 2003; MIALL, 2014). A confecção dos mosaicos, fácies e perfis foi realizada com o auxílio do software livre *Inkscape*.

As análises objetivaram testar o modelo genético proposto a partir da interpretação das fotos e exemplificar as mudanças sedimentológicas locais, ocorridas entre a barra alternada, próxima a Porto Real do Colégio (margem esquerda) e sua nucleação com a Barra Formozinho, originalmente, à jusante.

## 2.3. Análise de paleocorrentes

A análise de paleocorrentes baseia-se no reconhecimento e medição de estruturas sedimentares geneticamente relacionadas às condições hidrodinâmicas ou aerodinâmicas em que foram geradas, de forma a se reconstituir a direção e, muitas vezes, o sentido da corrente responsável pelo depósito. Na presente contribuição foram utilizados depósitos com preservação de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. Foram realizadas ao todo 20 pontos de medida, de acordo com as propostas de Miall (1974) e Potter e Pettijohn (1977), um número expressivo considerando a extensão e espessura do afloramento. A coleta de dados foi feita com o auxílio do *software FieldMove Clino (Petroleum Experts Limited)*, instalado em um telefone celular com IOS (Iphone Operating System), cuja calibração foi validada por meio da comparação direta com valores obtidos com a medição das mesmas camadas com uma bússola Brunton *International Pocket Geotransit* (Allmendinger et al., 2017). O vetor de cada medida azimutal obtida a partir do rumo do mergulho dos estratos cruzados frontais foi desenhado em um diagrama de rosetas, onde cada pétala equivalente a uma medida foi representada diretamente sobre o fotomosaico na posição onde o dado foi coletado. Este tipo de representação tem a vantagem de mostrar a correspondência entre a direção da geometria do canal e a direção do rumo da paleocorrente. Após esta análise é possível determinar se o canal tem formas de leito com migração oblíqua ao fluxo principal, o que ajuda a interpretar a correspondência entre tempo de deposição com valores de descarga do rio. Para representação das direções de paleocorrentes também foi utilizado o software *Inkscape*.

## 3. Resultados

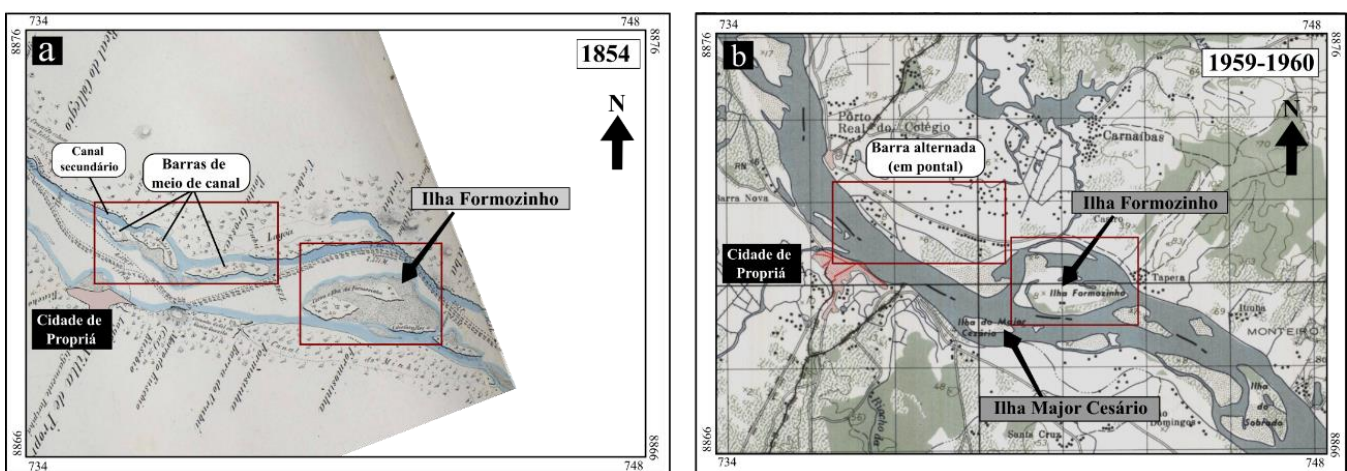
### 3.1. Geomorfologia

A geomorfologia fluvial do trecho investigado corresponde a um estilo meandrante, onde estão preservadas barras arenosas de dois tipos: (1) alternadas (*sensu* SCHUMM e LICHTY, 1965; SCHUMM, 1977), em pontal (*sensu* MIALL, 1991) ou *scroll bars* (*sensu* BRIDGE, 2003), (2) barras entrelaçadas (*sensu* MIALL, 1985) ou *mid-channel bars* (*sensu* BRIDGE, 2003). Nesta contribuição foram adotadas a nomenclatura de *mid-channel bars* (barras de meio de canal) e *scroll bars*.

As barras Major Cesário e Formozinho, alvos deste estudo, correspondem em um primeiro olhar, a barras alternadas. Contudo, em detalhe, revelam acréscimos de dunas, amalgamação de barras compostas e colmatagem de canais de atalho, formados em diferentes momentos, preenchidos por depósitos fluviais e eólicos. As barras estão localizadas, respectivamente, às margens esquerda e direita, do canal principal do rio em seu baixo curso, a aproximadamente 30 km de sua foz, próximo à cidade de Propriá, logo após a ponte que liga os estados de Alagoas e Sergipe.

### 3.1.1. Gênese de formas naturais – anteriores à 1959

O histórico evolutivo da barra Formozinho pode ser traçado até o início da segunda metade do século XIX, a partir do material cartográfico que documenta o acúmulo sedimentar para aquele período (HALFELD, 1860). Ambos os elementos morfo-sedimentares que compõem a arquitetura do canal fluvial são evidências da retenção e agradação natural de formas de leito sub-aquosas, expostas à superfície à época da expedição que as documentou, entre os anos de 1851 e 1853, neste trecho do baixo curso do rio (Figura 2a).



**Figura 2.** Evolução morfológica pouco expressiva da barra Formozinho (de 1854 a 1959) no período anterior ao primeiro barramento do rio. (a) Distribuição de barras de meio de canal e canais de atalho em 1854. (b) Notável acréscimo lateral, preenchimento de canais de atalho e modificação de barras de meio de canal, acompanhado de anexação de barras de acréscimo lateral a partir da margem norte (Porto Real do Colégio) no sentido do talvegue que modificam a morfologia externa das barras de meio de canal para uma barra em pontal com acréscimo para sul-sudeste. Importante notar que as barras de meio de canal (Barras Formozinho e Major Cesário) permanecem isoladas.

Neste sentido, a acumulação de formas de leito sub-aquosas que compõem a “barra Formozinho” tem sua origem a partir de dois pontos centrais do canal, semelhante à uma barra entrelaçada de meio de canal, comum em sistemas multicanais, com gênese relacionada ao acúmulo de sedimentos quando a vazão e velocidade da corrente são inferiores à capacidade de transporte da carga sedimentar, especialmente de fundo, em direção à foz (Bristow 1993; Bridge, 2003). Essas evidências indicam que as formas arenosas têm sido acrescidas e estabilizadas ao longo de 170 anos lateralmente e à montante deste núcleo onde o canal era naturalmente mais raso. Este resultado é relevante pois revela um local do canal fluvial favorável ao acúmulo sedimentar, anterior à construção dos primeiros barramentos do Rio São Francisco, mas que ainda preserva diferentes percursos de navegação (Figura 2a).

Outras barras arenosas, também interpretadas como de meio de canal (*mid-channel bars sensu* BRIDGE, 2003), estão presentes na cartografia. A partir dos dados de seu posicionamento dentro do canal principal à época, é possível indicar os trechos onde o fluxo do rio era mais lento, junto à margem esquerda, próxima a Porto Real do Colégio (AL). É importante notar que o trecho mais fundo, de melhor navegabilidade era possível à jusante desta sequência de três barras, e feito contornando-se a margem esquerda da barra Formozinho, descrevendo um percurso de orientação sudoeste-nordeste, que se tornou inviável um século depois, quando já havia sido construída a barragem de Apolônio Sales em 1954 (Figura 2b). Entre os anos de 1959 e 1960, quando foi publicado

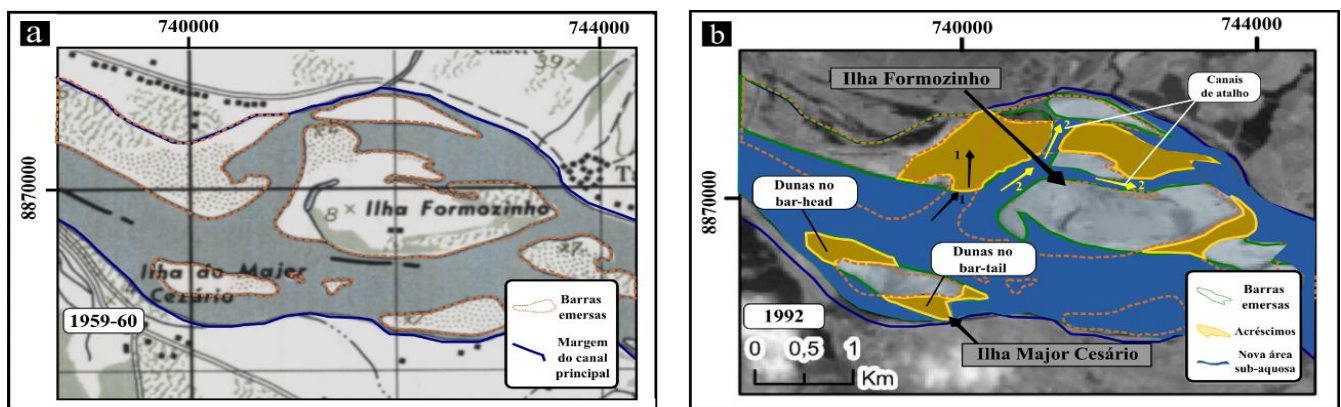
o mapa cartográfico pelo exército brasileiro, as três barras próximas a Porto Real do Colégio, interpretadas como de meio de canal na carta de 1854, revelaram morfologia típica de barras alternadas.

### 3.1.2. Após barramentos – 1959 – 1992

A dinâmica entre o período de vazões naturais e início do primeiro barramento foi bastante modificada nos 30 anos seguintes (1959 - 1992), o que condicionou mudanças no fluxo natural e consequentemente na morfologia das barras (Figura 3a). O primeiro aspecto de destaque é o aumento registrado na área das barras, que tiveram os contornos de suas formas emersas alterados (Figura 3b). O segundo aspecto é a erosão provocada pela mudança da dinâmica do fluxo, que por sua vez, reposicionou novas áreas de deposição subaquosas.

Na barra Major Cesário, a expansão da área ocorreu por anexação de dunas sub-aquosas de migração à jusante no *bar-head*, e por dunas com migração oblíqua no *bar-tail*. Houve pouca erosão da barra, que ocorreu majoritariamente em sua parte central, externa em relação ao talvegue.

Na barra Formozinho, onde a nucleação é mais antiga, houve acréscimo devido ao preenchimento do canal secundário de jusante pela preservação de dunas com migração de sudoeste para nordeste, anexando sua área original, estabilizada nesta posição há pelo menos 60 anos à barra menor mais à jusante. Além disto, foi observada expansão do canal principal por meio de erosão de sedimentos de montante da margem noroeste, posteriormente retrabalhados e que preencheram o antigo canal secundário (Figura 3b - setas 1 em preto), seguido por rompimento do topo das barras ativas e formação de novos canais de atalho (Figura 3b - setas 2 em amarelo).



**Figura 3.** Margens do canal principal do Rio São Francisco no trecho imediatamente à jusante de Propriá (SE) e Porto Real do Colégio (AL) em dois momentos pré-operação de Xingó, em 1994. (a) Barras emersas entre 1959 e 1960 após a implantação da Barragem de Luiz Gonzaga em 1954. (b) Em 1992, quando houve notável expansão do canal principal por meio de erosão significativa da barra alternada da margem noroeste.

Outro ponto importante de erosão é percebido na barra alternada próxima a Porto Real do Colégio (AL), entre os anos de 1959-60 e 1992, condicionando o alargamento do canal do talvegue (Figura 3b). Aventa-se que seja consequência do aumento da vazão defluente ao longo dos anos 1980 (ANA, 2004; 2021, GOMES, 2021). Com a nova configuração morfológica a partir de 1992 é possível notar o abandono do fluxo principal e o deslocamento progressivo do talvegue, que se manteve oblíquo e no sentido da margem esquerda do rio por 100 anos, entre 1854 e 1959. Os canais oblíquos então tornaram-se progressivamente mais rasos e secundários.

### 3.1.3. Taxas de crescimento e erosão das barras, formas eólicas e sub-aquosas (1994-2020)

Após o início da construção de Xingó em 1987, houve processos de acréscimo de formas de leito superpostas, documentadas por fotos entre 1994 e 2020.

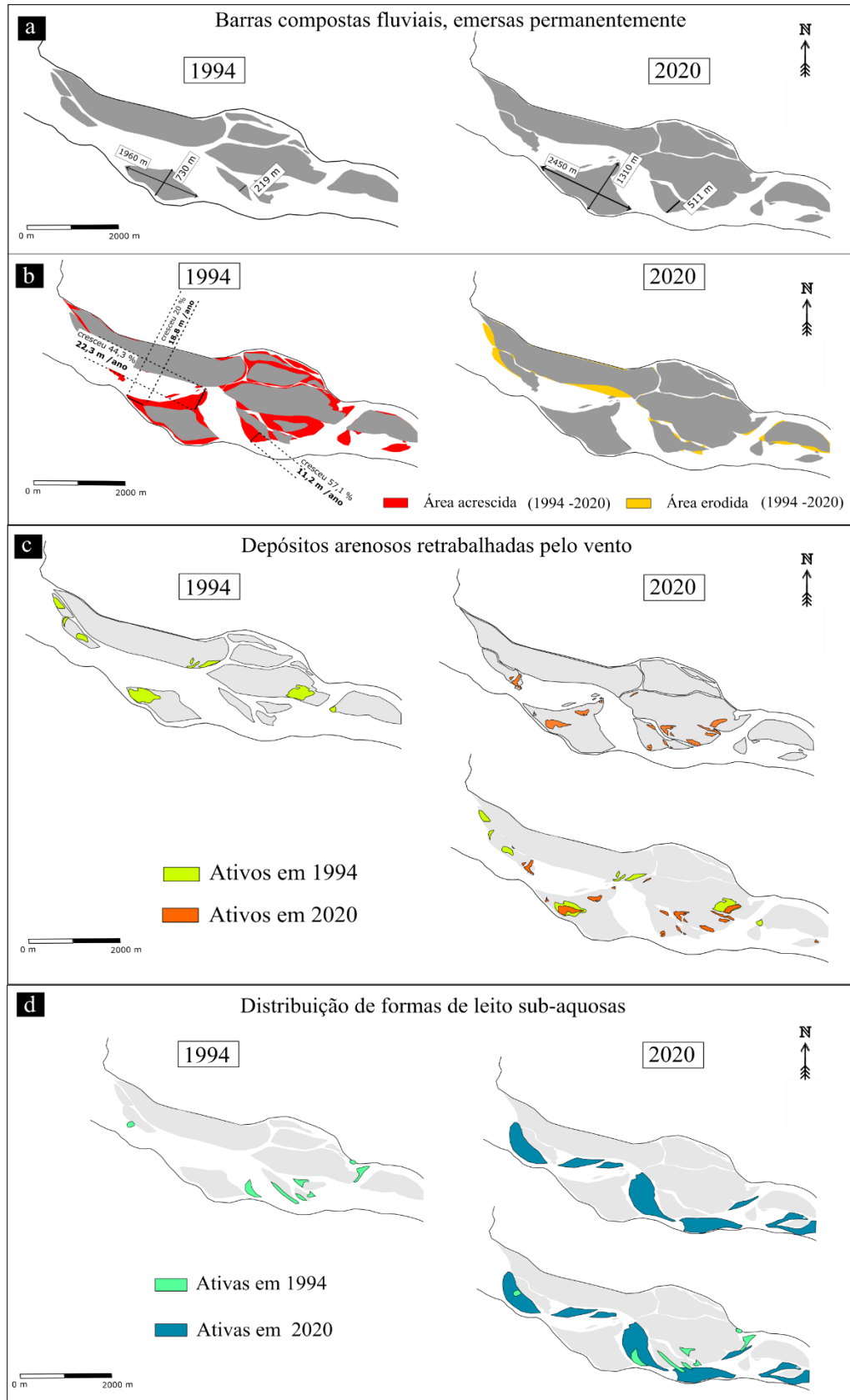
Major Cesário registrou no período de vazão mínima em 2018, medições da ordem de 2450 m de comprimento e 1310 m de largura (GOMES, 2021). A porção subaérea da barra é contornada por uma barra de canal de atalho à sul (995 m de comprimento e 251 m de largura), e dominada por arbustos e gramíneas. Depósitos de areias eólicas são raros, mas podem ocorrer associados com depósitos recentes de conchas de gastrópodes, bivalves, restos de

espinhas de peixe, e estrume de gado. Na maior parte da área da barra estão preservadas formas de leito de pequena amplitude. Formas de leito sub-aquosas estão atualmente migrando no sentido do talvegue do Rio São Francisco (Figura 4d). O eixo menor da barra Major Cesário aumentou 20% em direção ao talvegue o que equivale a uma taxa de acréscimo lateral de sudoeste para nordeste de 18,8 m/ano, para o período dos últimos 26 anos (Figura 4b). O crescimento observado é semelhante à da migração de dunas e da anexação de barras de meio de canal (*mid-channel bars*) que migram e preservam formas morfológicas transversais à corrente (*scrollbars*). A área do *bar-head* (porção mais à montante da barra) foi interpretada como o local de maior acomodação de sedimentos transportados tanto transversalmente, como paralelamente à direção média do eixo do canal fluvial. O acréscimo estimado do *bar-head* foi de 22,3 m/ano, o que representa um total de 44,3 % para o mesmo intervalo de tempo.

Contudo, os eventos de acréscimo mais recentes e significativos foram na região central da barra e estão relacionados com a dinâmica do fluxo transversal de sudoeste para nordeste, como exemplificado pelo arranjo geométrico em planta da direção do crescimento da barra até 1994. A partir dos anos 2000, predomina a morfologia de barra em pontal, devido ao progressivo acúmulo de sedimentos no centro da barra, deslocando o talvegue para norte-nordeste. Esta mudança de direção preferencial de acúmulo sedimentar pode ter, hipoteticamente, influência da acumulação de sedimentos defluentes da barragem de Xingó, cujos tributários têm aporte desprezível no baixo curso durante o período chuvoso (e.g. MOURA et al. 2017, GOMES, 2021).

Outro aspecto importante é o aumento expressivo das áreas de acréscimo em relação à erosão nos últimos 30 anos, o que chama à atenção por representar o mesmo intervalo de tempo imediatamente após o início da operação de Xingó (Figura 4b).

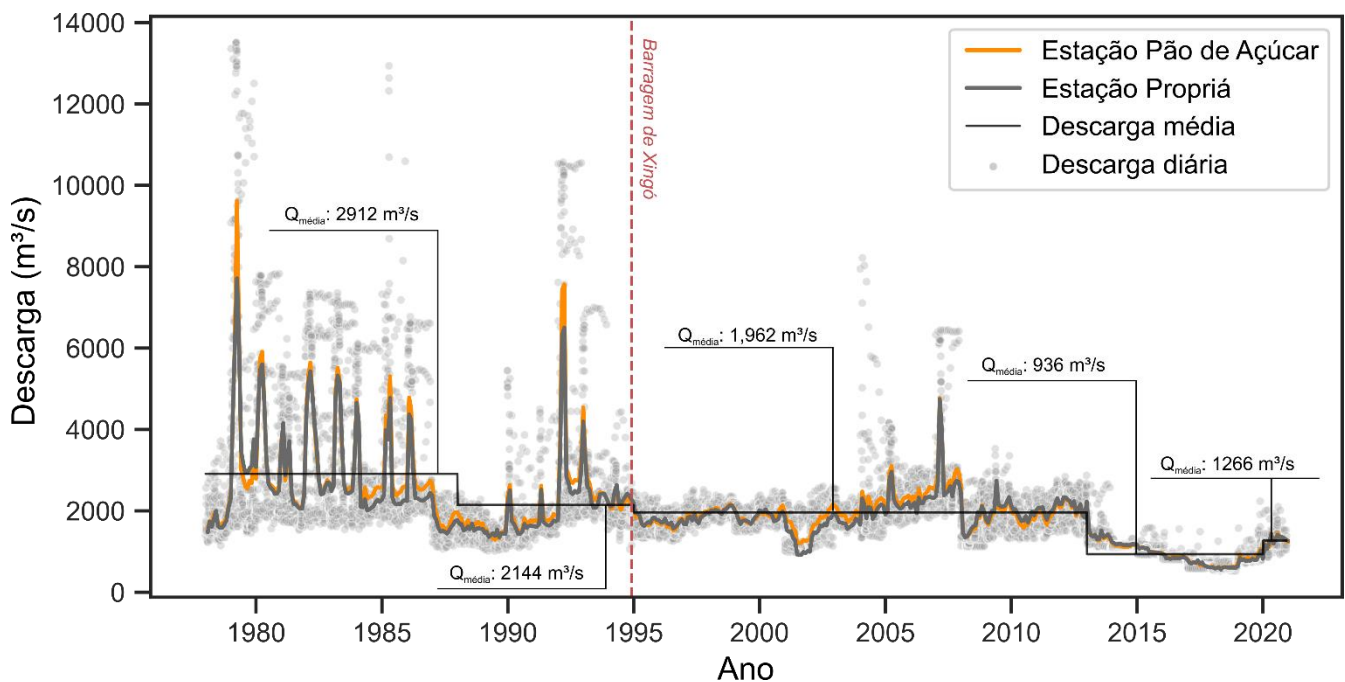




**Figura 4.** (a) Contorno dos topos das barras compostas Formozinho e Major Cesário em 1994 e 2020. (b) Áreas e taxas de acréscimo e erosão para o mesmo período de 26 anos. (c) Variação da área de dunas expostas ao retrabalhamento eólico. (d) Aumento expressivo no número de formas de leito sub-aquosas no canal principal.

Apesar disto, o processo de translação da barra composta variou ao longo dos anos. Em 1994 as áreas expostas eram predominantemente compostas por dunas preservadas durante a migração para jusante, e são possivelmente, em sua maioria de origem fluvial. A partir de 1994 a translação se tornou lateral, primeiro no sentido da margem direita, onde se desenvolveram campos de dunas, e posteriormente no sentido do talvegue, principalmente após os anos 2000, sugerindo a dinâmica de formação de uma barra em pontal. Ambas as áreas à jusante e à montante da barra ganharam mais sedimento, e quase foram anexadas à margem do canal, separadas unicamente por um canal secundário raso, ativo, atualmente, somente quando a enchente do rio é superior à  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ . Esta nova dinâmica pode ter influenciado a direção e taxa de migração de formas de leito para nordeste. Nesta área central, houve maior exposição do topo da barra acima da superfície do rio, onde dunas fluviais começaram a ser retrabalhadas pelo fluxo eólico, preservando um campo de dunas de pequeno porte, lateralmente associado a um canal de atalho e lagos de decantação, onde podem ocorrer deposição de lama (Figuras 7, 8 e 9). Os campos de dunas expostos, de provável origem fluvial, posteriormente influenciados pelo vento no topo da barra tiveram diminuição de área entre o centro da barra e o *bar-head*, entre 1960 e 2000. Em contrapartida houve aparição de novos locais de lençóis de areia eólicos na porção da barra em pontal acrescida nos últimos 20 anos (Figura 4c).

Cabe destacar também a preservação de formas de leito sub-aquosas em relação àquelas observáveis há 20 anos (Figura 6d), o que parece refletir a crescente retenção sedimentar e incapacidade de transporte da carga de fundo, a partir do estabelecimento das vazões controladas em torno de  $Q_{\text{média}}$  (1995 - 2013):  $1.962 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $Q_{\text{média}}$  (2013 - 2019);  $936 \text{ m}^3/\text{s}$   $Q_{\text{média}}$  (2020):  $1.266 \text{ m}^3/\text{s}$  da vazão defluente de Xingó (Figura 5).



**Figura 5.** Descarga de água medida nas últimas quatro décadas no Baixo São Francisco. As estações utilizadas fazem parte do banco de dados *Hidroweb*, pertencente à Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico – ANA (Extraído de Gomes, 2021).

A análise comparada das áreas acrescidas e erodidas na escala de cada década entre 2000, 2012 e 2020 permitiu ilustrar a significativa influência do controle operacional da vazão defluente pela barragem de Sobradinho após a construção de Xingó sobre a morfologia local do trecho investigado (Figura 6).

Ao longo dos anos 2000 houve pouco acréscimo em área das barras, concentrado em sua maioria, na barra mais à jusante, por meio da amalgamação de barras menores antes expostas somente durante as baixas vazões, que passaram a integrar a barra maior. Processos semelhantes ocorreram na porção sul da barra “Formozinho”. A mudança mais significativa foi na porção interna da barra alternada de montante, que sofreu importante erosão.

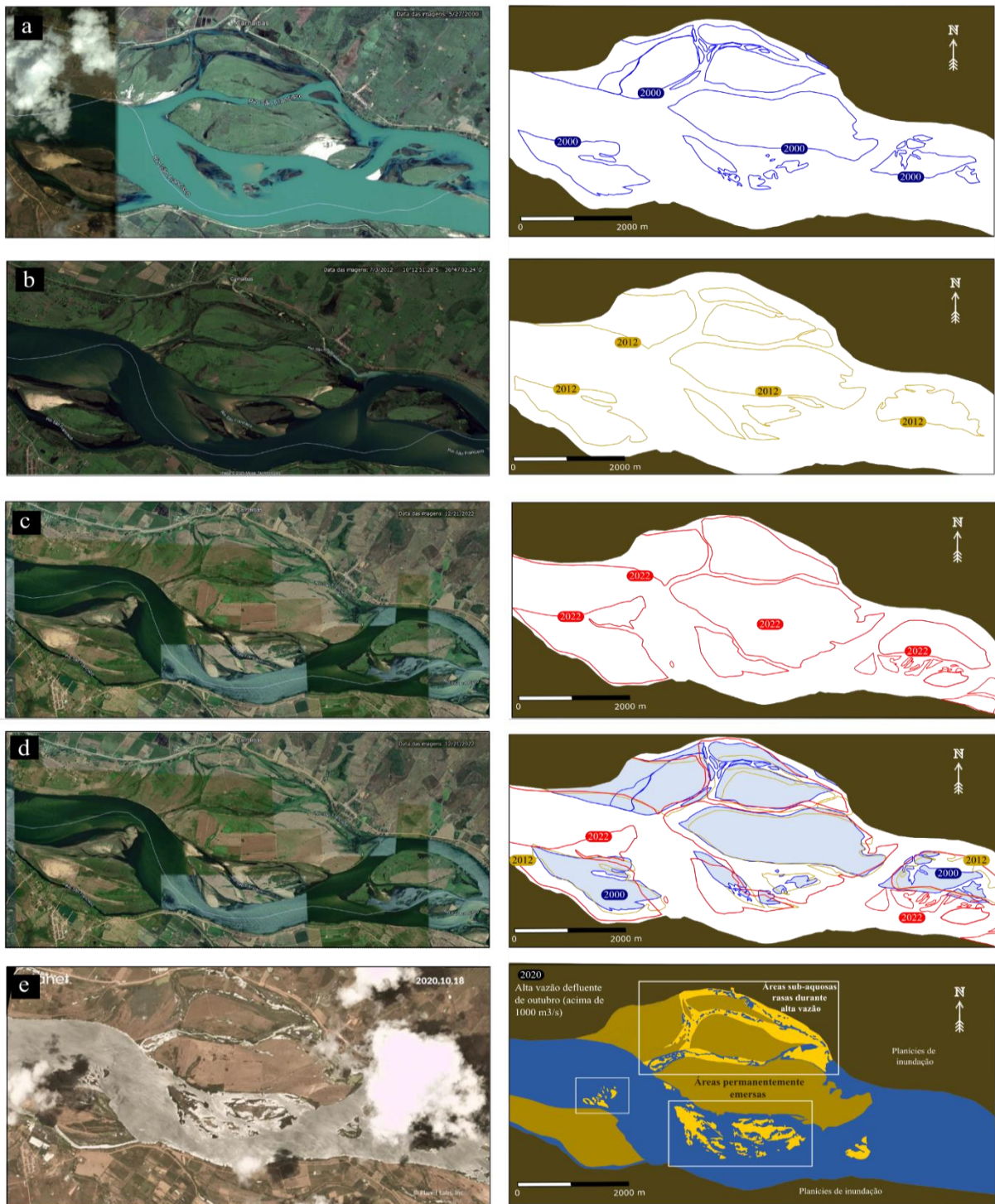
Nos anos 2010 foi possível notar a maior taxa de crescimento histórica em todas as barras (Figura 6c, d), o que condicionou a ocupação de novas áreas no talvegue, nunca documentadas neste trecho ao longo dos últimos 170 anos. Houve anexação dos canais de atalho oblíquos remanescentes entre a barra “Formozinho” e a barra alternada

de montante, sem aumento da erosão em sua margem interna. Dentre as áreas, destacam-se duas direções principais de acréscimo, que condicionaram a translação nordeste-sudoeste nos dois sentidos da barra Major Cesário. Em sua margem sul, o canal de atalho estreitado permanece ativo somente durante a alta vazão, mesmo comportamento da barra de meio de canal mais à jusante do trecho. Na barra Formozinho foi confirmada translação na mesma direção, com sentido de crescimento para sudoeste.

#### 3.1.4. Dinâmica após 21 anos da operação de Xingó (2015-2020)

Os eventos de cheia em 2015 e 2020 (Figura 7 - retângulos em "a" e "f") condicionaram a atividade do fluxo em canais de atalho oblíquos e paralelos ao fluxo médio da corrente, refletindo no transporte da fração arenosa intercalada com recobrimento de lama no leito destes canais secundários (Figura 8). É importante notar que essa dinâmica só ocorre hoje, artificialmente, regulada pela operação defluente de Xingó. Outro aspecto é a variação morfológica das áreas de barra expostas em cada evento, provavelmente condicionada por instantes com vazões distintas naquele trecho do canal durante a enchente.

Enquanto em 2015 observa-se fluxo raso em canais de atalho secundários, oblíquos, estreitos nas barras mais a montante, e canais paralelos a corrente sobre o topo das barras. Em 2020, alguns canais sobre os topos das barras elevaram-se mais e extravasaram, transformando a barra de meio de canal, em sua porção mais próxima do talvegue, em um conjunto de pequenos bancos arenosos, condicionando a formação de lagos em outras áreas sobre o topo das barras (Figura 7).

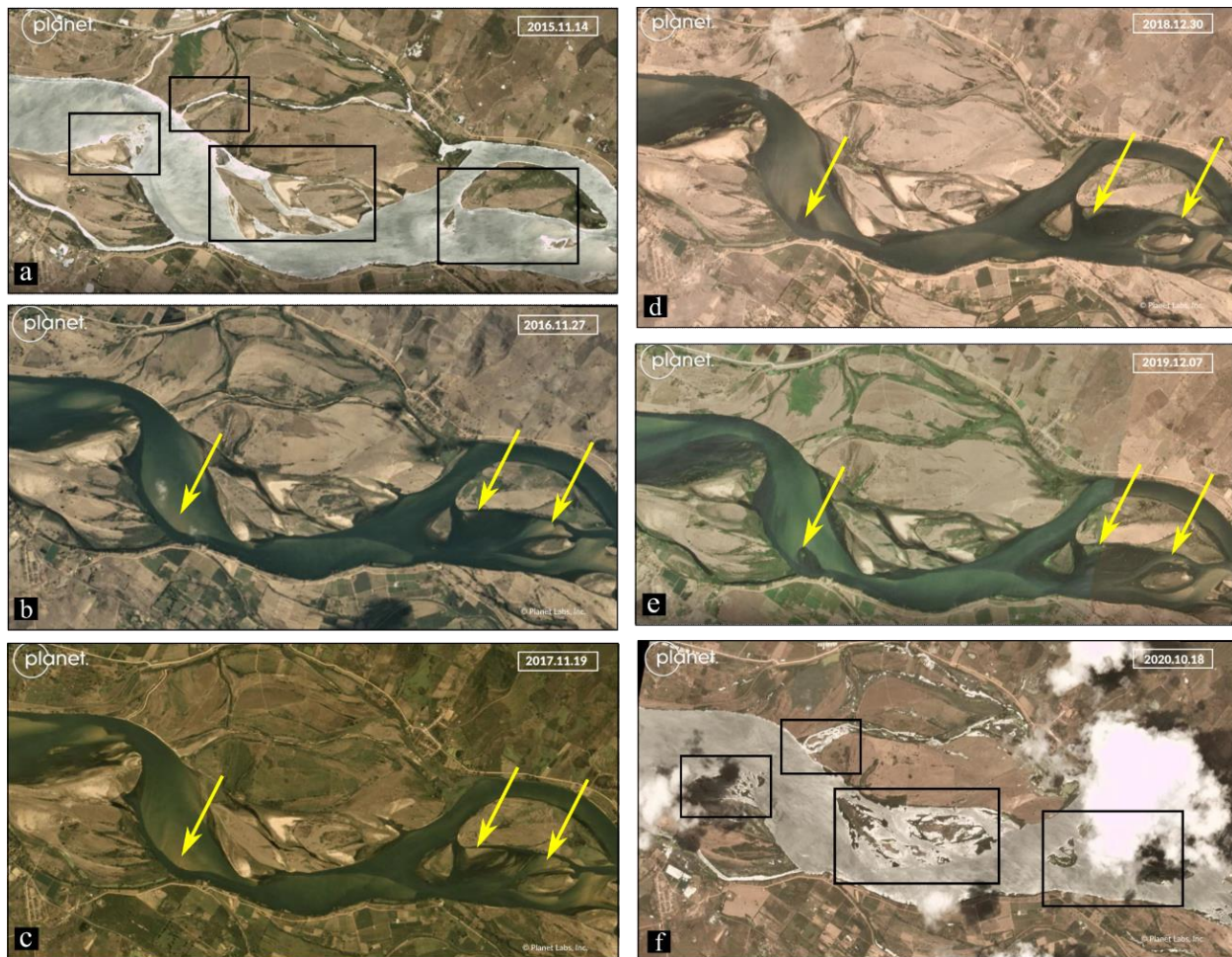


**Figura 6.** Variação de barras na escala das últimas duas décadas. (a) em 2000, (b) em 2012, e (c) em 2022, (d) aumento pronunciado da área das barras Formozinho e Major Cesário, ocupando parte do talvegue na última década. Notar a amalgamação de barras menores laterais à barra Formozinho e de canais de atalho ao complexo de barras alternadas maiores à montante. Notar conjunto de barras menores preservadas lateralmente a uma barra mais à jusante, exposta desde 2000. (e) Alta vazão defluente de outubro de 2020 controlando exposição das novas barras, formadas a partir da acumulação de sedimentos que apareceram à superfície somente entre 2012 e 2022. Imagens (a,b,c,d) extraídas a partir do Google Earth Pro, e adaptadas. Imagem (e) extraída da plataforma Planet.com (licença acadêmica temporária). Dados da ANA, banco de dados Hidroweb, Estação de Propriá-SE, código da estação 49705000.

Esta dinâmica é comum em modelos de transição entre baixa e a alta vazão em rios aluviais ativos, porém pouco se discute o papel da deposição de lama neste contexto geomorfológico.

No contexto de acréscimo de dunas para formação da “barra Formozinho” é provável que canais de atalho oblíquos ao fluxo principal reflitam maior potencial de preservação da fração lamosa do que canais mais centrais. Contudo a preservação de áreas com topografia deprimida sobre os topos as barras de meio de canal (Figura 7 - retângulo central em “f”) podem, por vezes, favorecer a decantação de lama.

A comparação entre instantes do canal com baixa vazão sugere pontos de subexposição aérea discreta de formas de leito arenosas, sem evidências de migração (Figura 7 - setas amarelas em “b, c, d, e”), o que sugere pouca agradacão de formas de leito sub-aquosas entre 2015 e 2020, e estreitamento desprezível do talvegue do canal.

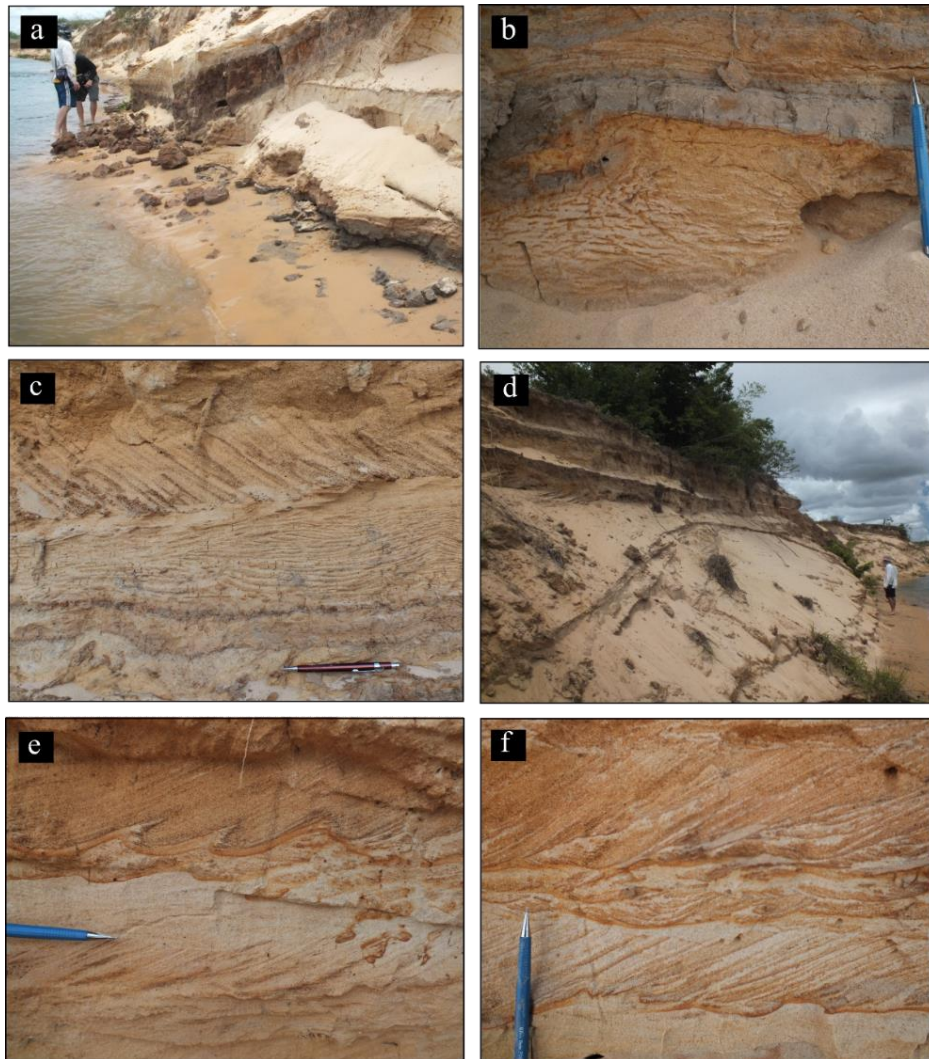


**Figura 7.** Variação de formas de leito e barras expostas acima do nível de base em diferentes contextos de vazão ao longo de seis instantes entre 2015 e 2020 do trecho investigado. (a) canal enchendo ou esvaziando em 2015 (910 m<sup>3</sup>/s); (b,c,d,e) canal com vazão reduzida (870 m<sup>3</sup>/s, 557 m<sup>3</sup>/s, 627 m<sup>3</sup>/s, 863 m<sup>3</sup>/s, respectivamente), (f) canal enchendo ou esvaziando em picos locais em outubro de 2020 (2.215 m<sup>3</sup>/s). Imagens obtidas a partir da plataforma <http://planet.com>.

### 3.2. Análise de associações de fácies e superfícies limitantes

A interpretação dos fotomosaicos e o levantamento dos perfis verticais na porção interna entre a barra alternada e à montante e barra Formozinho (Figura 1), permitiu a interpretação de 12 fácies sedimentares (Figuras 7 e 8).

As fácies foram organizadas em 4 associações de geneticamente relacionadas, preenchendo elementos arquiteturais específicos dos seguintes contextos de sedimentação: (Af-1) Erosão e preenchimento de canais de atalho de pouca profundidade ou calhas de dunas, (Af-2) Dunas eólicas, (Af-3) Barras compostas fluviais, (Af-4) Margem de canais rasos (Tabela 1, Figuras 7 e 8).



**Figura 8.** Associações de fácies Af1 - Erosão e preenchimento de canais de atalho de pouca profundidade ou de calhas de dunas: (a) Camada com até 0,5 m de lama maciça, preservando geometria inclinada à direita e côncava para o topo à esquerda, onde está discordante de areia com estratificação cruzada tabular na base, (b) intercalação de areia fina com laminação cruzada cavalgante, de baixo ângulo e plano paralela, com camadas centimétricas de lama maciça, preservando estruturas de sobrecarga na base, e forma ondulada da calha da duna, (c) marcas onduladas simétricas passando para o topo para laminação cruzada e plano-paralela, em contato discordante com areia com estratificação cruzada tabular com textura risco de prego, rica em grânulos de lama arredonda nas frentes de série, sugerindo retrabalhamento eólico no topo da barra. (d) preservação de forma convexa para o topo de areia com estratificação cruzada de grande porte com mergulho para esquerda da foto; Af2 - Dunas eólicas de topo de barra: (e) laminações cruzadas e marcas onduladas de adesão recoberta por areia com estratificação cruzada tabular e textura risca de prego, (f) conjuntos de séries de estratificações cruzadas intercaladas com laminações cruzadas acanaladas.

**Tabela 1. Associações de fácies, fácies e principais processos deposicionais.**

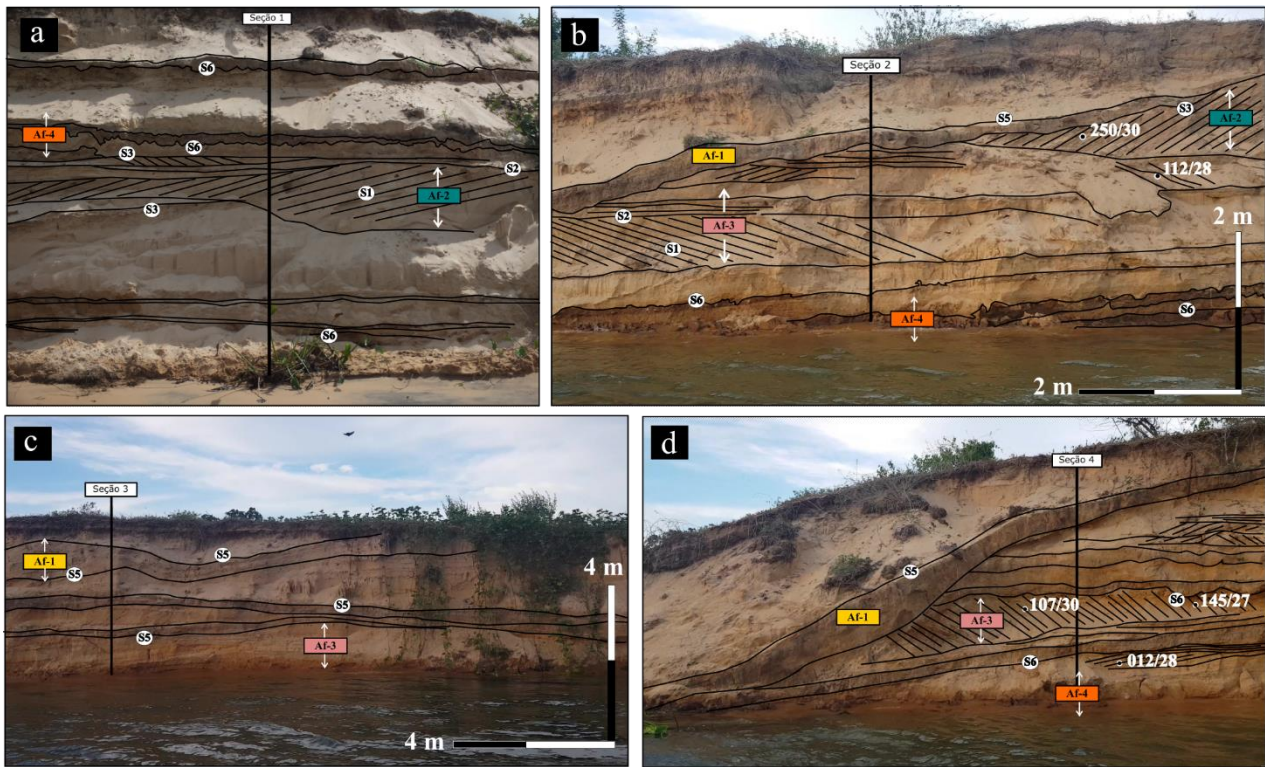
ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	CÓDIGO	NOME	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
A1 - Erosão e preenchimento de canais de atalho de pouca profundidade ou de calhas de dunas	F1	Lama sem estrutura	Lama sem estrutura, micécea, de cor cinza, organizada em camadas tabulares e onduladas de espessura (0,03 m até 0,2 m) e continuidade lateral variadas (0,5 m - 12 m). As séries onduladas preservam geometrias côncava, inclinadas para sudeste e noroeste, e convexa para o topo. Frequentemente os contatos de topo são com as fácies areia com cruzada tabular e areia laminada.	Decantação e deposição de argilominerais sobre calhas de dunas, desprovido de fluxo subaquoso.
	F2	Lama com laminação plano-paralela	Lama arenosa, com laminação plano-paralela, de cor cinza escura, organizada em séries de espessura variada (0,03 a 0,04 m) e continuidade lateral de até 6 m.	Decantação e deposição de argilominerais influenciado por corrente subaquosa.
	F3	Areia com estrutura heterolítica	Camadas com arranjo que intercala na escala de até duas dezenas de centímetros, séries de areia com laminação plano-paralela, com intraclastos de lama e sobrepostos por lâminas de lama.	Deposição por tração e mecanização sob altas taxas de aporte. As bolas de lama são formadas pelo colapso e retrabalhamento pela corrente.
A2 - Dunas e marcas onduladas solitas de topo de barra	F4	Areia com laminação cruzada cavalgante	Areia fina, bem selecionada, com laminação cruzada crítica e supercrítica, composto conjuntos de série de espessura variada (15 a 50 cm), com até 0,7 m de continuidade lateral. As séries individuais variam de 2cm a 5 de espessura, e de corte (acanalado, tangencial e tabular), com frequente preservação da textura de prego, e preservação de formas de leito ondulada na base. O contato inferior é erosivo com fácies de areia com laminação plano-paralela ou concordante com a mesma fácies.	Elevada disponibilidade de carga arenosa, associada a corrente sub-aérea, com migração de marcas onduladas em diferentes direções conforme orientação preferencial do vento para norte, noroeste.
	F5	Areia com estratificação cruzada tabular com textura risco de prego e grânulos de lama	Areia fina a média com estratificação cruzada tabular, organizada em séries tabulares de espessuras variadas (0,12 m a 1,9 m), podendo alcançar até 8 m de continuidade lateral. O arranjo das séries preserva ângulos de mergulho variados (25 a 35 graus), com truncamentos internos. O limite inferior é mais frequente em conformidade e com a mesma fácies, mas de espessura variável. O limite superior é abrupto com a fácies de areia maciça (Ms).	Migração de dunas unitárias ou dunas compostas de cristas retas, com preservação da face frontal inferiores a 1 m de espessura, compatíveis com estabilidade de formas de leito em regime de fluxo inferior próxima às margens de canal.
A3 - Barras fluviais	F6	Areia com estratificação cruzada tabular	Areia fina a média com estratificação cruzada tabular, organizada em séries tabulares de espessuras variadas (0,12 m a 1,9 m), podendo alcançar até 8 m de continuidade lateral. O arranjo das séries preserva ângulos de mergulho variados (25 a 35 graus), com truncamentos internos. O limite inferior é mais frequente em conformidade e com a mesma fácies, mas de espessura variável. O limite superior é abrupto com a fácies de areia maciça (Ms).	Migração de dunas unitárias ou dunas compostas de cristas retas, com preservação da face frontal inferiores a 1 m de espessura, compatíveis com estabilidade de formas de leito em regime de fluxo inferior próxima às margens de canal.
	F7	Areia com estratificação cruzada acanalada	Areia fina a muito fina, bem selecionada, com estratificação cruzada acanalada. A espessura da série é variada (0,08 a 0,15 m). Passa lateralmente para fácies de areia com cruzada tabular. Os limites superior e inferior são frequentemente com as fácies de cruzadas tabulares e lama sem estrutura.	Migração de dunas de cristas sinuosas de pequeno porte, abaxio de 1 m, sob lâmina d'água variável.
	F8	Areia com estratificação cruzada de grande porte	Areia fina a muito fina, muito bem selecionada, com estratificação cruzada de grande porte. As séries individuais podem ter 0,6 m de espessura, organizadas em conjuntos de séries com até 2,8 m, e extensão lateral de 8 m. O limite superior passa para formas de leito como marcas onduladas, marcas onduladas de ondas, de corrente, e laminações cruzadas cavalgantes.	Migração de dunas de cristas sinuosas, ou dunas barcanóides, com até 8 m de largura, dentro de canais transversais com até 350 m.
	F9	Areia com estratificação cruzada composta	Areia fina a média, com estratificação cruzada tabular a tangencial sobreposta por cruzadas internas com ângulo de mergulho maior. As séries tem espessura variada (0,5 a 1,0 m), continuidade lateral de até 4 m, e estão em contato inferior com areia com laminação plano paralelo ou areia com estratificação cruzada tabular.	Resultado da interação da migração de dunas compostas, com séries maiores na base cavalgadas por marcas onduladas e dunas menores sobre a face frontal que migram a favor e contra a corrente, na zona de separação de fluxo.
	F9	Areia com estratificação cruzada tangencial	Areia com estratificação cruzada tangencial, organizada em série de até 0,5 m de espessura, com superfícies de reativação internas. Passa lateralmente para areia com estratificação cruzada tabular e sobreposta por areia com laminação plano-paralela ou com cruzada tabular.	Migração de dunas de cristas sinuosas ou barcanóides associadas a aumento do cisalhamento da corrente e do aporte.
	F4	Areia com laminação cruzada cavalgante	Areia fina, bem selecionada, com laminação cruzada crítica e supercrítica, composto conjuntos de série de espessura variada (15 a 50 cm), com até 0,7 m de continuidade lateral. As séries individuais variam de 2cm a 5 de espessura, e de corte (acanalado, tangencial e tabular), com frequente preservação da textura de prego e preservação de formas de leito ondulada na base. O contato inferior é erosivo com fácies de areia com laminação plano-paralela ou concordante com a mesma fácies.	Elevada taxa de aporte de carga arenosa, associada a corrente sub-aquosa, com migração de marcas onduladas.
A4 - Margem de canais rasos	F10	Areia sem estrutura	Areia muito fina, de cor cinza clara, sem estrutura, com ocorrência de fragmentos angulosos, de grânulos e seixos de carvão. A espessura da fácies é variada (0,01 a 0,1 m). A geometria ondulada e lenticular, está preservada em contato transicional sobre a fácies de areia com laminação cruzada cavalgante e abrupta com a fácies areia com cruzada tabular.	Rápida deposição após suspensão sobre áreas descontinuidas dos canais de atalho sobre o topo da barra.
	F11	Areia com laminação plano-paralela	Areia fina a média, com laminação plano-paralela, com séries de espessura variada (0,08 m a 0,30 m). O arranjo geométrico varia e pode ser tabular, em cunha ou em forma côncava para o topo, de dezenas de metros. O contato superior é com as fácies areia com laminação cruzada cavalgante (Scr) e o contato inferior com a fácies de areia sem estrutura (Sm).	Deposição em contexto de espessura de lâminas d'água centimétricas associada a canais rasos ou topos de barra.
	F12	Areia com estratificação convoluta	Areia com estruturas primárias como estratificações cruzadas obiteradas, preservando, predominantemente formas dobradas, convolutas. A espessura varia de 0,05 m a 0,20 m e a extensão lateral atinge até 0,5 m. Está em associação lateral com as fácies areia sem estrutura e areia com laminação plano-paralela.	Liquefação e fluidificação associada a locais com elevado aporte provocando sobresselo em camadas saturadas da base, acarretando em perda de estabilidade da forma do leito original



**Figura 9.** Associações de fácies Af3 - Barras unitárias e barras compostas fluviais: (a) areia com laminação plano-paralela recoberta por areia com estratificação cruzada tabular, (b) areia com estratificação cruzada tabular composta, (c) areia com estratificação cruzada acanalada com preservação de intraclastos de lama, arredondados, na fração seixo; Af4 – Margem de canais rasos: (d) areia e lama com laminação plano-paralela, com preservação de intraclastos de lama angulosos na fração seixo e calhau, (e) conjunto de séries de areia com estratificação cruzada acanalada a tangenciais de baixo ângulo, sobrepondo marcas onduladas de adesão na base, (f) conjunto de séries com laminações cruzadas, predominantemente subcríticas, passando gradualmente para areia muito fina siltosa com seixos e grânulos de carvão no topo.

A relação espacial de deposição, não deposição e erosão sedimentar entre cada associação de fácies foi possível a partir do reconhecimento e interpretação de seis superfícies limitantes de barras compostas (Almeida et al. 2016), delimitadas a partir do fotomosaico, e correlacionadas a partir de sua identificação nos perfis verticais: S1 - superfície de frente de série cruzada, S2 - superfície de limite de série entre formas de leito, S3 - superfície de limite de conjunto de séries, S4 - superfície convexa de grande porte, S5 - superfície de base de canal secundário, e S6 - superfície de margem de canal (Figura 10, Tabela 2).





**Figura 10.** Variação lateral da distribuição vertical de associações de fácies e suas superfícies limitantes. (a) Associação de fácies de ambiente de deposição eólico com migração de dunas para noroeste, sobrepostas por depósitos lamosos com estruturas de sobrecarga típica de deposição rasa na margem do canal (b) Da base para o topo depósitos de margem de canal passando para dunas sub-aquosas fluviais com migração para nordeste, correspondente a formas de leito oblíquas ao canal principal. Para o topo contato transicional com fácies associadas a lâmina d’água mais rasa, retrabalhadas no topo por dunas eólicas

**Tabela 2.** Superfícies limitantes e significados genéticos.

CÓDIGO	SUPERFÍCIE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
S1	Superfície de deposição / incremento de frente de dunas	Superfícies mais frequentes, com característica inclinada em variados ângulos de mergulho (15 a 34 graus), compondo traços retos, tangenciais na base, de poucos centímetros a 1 metro, formando séries contínuas que variam em espessura (0,07 a 2,8 m). As séries têm extensão lateral que varia de poucos metros a, raramente, poucas dezenas de metros, sendo truncadas por superfícies S3, S4, S5 e S6. São reconhecidas duas populações de rumo de mergulho, uma predominante para NE-NW e outra para SE.	Representam a migração de frentes de avalanche de dunas unitárias sub-aquosas que preenchem canais de atalho ou de dunas eólicas sobre o topo de canais rasos (4m) e pouco largos (até 350 m).
S2	Superfície de limitante de série de dunas	Superfícies limitantes sub-horizontais ou inclinadas, de base e topos retos, irregulares ou convexas no topo. A continuidade lateral é equivalente a das superfícies deposicionais (S1), abarcando toda sua extensão de poucos metros a poucas dezenas de metros.	São interpretadas como uma parada temporária no aporte sedimentar e na migração da duna naquele ponto, que por sua vez, tem a face das costas e topo erodidos e aplainados pelo arrasto da corrente.
S3	Superfície limitante de conjunto de séries	Superfície que abarca as superfícies S1 e S2, de continuidade lateral igual, limitando uma quantidade mais variada de fácies.	Pode ser interpretada como o limite entre uma associação de fácies de canal subaquoso com corrente, e de topos de barra.
S4	Superfície convexa de grande porte	Superfície convexa para o topo, menos comum dentre todas, de continuidade lateral de poucos metros (até 6 m), abarcando as S1, S2 e S3 e as fácies de cruzadas de grande porte. Tem espessura contínua de até 2,8 m, truncada localmente no centro da forma por um superfície S3 ou S5.	Representa a preservação da forma de uma duna lunada, provavelmente associada a acréscimos para noroeste e nordeste no <i>bartail</i> de barras transversais ao talvegue.
S5	Superfícies de preenchimento de canal secundário	Superfície de maior continuidade lateral, preservada ao longo de dezenas até uma centena de metros. A superfície é ondulada na escala de metros, descrevendo formas côncavas, convexas e inclinadas para sudeste e noroeste, que truncam as demais superfícies em ângulo forte ou sub-horizantal.	Pode ser interpretada como o topo da preservação de uma barra composta subjacente, e como produto do início do preenchimento de um canal secundário de meio de barra, de largura variada (10 a 20 m).
S6	Superfície erosiva	Superfície irregular, ondulada na escala de centímetros, de continuidade lateral que varia de 3 a 10 m, associada ao topo e à base de fácies de areias laminadas ou com cruzadas com intraclastos de lama, e de lama maciça a laminada. Localmente, podem conter estruturas de "bolas e chamas" na interface destas fácies. Mas, frequentemente, truncam as associações de fácies (AF-3 e AF-4) de barras compostas e margens de canais rasos.	Representam erosões locais dentro das AF-3 e AF-4 (topo de barras unitárias e dunas compostas), ou erosões de dimensões da escavação do canal secundário. As evidências de estruturas de sobrecarga e escape de fluidos sugerem deposição contínua da carga sedimentar sobre sedimento mole subjacente.

#### 4. Discussão

O debate sobre o barramento de Xingó exercer controle sobre o baixo curso do Rio São Francisco não é recente, e tem como base, entre outras evidências, a expressão geomorfológica de terraços erodidos e áreas colmatadas em razão da diminuição da vazão defluente a partir dos anos 2000 (MEDEIROS, 2003; FONTES et al., 2009). De uma maneira geral cada estudo tem investigado o caráter regional (GOMES, 2021), e analisado os impactos negativos da diminuição do aporte sedimentar sobre áreas mais à jusante, junto à foz, que estaria sofrendo progressiva erosão (DOMINGUEZ e GUIMARÃES, 2021).

Entretanto poucas evidências das taxas de crescimento foram apresentadas como forma de distinguir na escala de detalhe a evolução da dinâmica geomorfológica-sedimentar fluvial (FONTES et al. 2009) e eólica (SANTOS e LATRUBESSE, 2021, 2022) nos últimos anos ao longo do Rio São Francisco. Nesta contribuição, as imagens cartografadas entre 1854 e 1959 – 1960, mostraram a pré-existência de um canal principal largo, com distâncias entre margens equilibradas ao longo trecho, e a presença de barras de meio de canal, concentradas mais próximas à margem esquerda, sem preservação de barras alternadas. O fluxo do talvegue, área de melhor navegabilidade, descreve uma trajetória em “V” para o período, de noroeste para sudeste e depois para nordeste, que teria perdurado, sob vazão, natural sem barramentos por 100 anos.

##### 4.1. Modelo genético de formação das barras

A configuração atual dos elementos morfológicos que compõem a barra alternada próxima à Porto Real do Colégio (AL) (A), as barras Major Cesário (B) e Formozinho (C) pôde ser dividida em duas fases, como visto acima: (1) anterior aos barramentos (1854 a 1959-60) e (2) durante a fase de barramentos (1960 a 2000). Ambas têm uma relação direta com o aporte sedimentar, variação da vazão no trecho e direção da corrente fluvial. Contudo, cada fase mostrou taxas de deslocamento e acréscimo diferenciadas. Os produtos sedimentológicos registrados em cada uma delas foram classificados em: barras compostas, de acréscimo lateral e à jusante, dunas eólicas, e barras unitárias sub-aquosas (Figura 11).

Sugere-se como modelo genético para explicar nucleação e evolução das barras próximas à Porto Real do Colégio a anexação à margem devido ao progressivo acúmulo e agradação de barras unitárias que não migravam mais à jusante, ao longo do leito do canal secundário.

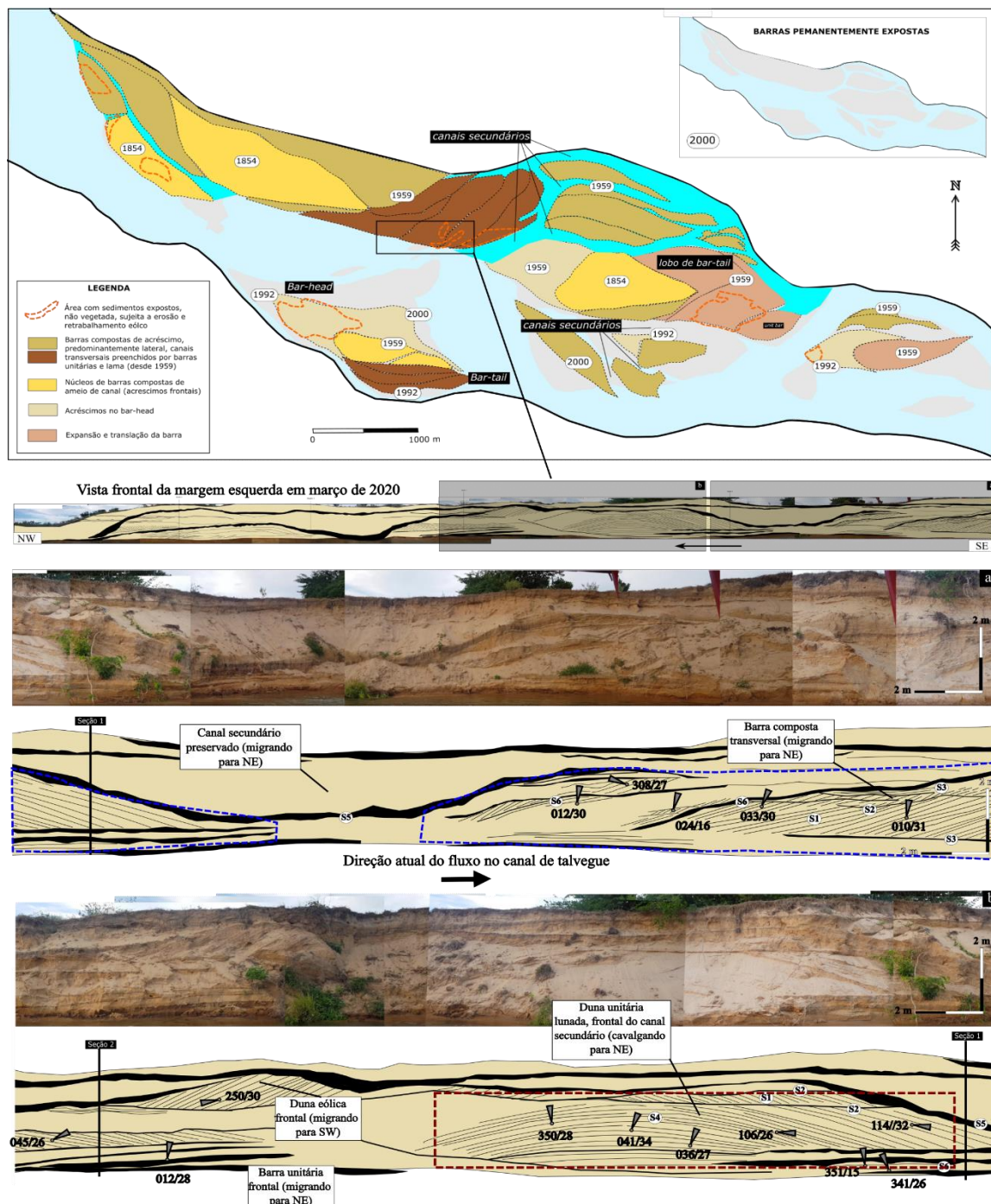
A barra Formozinho teve sua nucleação iniciada há pelo menos 170 anos, é maior em área e mais complexa do ponto de vista de elementos sedimentológicos e morfológicos (Figura 11). Pode ser descrita como um complexo de dunas sobrepostas que formam barras compostas na baixa vazão em áreas mais fundas e dunas simples que formaram barras unitárias na alta vazão. A dinâmica individual de cada elemento morfológico-sedimentar que a compõe reúne formas de leito, como: dunas arenosas com acréscimo à jusante, entre elas, lobos no *bar-tail*, barras unitárias, lobos no *bar-head*, *scroll bars*, com presença subordinada de depósitos de preenchimento de calhas de canais de atalho sobre o topo das barras ou acréscimo de barras unitárias na confluência de canais secundários (*sensu* BEST et al., 2006). Uma rede moderna de canais de atalho abandonados delinea o contorno morfológico entre macroformas arenosas, que juntos formam a estruturas dos blocos de elementos morfológicos que compõem a forma geométrica maior, externa.

A barra Major Cesário, não fica claramente documentada em 1854, tem seu processo de formação iniciado há pelo menos 60 anos como uma barra nucleada mais distante da atual margem direita do rio. A hipótese genética para esta barra é similar ao de barras compostas de meio de canal, cuja nucleação teria se iniciado entre a segunda metade do século XIX e a primeira metade do século XX. Ao longo do tempo houve acréscimo nas duas margens da barra, pela preservação de novas dunas à jusante (*bar-tail*) que foram anexadas ao seu eixo maior, paralelo à direção média do fluxo para sudeste. Em Major Cesário observaram-se três posições de acréscimo principais: no *bar-head* (porção mais à montante), no centro, e no *bar-tail* (porção mais à jusante) (Figura 11), análogas ao modelo genético proposto para a planície deltaica do Rio Ganjiang (JIN et al., 2017).

A partir de 1960 em diante, foram observados incrementos acentuados na forma da acréscimos laterais e à jusante sobre as barras arenosas de meio de canal pré-existent. As taxas de acréscimo desde a primeira barragem operacionalizada em 1954, ou em 32 anos a partir da cartografia topográfica de 1960 até 1992, superaram as taxas de acréscimo preservadas no primeiro século de análise. Com base nisto, é possível aventar a hipótese, que a escala de detalhe do trecho investigado, foi influenciada negativamente, como consequência dos barramentos, sendo a

colmatação de canais de atalho na barra Formozinho e acréscimo à jusante no *bar-head* e no *bar tail* da barra Major Cesário as principais evidências disto.

Com o pequeno aumento de vazão após 2018 alguns canais transversais sobre as barras expandiram, resultando na reconfiguração da parte central do canal, próxima ao leito principal do rio, formando uma série de pequenas barras arenosas nas barras de Major Cesário e Formozinho. Isso, por sua vez, contribuiu para a criação de lagos em áreas adjacentes às partes superiores das barras. Comparativamente, a variação interdecadal da vazão (DE JONG et al., 2018; DOMINGUEZ e GUIMARÃES, 2021) pode ser indicada como responsável pela deposição de lama que recobrem os depósitos de barra em períodos de aumento de vazão. A expansão de canais secundários condicionava a retenção de água na forma de lagos rasos de até 2 m de lâmina d'água e poucos metros de diâmetro no topo da barra, semelhante ao modelo de formação proposto por Best et al. (2006). Durante os períodos de rebaixamento esses canais foram progressivamente colmatados e preenchidos com depósitos de dunas e barras unitárias (Figura 11).



**Figura 11.** Elementos morfológicos de detalhe das barras Formozinho e Major Cesário, com respectivas idades mínimas de formação. Abaixo fotomosaicos da margem em detalhe da margem esquerda, mostrando interpretação morfológica de superfícies deposicionais, sedimentológica e de paleocorrentes. Áreas tracejadas em azul mostram a preservação de dunas frontais durante a atividade de canais secundários entre 1854 e 1959 com expansão do acréscimo para N-NW. Área tracejada vermelha ilustra a migração frontal para NE-NW, e acréscimos com componentes de translação.

#### 4.2. Impactos do barramento

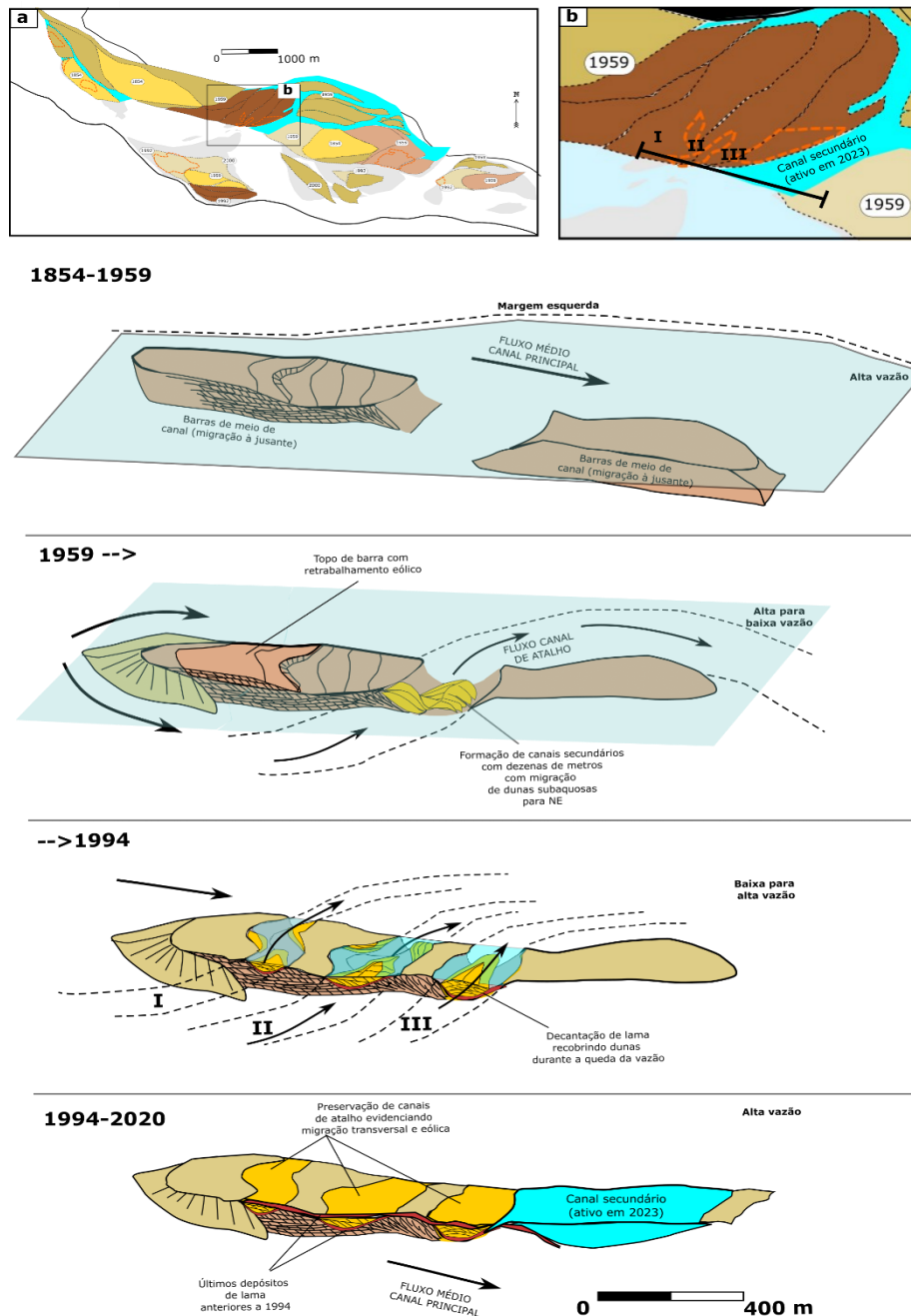
Os impactos da diminuição da vazão, previamente discutida por Fontes et al. (2009), Medeiros et al. (2011b) e Medeiros et al. (2014) apontavam para modificação e interferência de Xingó mais concentrada na erosão e assoreamento regional. A deposição sedimentar mostrada no presente estudo corrobora, localmente, com a modificação morfológica de estreitamento de canais e colmatção de um grande número de trechos do baixo curso para última década, proposta por Gomes et al. (2020) e Gomes (2021). Contudo, apesar das barragens exercerem influência sobre a preservação geomorfológica-sedimentar das barras, é a partir dos anos 2010, que ficam evidentes as maiores taxas de expansão e translação, com acréscimos de barras compostas arenosas e colmatção completa de canais de atalho, ativos somente em vazões acima de 1500 m<sup>3</sup>/s, o que demonstra a pouca capacidade do fluxo em erodir o próprio leito e transportar sedimentos a partir deste trecho até a foz. A diminuição da vazão reflete em dois fatores principais. O primeiro é o rebaixamento do nível da água e a exposição das barras aluviais. Com a diminuição da frequência de cheias o topo dessas formas de leito foi progressivamente abandonado e sua migração a jusante comprometida. Outro fator é a diminuição da potência de fluxo (*sensu* BAGNOLD, 1960). A potência do fluxo representa a quantidade de energia que o fluxo exerce sobre seu perímetro irrigado. A diminuição dessa energia está diretamente relacionada à incapacidade de transporte de sedimentos à jusante pelo rio.

Outro aspecto relevante, mas pouco debatido é a escala temporal da preservação das barras de meio de canal e barras laterais (SABROOK-SMITH et al. 2005, REESINK e BRIDGE, 2011; LELI et al., 2021). Os resultados suprem esta lacuna ao contribuírem com evidências de preservação sedimentar e de deslocamento do talvegue, espalhadas em intervalos discretos ao longo de 170 anos. Neste intervalo, foi possível delinear a gênese morfológica de barras alternadas a partir de uma nucleação original no meio do canal com pelo menos 170 anos de idade, seguida por acréscimos à jusante e laterais ocorridos nos primeiros 100 anos. É importante destacar o preenchimento progressivo do talvegue neste mesmo período, o que leva a divergência do fluxo, colmatção de grande parte do canal principal, com consequente deslocamento de dunas para outra posição. Com isto, outras áreas geram sobreposição de dunas, que compõem as barras compostas e barras unitárias (HERBERT et al., 2020). Pode-se afirmar que os depósitos das barras alternadas Formozinho e Major Cesário são um produto complexo do acréscimo de dunas, de pelo menos três gerações dispostas lateralmente. A primeira formada por dunas subaquosas para jusante (SE) e conformadas em barras de meio de canal isoladas, entre 1859 e 1954 sem influência de barramentos. A segunda, composta por dunas transversais sub-aquosas que migravam para NE, preservadas em canais secundários, com incremento de formas para leste, depositadas entre 1954 e 1994, e finalmente os depósitos de canais de atalho sob alta vazão entre 1994 e 2023 (Figura 12).

#### 4.3. Importância para interpretação do registro antigo

A discussão do tempo deposicional acima reflete em outra questão de igual importância, mas pouco levantada, que diz respeito a escala espacial dos depósitos fluviais e da geomorfologia preservada no registro recente. Apesar dos depósitos recentes serem comumente utilizados como referência para interpretar a arquitetura de depósitos do registro geológico antigo, a interpretação destas barras contradiz algumas suposições intuitivas para produtos rochosos e aponta para uma ambiguidade interpretativa. Por exemplo, os depósitos de barras unitárias e compostas associados a canais preenchidos na base por lama representam evidências que são frequentemente interpretadas como depósitos de abandono de canal e decantação de planície de inundação. O reconhecimento desta associação de fácies e superfícies em um ou mais pontos no registro antigo, preconiza em muitos exemplos de estudos em depósitos de rocha a existência de um paleoambiente fluvial de rio meandrante (NICHOLS, 2009), devido a maior taxa de abandono em relação a um rio entrelaçado (CASTRO et al., 2019). Por fim, os canais de rompimento de diques marginais, canais de atalho sobre a planície de inundação, e canais sobre

topos de barra, representam comumente, qualquer escala de tamanho no registro entre o dique marginal, e depósitos de planície. Contraditoriamente, este estudo revelou a preservação de uma associação morfo-sedimentar semelhante e usualmente utilizada como modelo para interpretação do registro antigo, porém com características de canais transversais sobre topos de barras de meio de canal no canal principal do rio. Esta interpretação revela a importância dos estudos morfo-sedimentares nesta escala de detalhe tanto para avaliar impactos pré e pós-barramentos, quanto para compor modelos mais realistas usados para interpretação do registro de bacias sedimentares antigas.



**Figura 12.** Modelo idealizado da gênese dos depósitos de meio de canal e preenchimento de canais transversais secundários dentro do canal principal. Idealmente nos modelos de fácies a associação morfo-sedimentar interpretada acima implicaria na interpretação de um contexto de evolução morfológica de margem de canais meandranes em relação a depósitos de rompimento de dique marginal sobre a planície de inundação. No entanto, a associação tipicamente utilizada como modelo análogo interpretativo do registro antigo, pode corresponder a um contexto de canais transversais de topo de barra no centro do canal ativo, como evidenciado nesta contribuição.

## 5. Conclusões

A preservação de feições geomorfológicas e sedimentológicas em sistemas deposicionais fluviais é produto da dinâmica do fluxo, influenciada pela declividade do vale, precipitação na bacia de captação de drenagem e aporte sedimentar. Trechos de rios barrados como o baixo curso do Rio São Francisco tem sua vazão, significativamente diminuída, causando em tese, uma redução da capacidade de transporte da carga sedimentar. Trabalhos anteriores mostraram em uma escala regional, alguns dos efeitos da retenção sedimentar, percebidos na forma de: erosão costeira em sua foz, solapamento de margens, e colmatação de trechos.

Na presente contribuição foram documentadas novas evidências utilizando como referência diferentes objetos de estudo, como as barras alternadas e de meio de canal, na escala de centenas a poucos milhares de metros, preservadas em um trecho pouco à jusante da cidade de Propriá (SE). O produto da dinâmica geomorfológica condicionou poucos acréscimos de barras de meio de canal em uma escala de tempo maior, de 100 anos, entre 1854 e 1959, anterior à construção dos primeiros barramentos na década de 1950. Esta evidência sugere que o canal principal, embora sem vazões documentadas para o período, tinha maior competência de transporte da carga de fundo. Já o período menor de 30 anos durante a construção das barragens revelou progressivos incrementos com amalgamação das barras, formando complexos de barras compostas, e barras unitárias, que preencheram canais de atalho e formaram acréscimos à jusante no *Bar-head*, o que revela o impacto iniciado pela retenção até o início dos anos 1990. O período entre os anos 1990 e anos 2000 revelou o menor número de incrementos de barra, mostrando que o trecho do canal, foi pouco influenciado do ponto de vista de colmatação pela queda da vazão, ao contrário do apontado na escala regional. Em contrapartida, a última década afetou de forma mais significativa o trecho, onde foram documentadas as menores larguras do talvegue e maiores taxas de acréscimo laterais na história recente ao longo de 170 anos de documentação do canal, resultado do rebaixamento do nível d'água e diminuição da capacidade de transporte de sedimentos.

A sedimentologia preservada a partir da dinâmica do barramento após os anos 2000 indica preenchimento de canais de parte do antigo talvegue, e canais rasos sobre topos de barra com barras de meio de canal transversais ao fluxo principal, não previstos nos modelos fluviais e influenciados pela dinâmica da queda da vazão. Já para o período pré-barragens a escala espacial investigada, aponta para uma associação de fácies de canais de topo de barra e canais secundários rasos dentro do canal principal. É importante ressaltar a ambiguidade destas evidências e o impacto do seu uso como análogo para interpretação de paleoambientes a partir do registro em bacias sedimentares. Isto porque, a identificação de superfícies de canal de quaisquer escalas no registro, desde que abaixo da dimensão do cinturão de canais de quinta ordem, correspondentes a incisão da planície aluvial, poderiam servir como evidências compatíveis com canais de atalho e de rompimento de diques marginais sobre a planície de inundação.

**Contribuições dos Autores:** Felipe Torres Figueiredo (F.T.F.): Concepção, Metodologia, Software, Análise formal, Investigação, Curadoria dos dados, Redação versão inicial, Supervisão, Redação – revisão e edição, Administração do projeto. Pedro Victor Oliveira Gomes (P.V.O.G.): Validação, Análise formal, Investigação, Recursos, Redação – revisão e edição, Aquisição de financiamento.

**Financiamento:** Esta pesquisa teve o apoio financeiro da Capes na forma de uma bolsa de estudo de pesquisa de mestrado (Processo 88882.443475/2019-01) e da PROAP/CAPES.

**Agradecimentos:** Agradecemos ao Programa de Pós-graduação em Geociências e Análise de Bacias da Universidade Federal de Sergipe (PGAB-UFS) onde a pesquisa de mestrado foi desenvolvida e pelo apoio no custeio das atividades de campo (PROAP/CAPES). Agradecemos aos alunos de graduação Aline Gama Varjão e pós-graduação Luisa Sampaio Franco, Marcel Vinícius Santos Leandro, e ao professor Fabiano Mota da Silva pela participação na primeira campanha de reconhecimento geral de campo. Por fim, agradecemos aos revisores anônimos pela leitura cuidadosa e contribuições valiosas que permitiram a melhora na qualidade das discussões e organização final desta versão do manuscrito.

**Conflito de Interesse:** Os autores declaram não haver conflito de interesse.

## Referências

1. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). Séries históricas de estações. Brasil: ANA. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>. Acesso em: 18 de junho de 2021.
2. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). Projeto de gerenciamento integrado das atividades desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco - Subprojeto 4.5C – Plano Decenal de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco -PBHSF (2004-2013).
3. ALLEN, J. R. L. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. **Sedimentology**, v. 2, n. 2, p. 93-114, 1963.
4. ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, v. 33, n. 4, p. 237-293, 1983.
5. ALMEIDA, R. P.; FREITAS, B. T.; TURRA, B.B.; FIGUEIREDO, F.T.; MARCONATO, A.; JANIKIAN, L. Reconstructing fluvial bar surfaces from compound cross-strata and the interpretation of bar accretion direction in large river deposits. **Sedimentology**, v. 63, p. 609-628, 2016. DOI: 10.1111/sed.12230.
6. ALLMENDINGER, R.W., SIRON, C.R., SCOTT, C.P., 2017. Structural data collection with mobile devices: Accuracy, redundancy, and best practices. **Journal of Structural Geology**, v. 102, p. 98-112. DOI:10.1016/j.jsg.2017.07.011
7. BAGNOLD, R.A. (Ed.). Sediment discharge and stream power: a preliminary announcement. **United States Department of the Interior, Geological Survey**, v. 421, 1960.
8. BANDEIRA, J. V., SALIM, L. H., CALISTO ACOSTA, O. E. Long-term morphological impacts on the coastline of Sergipe State, Brazil, caused by the construction of dams in the São Francisco River Basin. In: Seventh International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries–COPEDEC VII, 2008, Dubai.
9. BEST, J. L., ASHWORTH, P. J., BRISTOW, C. S., & RODEN, J. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 4, p. 516-530, 2003.
10. BEST, J. L.; WOODWARD, J.; ASHWORTH, P.; SAMBROOK SMITH, G.; SIMPSON, C. 2006. Bar-top hollows: A new element in the architecture of sandy braided rivers. **Sedimentary Geology**, v.190, p. 241-255.
11. BRIDGE, J. S. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. **Sedimentology**, v. 40, n. 4, p. 801-810, 1993.
12. BRIDGE, J. S. **Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record**. John Wiley & Sons. Blackwell Science, Oxford, 2003. 491p.
13. BRISTOW, C. S. Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh. In: Best, J. L.; & Bristow, C. S. (Ed.). **Braided Rivers**, Geological Society of London, Special Publication, 75, 1993, p. 277-289.
14. CASADO, A.P.B.; HOLANDA, F.S.R.; GROSSI FILHO, F.A.A.; YAGUIU, P. Evolução do Processo Erosivo na Margem Direita do Rio São Francisco (Perímetro Irrigado Cotinguiba / Pindoba. SE). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 26, p. 231-239, 2002.
15. CASTRO, H. R., FIGUEIREDO, F. T., FRANCO, L. S., GOMES, P. V., SOARES, I. R., ANDRADE, L. L.; RAMOS, M. A. C.; MORAES, J. D. Facies distribution as a response to early rift tectonic activity in the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 383, p. 216-237, 2019.
16. DE JONG, P.; TANAJURA, C. A. S.; SÁNCHEZ, A. S.; DARGAVILLE, R.; KIPERSTOK, A.; TORRES, E. A. Hydroelectric production from Brazil's São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability. **Science of the Total Environment**, v. 634, p. 1540-1553, 2018. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.03.256.

17. DOMINGUEZ, J.M.L.; GUIMARÃES, J.K. Effects of Holocene climate changes and anthropogenic river regulation in the development of a wave-dominated delta: The São Francisco River (eastern Brazil). **Marine Geology**, v. 435, 2021 DOI: 10.1016/j.margeo.2021.106456.
18. FONTES, L.C.S.; LATRUBESSE, E.; HOLANDA, F.S.R.; AQUINO, S. Major hydrological changes and bank erosion in the lower Sao Francisco River, Brazil, as a consequence of dams, In: VIONNET, C.A.; GARCÍA, M.H.; LATRUBESSE, E.M.; PERILLO, G.M.E. (Ed.). **River, Coastal and Estuarine Morphodynamics**. London, 2009. p. 131-136.
19. FONTES, L.C.S. **Da fonte à bacia: interação continente-oceano no sistema sedimentar Rio São Francisco, Brasil**. Tese (Doutorado em Biologia), Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista (UNESP). 2015. 315p.
20. GOMES, P. V. O.; FIGUEIREDO, F.T.; FRANCO, L. S. Importância das mudanças morfológicas do Rio São Francisco em seu baixo curso após a implantação da usina hidrelétrica de Xingó. In: ANAIS do 50º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, 2020. ANAIS 50º CBG, Rio de Janeiro, 2020.
21. GOMES, P. V. O. **Análise multitemporal dos ajustes morfológicos no baixo rio são francisco (nordeste, brasil): impactos da barragem de xingó na dinâmica fluvial**. Dissertação (Mestrado em Geociências e análise de bacias), Programa de Pós-graduação em Geociências e Análise de Bacias, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão. 2021. 112 p.
22. HALFELD, H.W.F. Atlas e relatório concernente a exploração do Rio de S. Francisco desde a Cachoeira da Pirapora até ao Oceano Atlantico: levantado por Ordem do Governo de S. M. I. O Senhor Dom Pedro II. Moderna de Georges Bertrand, 1860, Rio de Janeiro. Disponível em: <https://www2.senado.leg.br/bdsf/handle/id/185636>. Acesso em 24 de julho de 2023.
23. HAGSTROM, C.A.; HUBBARD, S.M.; LECKIE, D.A.; DURKIN, P.R. The Effects of Accretion-package Geometry on Lithofacies Distribution in Point-bar Deposits. **Journal of Sedimentary Research** v. 89, p. 381-398, 2019.
24. HERBERT, C.M.; ALEXANDER, J.; AMOS, K.J.; FIELDING, C.R. Unit bar architecture in a highly-variable fluvial discharge regime: Examples from the Burdekin River, Australia. **Sedimentology**, v. 67, p. 576-605, 2020.
25. JIN, Z.K.; GAO, B.S.; WANG, J.Y.; LI, W.; SHI, LIANG.; YU, K.H.; LI, G.Z. Two types of sandbars in channels of the modern Ganjiang Delta, Poyang Lake, China: Depositional characteristics and origin. **Journal of Paleogeography**, v. 6, n. 2, p.132-143, 2017.
26. LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Architecture, sedimentary facies and chronology of a composite island: A model from the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 372, 2021. p. 107457. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107457.
27. LONG, J.; LI, H.; WANG, Z.; WANG, B.; XU, Y. Three decadal morphodynamic evolution of a large channel bar in the middle Yangtze River: Influence of natural and anthropogenic interferences. **Catena**, 199, p. 1-9, 2021.
28. MEDEIROS, P.R.P.; KNOPPERS, B. A.; SANTOS-JÚNIOR, R.C.; CAVALCANTE, G.H.; SOUZA, W.F.L. SILVA, W.F. Changes in nutrient loads (N, P and Si) in the São Francisco estuary after the construction of dams. **Brazilian Archive of Biology and Technology. [online]**, v. 54, n. 2, p. 387-397, 2011. ISSN 1516-8913. (acesso em 26/08/2015).
29. MEDEIROS, P. R. P.; KNOPPERS, B.; SOUZA, W. F. L.; OLIVEIRA, E. N. Aporte de material em suspensão no baixo rio São Francisco (SE/AL) em diferentes condições hidrológicas. **Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology**. v. 15, p. 42-53, 2011. DOI: 10.14210/bjast.
30. MEDEIROS, P.P.; SANTOS, M.M.; CAVALCANTE, G.H.; SOUZA, W.F.L.; SILVA, W.F. Características ambientais do Baixo São Francisco (AL/SE): efeitos de barragens no transporte de materiais na interface continente-oceano. **Geochimica Brasiliensis**, v. 28, p. 65-78, 2014. DOI: 10.21715/gb.v28i1.384.
31. MIALL, A. D. Paleocurrent analysis of alluvial sediments; a discussion of directional variance and vector magnitude. **Journal of Sedimentary Research**, v. 44, n. 4, p. 1174-1185, 1974.



32. MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models in braided stream deposits: a summary. In: A. D. MIALL (Ed.), **Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir**, v. 5, p. 597-604, 1978.
33. MIALL, A. D. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits, **Earth-Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261-308, 1985. DOI: 10.1016/0012-8252(85)90001-7.
34. MIALL, A. D. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate, In: MIALL, A. D.; TYLER, N. (Ed.). **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 1991, v. 3. p. 6-12.
35. MIALL, A. D. **Fluvial depositional systems**. Springer-Verlag, Berlin, 2014. 316 p.
36. MOUNTNEY, N. P. Eolian facies models. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Ed.). **Facies Models Revisited**. SEPM Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 19-84. DOI: 10.2110/pec.06.84.0019
37. NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. 2ª Ed. John Wiley & Sons, 2009. 419p.
38. OLIVEIRA, A.M.; JÚNIOR, R.C.S.; HERNANDEZ, A.O.; SEGUNDO, G.H.C.; ARAÚJO, A.E.M. A morte do Delta do Rio São Francisco. In: Anais do II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas, 2003.
39. POTTER, P.E.; PETTIJOHN, F. J. **Paleocurrents and basin analysis**. Second Edition, New York, Springer-Verlag, 1977. 425p.
40. REESINK, A. J. H; BRIDGE, J. S. Evidence of bedform superimposition and flow unsteadiness in unit-bar deposits, South Saskatchewan River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, n. 11, p. 814-840, 2011.
41. ROWLEY, T. **Field investigation on point bar dynamics and planform evolution in meandering rivers**. PhD. Dissertation Thesis. Graduate Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College. 2020.
42. ROWLEY, T.; KONSORER, K.; LANGENDOEN, E.J.; LI, Z.; URSIC, M.; GARCIA, M.H. Relationship of point bar morphology to channel curvature and planform evolution. **Geomorphology**, v. 375, n. 15, p. 1-20, 2019.
43. SANTOS, L.A.; LATRUBESSE, E.M. Aeolian mobility in the Middle São Francisco Dune Field, Northeast Brazil, as a response to Caatinga's droughts and land-use changes. **Geomorphology**, v. 393, 2021, 107940, ISSN 0169-555X, DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107940.
44. SANTOS, L.A.; LATRUBESSE, E.M. Geomorphologic units of the Middle São Francisco River alluvial plain, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.23, n. 1, 2022, DOI: 10.20502/rbg.v23i1.1999.
45. SCHUMM, S.A.; LICHTY, R.W. Time, space and causality in geomorphology, **American Journal of Science**, v. 263, n. 2, 1965, p. 110-119, 1965. DOI: 10.2475/ajs.263.2.110.
46. SCHUMM, S.A. 1977. *The Fluvial System*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.
47. STEVAUX, J. C.; MARTINS, D. P.; MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3-4, p. 230-238, 2009. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.03.015.
48. TAMURA, L.N.; ALMEIDA, R.P.; GALEAZZI, C.P.; FREITAS, B.T.; IANNIRUBERTO, M.; PRADO, A.H. Upper-bar deposits in large Amazonas River: Occurrence, morphology and internal structure. **Sedimentary Geology**, v. 387, p. 1-17, 2019. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2019.04.006.
49. THOMS, M.C.; WALKER, K.F. Channel changes associated with two adjacent weirs on a regulated lowland alluvial river. Regulated rivers: **Regulated Rivers Research and Management**. v. 8, n. 3, p. 271-284, 1993. DOI: 10.1002/rrr.3450080306.

50. WALLING, D.E. Human impact on land–ocean sediment transfer by the world's rivers. **Geomorphology**, v. 79, n. 3-4, p. 192-216, 2006. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.019.



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.