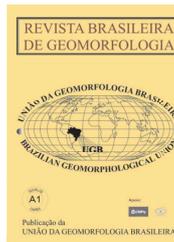


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 22, nº 1 (2021)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i1.1798>



ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DA MARGEM COSTEIRA DO EXTREMO SUL DA BAHIA (BRASIL): IMPLICAÇÕES NEOTECTÔNICAS NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA COSTEIRA

MORPHOSTRUCTURAL ASPECTS OF THE COASTAL MARGIN OF SOUTHERNMOST BAHIA (BRAZIL): NEOTECTONICS IMPLICATIONS ON THE COASTAL GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION

Áquila Ferreira Mesquita

Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas
Praça Domingos Rodrigues, 2, Porto, Pelotas, Rio Grande do Sul. CEP: 96010-450. Brasil
ORCID: <http://orcid.org/0000-0001-6159-9019>
E-mail: aquila.fmesquita@gmail.com

Verônica Regina de Almeida Vieira

Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas
Praça Domingos Rodrigues, 2, Porto, Pelotas, Rio Grande do Sul. CEP: 96010-450. Brasil
ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-5339-1485>
E-mail: veronicaravieira@gmail.com

Paola Bruno Arab

Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas
Praça Domingos Rodrigues, 2, Porto, Pelotas, Rio Grande do Sul. CEP: 96010-450. Brasil
ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-5339-1485>
E-mail: paola.arab@gmail.com

Alexandre Felipe Bruch

Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas
Praça Domingos Rodrigues, 2, Porto, Pelotas, Rio Grande do Sul. CEP: 96010-450. Brasil
ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-5339-1485>
E-mail: afbruch@gmail.com

Thayna Nunes Alves

Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas
Praça Domingos Rodrigues, 2, Porto, Pelotas, Rio Grande do Sul. CEP: 96010-450. Brasil
ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-5339-1485>
E-mail: thaynunesalves@hotmail.com

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
31/07/2020
Aceito (Accepted):
20/09/2020

Resumo:

O presente estudo apresenta uma análise morfotectônica da região costeira do extremo sul da Bahia (Brasil), visando compreender seus aspectos morfoestruturais, bem como a possível influência da atividade neotectônica na construção geomorfológica costeira. As relações entre características

Palavras-chave:
Morfotectônica, Formação
Barreiras, morfologia costeira.

Keywords:
Morphotectonic, Barreiras
Formation, coastal morphology.

geomorfológicas e movimentos verticais de blocos foram interpretadas com base em feições espaciais de superfície a partir de modelos digitais de elevação (MDE) em três principais interfaces: (i) análise de lineamentos estruturais, (ii) análise morfométrica de redes de drenagem e (iii) análise de relevo. Como resultado, sugere-se um controle tectônico sobre os processos geomórficos na cobertura cenozoica. Essa relação é observada no perfil topográfico transversal W-E, principalmente quanto à assimetria e geometria das redes de drenagem.

Tais feições sugerem um alto controle tectônico sobre os canais fluviais e um basculamento do substrato para NE. Na porção continental, o domínio da Formação Barreiras apresenta anomalias de relevo positivas que, em um substrato litológico relativamente isotrópico, indicam erosão diferenciada, provavelmente originada por movimentos verticais da crosta e conseqüente rejuvenescimento do relevo. Essas anomalias são limitadas por vales fluviais de alto entalhamento com direções preferenciais WSW-ESE e NW-SE que, em menor escala, coincidem com parte das direções dos lineamentos estruturais do domínio cristalino. Isso sugere que o padrão de modelagem geomorfológica é influenciado por anisotropias estruturais reliquias do embasamento. Na interface costeira, propõe-se que os padrões de linha de costa são, além de eventos eustáticos conhecidos, resultado da acomodação tectônica da margem continental. Dessa forma, um modelo morfoestrutural é proposto para auxiliar a compreensão das características de linha de costa originadas, além das flutuações do nível marinho por influência da atividade neotectônica durante o Quaternário.

Abstract:

This study presents a morphotectonic analysis of the coastal zone in the southernmost Bahia (Brazil), aiming to understand its morphostructural aspects and compartmentation, as well as the possible influence of neotectonics activity on the geomorphological evolution. The relationships between the geomorphological features and the neotectonics processes were interpreted based on digital elevation models (DEM) in three main interfaces: (i) structural lineaments analysis, (ii) morphometric analysis of drainage basins and (iii) relief analysis. As a result, a tectonic control over the geomorphic processes on the Cenozoic cover is suggested. This relation is observed in the transverse topographic profile W-E, mainly regarding the asymmetry and geometry of the drainage basin, which suggest a high tectonic control over the fluvial channels and over substrate tilting towards NE. In the continental portion, the Barreiras Formation domain shows positive relief anomalies that, in a relatively isotropic lithological substrate, indicate differential erosion, probably originated by verticals movements of the crust and consequent relief rejuvenation. These anomalies are bounded by fluvial valleys with high-notch, featuring preferential directions to WSW-ESE and NW-SE in which coincide with part of the structural lineament directions in the crystalline domain. These characteristics suggest that the geomorphological modeling is influenced by relict structural anisotropies of the Neoproterozoic basement. Regarding the coastal interface, in addition to the contribution of eustatic events, it is proposed that the coastline arrangement is the result of tectonic accommodation of the continental margin. In this respect, the present study suggests a morphostructural model that aids to justify the coastline patterns, besides the influence of sea level fluctuation, as consequence of the neotectonics activity during the Quaternary.

1. Introdução

A compartimentação geomorfológica das zonas costeiras é resultado de uma complexa interação entre as variações do nível do mar e as mudanças climáticas regionais ocorridas durante o Quaternário (Suguio *et al.*, 1985; Suguio e Martin, 1996; Tomazelli, *et al.*, 2000; Angulo *et al.*, 2006). Apesar dessas relações serem bem documentadas na história evolutiva da costa brasileira, em muitos compartimentos as linhas de costa

apresentam-se de forma anômala à tendência regional. Em parte, esse fenômeno está vinculado à influência de zonas neotectônicas ativas em porções marginais à borda continental (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra *et al.*, 2011; Mesquita *et al.*, 2016). Geralmente, o controle neotectônico é manifestado a partir da movimentação relativa de blocos pela reativação de falhas antigas do embasamento cristalino e adjacente à costa, o que proporciona a modificação, a longo prazo, do

(i) posicionamento do nível relativo do mar e dos (ii) padrões de sedimentação e de remodelagem geomórfica das zonas costeiras (Silva Filho *et al.*, 2007; Kennedy, 2011; Feagin *et al.*, 2013; Mesquita *et al.*, 2016).

Indícios de atividade neotectônica são comumente reconhecidos nas regiões Nordeste e Sudeste do Brasil (Ferreira *et al.*, 1995; Assumpção *et al.*, 2004), principalmente na interface costeira, apresentando-se como fator fundamental na construção morfológica desses compartimentos (Suguió e Martin, 1996; Bittencourt *et al.*, 1999; Bezerra *et al.*, 2001; Bezerra *et al.*, 2005). Embora a atividade neotectônica tenha um papel fundamental no desenvolvimento de morfologias costeiras, essa relação genética nem sempre é reconhecida em reconstruções paleoambientais de linhas de costa. Parte desse problema é devida à cobertura parcial ou total das feições anisotrópicas (*e.g.* falhas e fraturas) por sedimentos inconsolidados holocênicos. No entanto, algumas características morfométricas das superfícies de tabuleiros costeiros, ao longo de grandes zonas de descontinuidades estruturais, podem ser utilizadas como indicadores de atividade tectônica e, conseqüentemente, serem associadas ao comportamento e evolução da linha de costa contígua (Rey e Fumal, 1996, Silva Filho, 2004; Silva Filho *et al.*, 2007; Malik e Mohanty, 2007; Uluğ *et al.*, 2005).

Nesse cenário, a Formação Barreiras é uma unidade litoestratigráfica que abrange elementos estruturais e geomórficos que sugerem uma tectônica ativa na margem continental brasileira a partir do Mioceno Médio, no mínimo (Arai, 2006; Bezerra *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2006). Entretanto, a componente morfotectônica nesse setor ainda é pouco estudada e provavelmente possui um papel importante na evolução costeira. Visto o exposto, o presente trabalho envolve a investigação da Formação Barreiras adjacente ao litoral do Extremo Sul da Bahia (Figura 1) sob o ponto de vista morfoestrutural. O estudo teve como base os indícios de tectônica recente desta unidade e a sua influência na formatação da paisagem costeira em outras porções do Nordeste brasileiro (Bezerra *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2006). Dessa forma, o principal objetivo foi identificar o possível arcabouço morfoestrutural local na interface continente-oceano, a fim de se compreender o papel da componente morfotectônica na evolução geomorfológica regional. A metodologia proposta para caracterizar essa relação consistiu nas seguintes etapas: (i) identificação dos padrões estruturais dos lineamentos presentes no em-

basamento e nas coberturas sedimentares cenozoicas; (ii) compreensão da distribuição de anomalias de relevo presentes ao longo do domínio da Formação Barreiras e (iii) reconhecimento dos padrões morfométricos das redes de drenagens, as quais destacam feições morfoestruturais sob formas superficiais do relevo.

2. Contexto geológico e geomorfológico

A área de estudo abrange três principais unidades litoestratigráficas que coincidem com três compartimentos geomorfológicos regionais: escudo cristalino da Faixa Araçuaí, Formação Barreiras e coberturas holocênicas inconsolidadas (Figura 1).

O embasamento cristalino engloba a porção norte do Orógeno Araçuaí (Província da Mantiqueira Setentrional) é caracterizado por relevos montanhosos e ondulados, oriundos da orogenia Brasiliana/Pan-Africana (~590 Ma.) (Hassui, 2010; Alkimin, *et al.*, 2007). Essa unidade é constituída por granitoides e rochas para- e ortoderivadas de alto a médio grau metamórfico, controladas por zonas de cisalhamento transcorrentes e contracionais de direções NW-SE e W-E. Essas falhas geralmente se prologam em direção à área *plataform* (Alkimin, *et al.*, 2007; Ferreira *et al.*, 2013). Localmente, o escudo cristalino é composto por pequenas serras de direção NW-SE, seguindo o arcabouço estrutural regional (CPRM, 2002).

A Formação Barreiras, de idade miocênica a pleistocênica, representa a cobertura terrígena continental que compõe o substrato geológico dos tabuleiros costeiros (Arai, 2006). Essa unidade estende-se das regiões adjacentes à costa do Amapá até o Estado do Rio de Janeiro e é composta essencialmente por arenitos argilosos (granulometria areia média a grossa) e, em menor frequência, por arenitos conglomeráticos. Esses depósitos são oriundos de sistemas de leques aluviais e rios entrelaçados construídos por influência de eventos eustáticos durante o Mioceno (Arai, 2006; Moraes *et al.*, 2006). Os tabuleiros costeiros caracterizam-se por uma superfície plana e levemente inclinada em sentido ao oceano, geralmente entalhados por interflúvios com vertentes íngremes e fundo chato (Dominguez *et al.*, 2006; Dominguez, 2008). Em geral, a rede de drenagem possui direção semelhante às falhas do embasamento, algumas das quais aflorantes na margem continental, como as Falhas de Porto Seguro e Itaquema, no norte da área de estudo (CPRM, 2002; Dominguez, 2008).

Em algumas regiões, a interface entre os tabuleiros costeiros e o oceano é marcada pelo desenvolvimento de falésias ativas, as quais abrigam elementos estruturais que indicam um possível rearranjo neotectônico do setor (Dominguez *et al.*, 2006, Lima *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2018).

As flutuações do nível marinho durante o Holoceno respondem em grande parte pela origem de depósitos inconsolidados da planície costeira. Esses processos

resultaram no desenvolvimento dos padrões de linha de costa e na construção de (i) terraços marinhos, (ii) sistemas estuarinos e (iii) sistemas eólicos e praias atuais (Suguio *et al.*, 1985; Dominguez *et al.*, 1992; Andrade *et al.*, 2003). Na área de estudo, a planície costeira de Caravelas é composta por sistemas de *strand plains* e caracteriza um setor progradante, originado por variações relativas do nível do mar ocorridas no Holoceno tardio (Suguio *et al.*, 1985; Dominguez *et al.*, 2006).

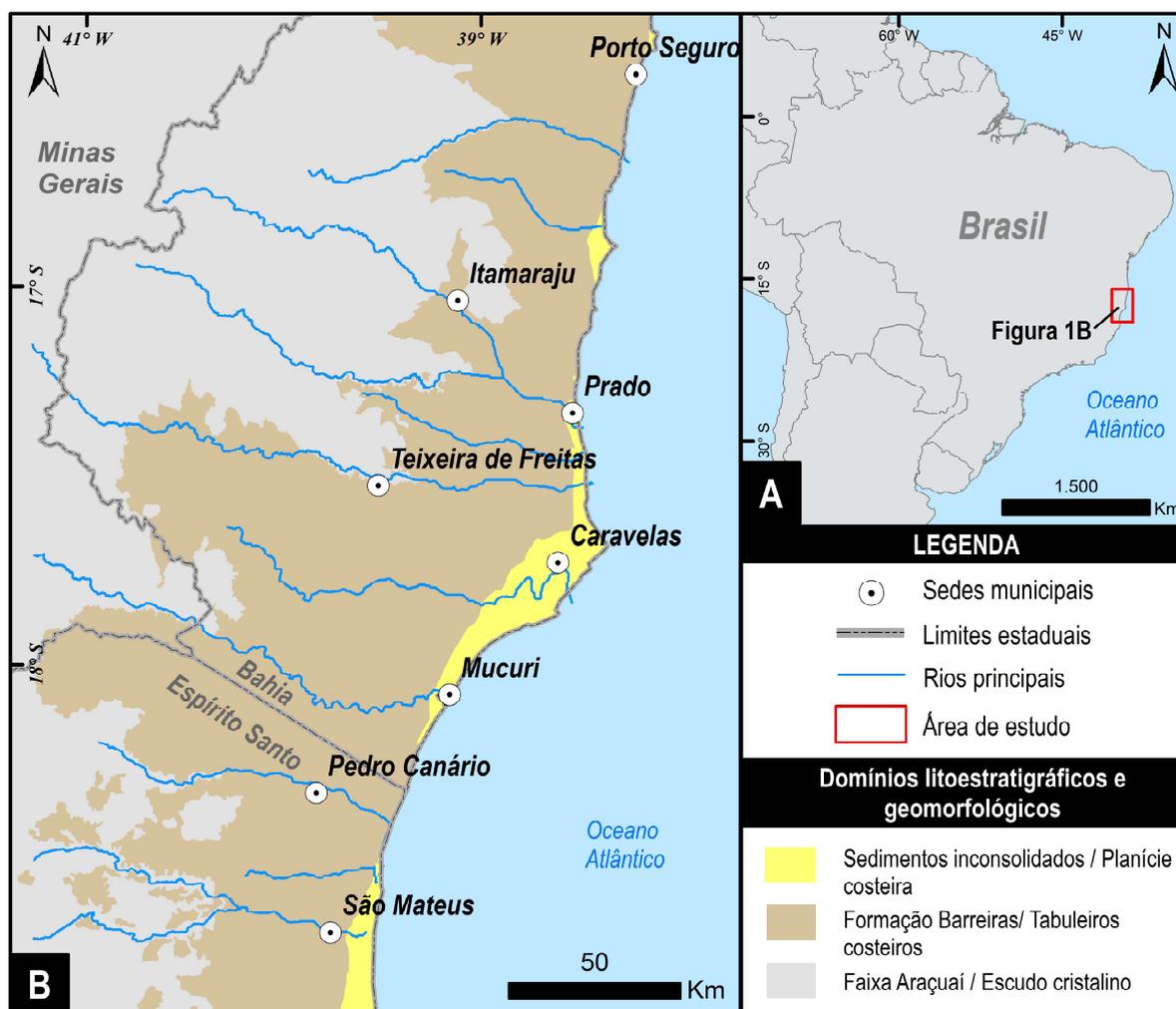


Figura 1 – (A) Localização da área de estudo, majoritariamente inserida na região costeira do Extremo Sul da Bahia. (B) Mapa geológico simplificado com os respectivos domínios geomorfológicos.

3. Materiais e Métodos

Para compreender as relações entre os processos de modelagem geomórfica e os movimentos verticais da crosta, foram utilizadas: (i) a análise do relevo e (ii) a análise morfométrica das redes de drenagem para identificar possíveis anomalias morfológicas controla-

das por discontinuidades estruturais; e (iii) a análise de lineamentos estruturais para caracterizar os controles estruturais na compartimentação do relevo. A aquisição e modelagem de dados foram obtidas com base em modelos de representação da superfície terrestre gerados a partir de *grids* SRTM Topodata (1-arc-segundo ou aproximadamente 30 m resolução espacial).

Para a análise do relevo, uma superfície teórica de tendência topográfica foi modelada a partir da amostragem de pontos altimétricos aleatórios no domínio da Formação Barreiras. Essa superfície foi obtida por meio de uma regressão polinomial quadrática de terceiro grau por mínimos quadrados, representando a superfície topográfica ideal ou a mais próxima da superfície de topo dos tabuleiros, originada pelos processos de acumulação sedimentar (Deffontaines *et al.*, 1992; Silva Filho, 2004; Davis, 2007). Dessa forma, ao comparar a tendência topográfica esperada às superfícies topográficas reais, feições anômalas ao padrão geométrico ideal podem ser ressaltadas. Assim, em hipótese, é possível reproduzir um paralelismo entre deformação posterior à formação dessa unidade, basculada em função de heterogeneidades e anisotropias estruturais do arcabouço litoestratigráfico (Silva Filho, 2004; Davis, 2007; Zani e Assine, 2009). As anomalias de relevo foram divididas em quatro classes (positiva, suavemente positiva, suavemente negativa e negativa) a partir da metodologia proposta por Silva Filho (2004) e Silva Filho *et al.* (2007), com a finalidade de simplificar a relação entre o modelo de representação da superfície e seus desvios ao modelo teórico regional.

Na análise da rede de drenagem, a premissa básica é de que canais e bacias de drenagem podem se desenvolver de maneira distinta, principalmente quanto aos padrões geométricos, em áreas tectonicamente ativas ou deformadas recentemente (Keller e Pinter, 1999; Scheidegger, 2004). Para a identificação desses padrões, foram observados dois principais índices morfométricos das redes de drenagem: o fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT). Esses índices foram calculados a partir da extração de sub-bacias de drenagens fluviais de 2ª, 3ª e 4ª ordens (*sensu* Horton, 1945), pois se tratam de hierarquias de maior suscetibilidade ao entalhamento ao longo de anisotropias estruturais regionalizadas.

O fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) é utilizado para detectar possíveis basculamentos da superfície, de ordem tectônica, a partir do grau de simetria do fluxo da bacia de drenagem. Esse índice é usualmente adotado em áreas com ocorrência de falhas recentes, obliteradas ou pobremente expostas, e é definido como:

$$\text{FABD} = 100(\text{Ar}/\text{At}) \quad (\text{Equação 01})$$

em que:

Ar (*Right area*) = a área à direita da drenagem principal rumo a jusante;

At (*total area*) = a área total da bacia.

Para valores de assimetria próximos a 50, considera-se que a influência tectônica é nula. Resultados muito acima ou abaixo desse valor indicam basculamento das superfícies para direita ou esquerda, respectivamente (Cox, 1994; Salamuni *et al.*, 2004).

O fator de simetria topográfica transversal (FSTT) considera a migração preferencial do canal principal a partir da assimetria do perfil topográfico da bacia de drenagem. Esse índice é calculado pela razão (Keller e Pinter, 1999):

$$\text{FSTT} = \text{Da}/\text{Dd} \quad (\text{Equação 02})$$

em que:

Da = a distância de um eixo simétrico ideal da bacia de drenagem até a linha média do fluxo principal;

Dd = a distância do eixo simétrico da bacia ao seu respectivo divisor.

Em condições de baixo basculamento tectônico, o FSTT tende a permanecer próximo a zero, aumentando gradativamente para valores próximo a 1 com o acréscimo do controle tectônico sob o perfil topográfico (Cox, 1994; Salamuni *et al.*, 2004). Todos esses índices possuem melhor aplicação em bacias de drenagem desenvolvidas em substratos com baixa diversidade litológica e comportamento geomecânico isotrópico, assim como apresentado pela Formação Barreiras (Arai, 2006; Bezerra *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2006).

A fim de compreender a influência de anisotropias do embasamento na cobertura sedimentar miocênica, foram individualizados lineamentos tectônicos de caráter rúptil no topo dos tabuleiros e no embasamento adjacente (Scheidegger, 2004). Esses lineamentos foram extraídos de forma manual a partir da geração de relevos sombreados (*hillshade*) com iluminação nas direções 45° e 135° azimute e posição zenital de 45°, respectivamente perpendicular e paralelo ao *trend* regional de grandes anisotropias conhecidas. Os lineamentos foram identificados a partir de quatro feições de superfície principais: linhas de escarpas, vales entalhados, alinhamento de cristas e depressões alongadas (Melo e Rossetti, 2015). Essa análise permitiu a integração dos parâmetros estruturais aos geomorfológicos obtidos pela

análise do relevo e da rede de drenagem, de forma a identificar a possível compartimentação morfotectônica para o litoral do Extremo Sul da Bahia.

4. Análise Morfotectônica

Em áreas de domínio sedimentar, as anisotropias do embasamento geralmente controlam os padrões deposicionais tanto nos primeiros estágios de sedimentação da bacia, quanto nos seguintes processos pós-deposicionais. Esse mesmo controle também pode influenciar na deformação rúptil desses terrenos e, em conjunto com processos superficiais, na geração de morfologias resultantes (Keller e Pinter, 1999; Schumm *et al.*, 2000). Dessa forma, assumir que morfologias do relevo são, em parte, o produto do processo de acomodação e/ou movimentação de estruturas antigas, perfaz o caminho básico da compartimentação e análise morfoestrutural, principalmente em um domínio litoestratigráfico relativamente homogêneo (Schumm *et al.*, 2000).

4.1 Análise de lineamentos estruturais

A partir da extração de lineamentos estruturais foi possível identificar sete principais *trends*: WNW, NW, NNW, NNE, NE, ENE e EW. Para o domínio cristalino, os *trends* predominantes concentram-se em NW-SE, WNW-ESE e NNE-SSW, em ordem crescente quanto à frequência acumulada (Figuras 2A e 2B). Esse mesmo padrão se projeta rumo ao domínio da Formação Barreiras e da plataforma continental, coincidindo, em parte, com drenagens de maior entalhamento (Figura 2). Esses *trends* também limitam parte das coberturas cenozoicas da Formação Barreiras, o que sugere que essas estruturas estiveram presentes durante o processo de sedimentação e/ou deformação recente desses depósitos (Souza *et al.*, 2016).

Quanto à distribuição dos *trends* de lineamentos no domínio sedimentar, é possível observar estruturas bem distribuídas em todas as direções, parte dessas coincidindo com a posição azimutal de lineamentos do domínio cristalino (Figuras 2C e 2D). No entanto, apesar dos lineamentos de direção NE e ENE serem representativos dentro do domínio sedimentar, esses apresentam baixa distribuição e continuidade aparente em direção ao escudo cristalino (Figuras 2B e 2D). Essa característica sugere que tais feições, principalmente as de *trend* ENE, possam representar estruturas resultantes de uma deformação de natureza supracrustal, sem influência significativa de anisotropias antigas do embasamento cristalino.

Por outro lado, lineamentos no quadrante NW do domínio sedimentar, observados em maior proporção no embasamento cristalino, indicam que parte dessas estruturas possa ser resultante do controle de estruturas de caráter infracrustal sobre a cobertura miocênica sobreposta. Em menor escala, também são observadas anomalias de drenagens, como curvas e voltas anômalas, meandros localizados e alto grau de entalhamento de rios de baixa hierarquia (Figuras 3A e 3B). Além dessas características, também são observadas redes de drenagem com padrão paralelo, por vezes com influência dendrítica a retangular, direcionadas em *trends* semelhantes aos lineamentos observados nas porções do embasamento (Figuras 3A e 3C). Esse conjunto de feições indica uma possível influência de anisotropias do embasamento sob a cobertura sedimentar recente e no desenvolvimento dos canais fluviais (Howard, 1967; Keller e Pinter, 1999; Scheidegger, 2004). Indícios desse controle são sugeridos para a região (CPRM, 2002; Oliveira *et al.*, 2018), inclusive na sedimentação dos depósitos Pós-barreiras ao norte da área de estudo (Souza *et al.*, 2016). Entretanto, a dinâmica dos processos neotectônicos e os seus efeitos morfológicos não são satisfatoriamente compreendidos. Neste contexto, a análise do relevo e do comportamento das redes de drenagem fornece subsídio para a caracterização desse controle e da possível geometria do basculamento tectônico ocorrido nesse setor.

4.2 Análise do relevo

A superfície de tendência gerada apresenta um comportamento semilinear em relação ao comportamento hipsométrico dos tabuleiros (Figuras 4A e 4B). Essa tendência é esperada, uma vez que a deposição da Formação Barreiras originalmente ocorreu acompanhando declives suaves rumo às regiões marginais do continente (E-SE) (Arai, 2006). Além disso, a baixa variedade de litotipos desse domínio possivelmente propiciou o rebaixamento da superfície topográfica e o desenvolvimento de um padrão erosivo parcialmente homogêneo. Dessa forma, para um substrato sedimentar, essa superfície pode ser interpretada como uma superfície topográfica ideal, preservada sem perturbações tectônicas ou sem significativos processos de erosão diferenciada (Silva Filho, 2004). Entretanto, um pequeno arqueamento é observado na porção NW da superfície de tendências (Figura 4B), em uma região que coincide com valores hipsométricos não uniformes. Essa característica provavelmente resulta do afloramento de litologias de diferentes reologias do escudo cristalino e, conseqüentemente, do processo erosivo diferencial.

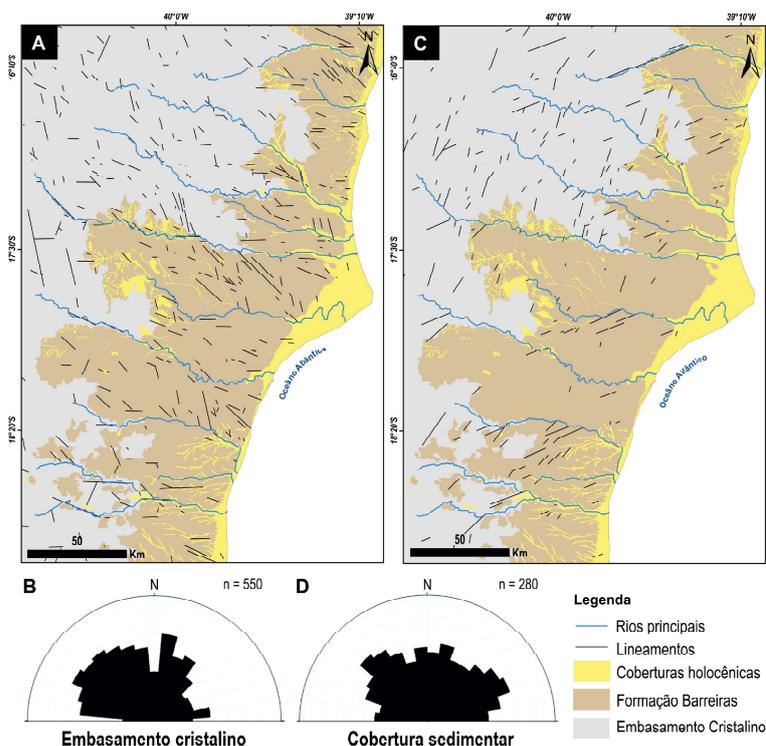


Figura 2 – (A) Distribuição de lineamentos com predomínio das direções WNW, NW, NNW e EW. Note a continuidade dos lineamentos do embasamento nos depósitos da Formação Barreiras. (B) Diagrama de roseta de frequência acumulada para os lineamentos do domínio cristalino. (C) Lineamentos nas direções NNE, NE e ENE, geralmente com baixa distribuição nas rochas do domínio cristalino. (D) Diagrama de roseta de frequência acumulada para os lineamentos do topo dos tabuleiros.

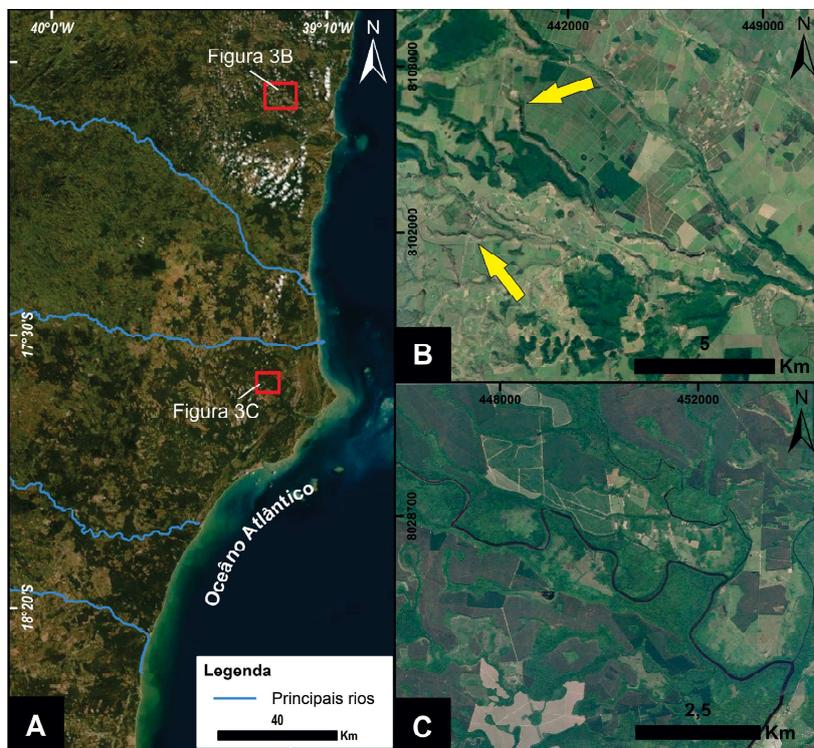


Figura 3 – (A) Área de estudo e localização de algumas das anomalias de drenagem. (B) Drenagens com padrão paralelo (trend NW-SE) e influência dendrítica. As setas amarelas indicam drenagens de baixa hierarquia, mas com alto grau de entalhamento. (C) Canal fluvial com geometria retangular, apresentando meandros com alto ângulo de confluência. Fonte das imagens: Digital Globe.

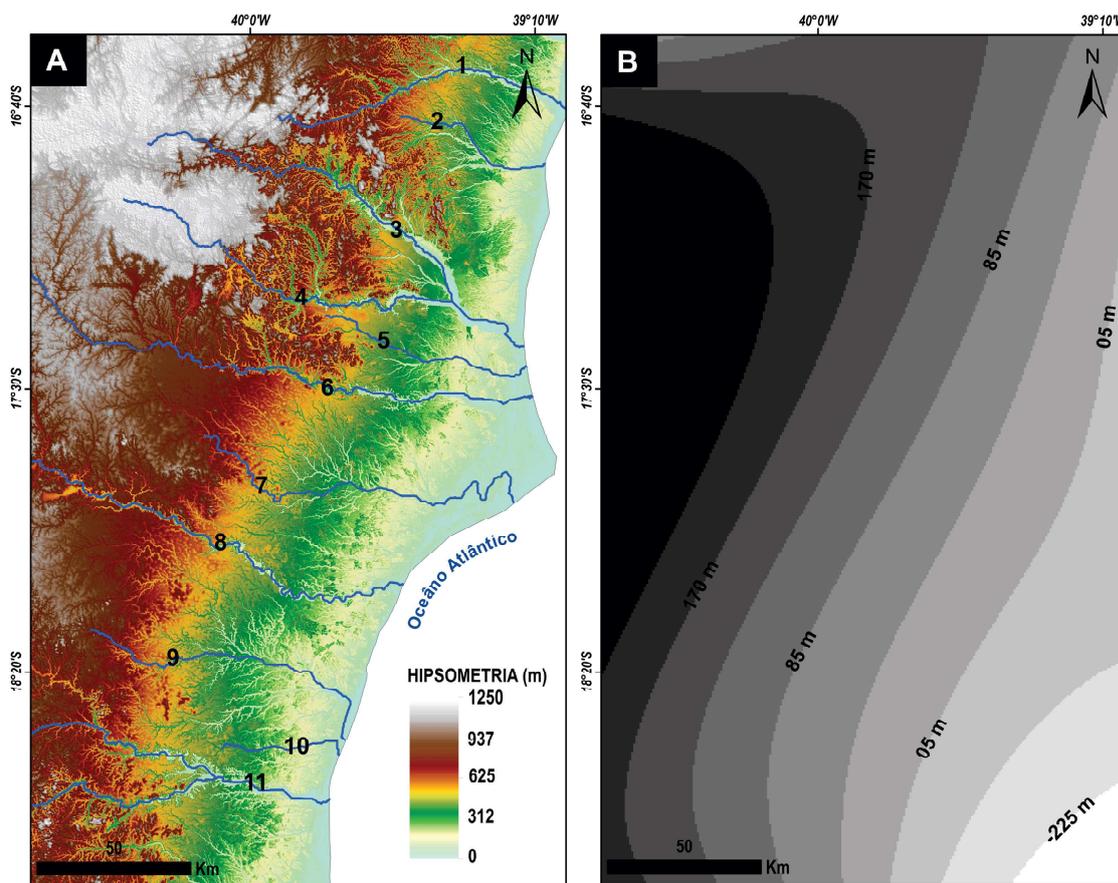


Figura 4 – (A) Modelo digital de elevação da margem costeira do Extremo Sul da Bahia. As linhas em azul representam drenagens de maior ordem: 1 – Rio dos Frades, 2 – Rio Caraíva, 3 – Rio Jucuruçu, 4 – Rio Jucuruçu Braço, 5 – Rio Itanhentinga, 6 – Rio Itanhém, 7 – Rio Paruípe, 8 – Rio Mucuri, 9 – Rio Itaúnas, 10 – Córrego São Domingos, 11 – Rio São Mateus. (B) Superfície teórica de tendência topográfica.

Uma vez subtraída de um MDE (Figura 4A), a superfície de tendência destacou discontinuidades topográficas e lineares distantes do padrão regional, reconhecidas como anomalias de relevo (Figura 5A). Como a superfície teórica tende a se aproximar de uma superfície somital, a maior parte dessas anomalias tendem a serem negativas (Mesquita, 2015). Estas se diferenciam entre anomalias pouco negativas, que destacam em grande parte os tabuleiros costeiros; e anomalias negativas, que evidenciam discontinuidades do embasamento cristalino através dos principais entalhes fluviais. Dessa forma, a partir da distribuição de anomalias de relevo negativas, geralmente destacadas por vales fluviais fortemente entalhados sob a cobertura sedimentar, podem ser individualizados sete principais segmentos, lateralmente descontínuos e distribuídos ao longo do domínio da Formação Barreiras. Esses segmentos são referidos como “blocos estruturais” no presente trabalho (Figura 5A).

O padrão de anomalias de relevo suavemente

negativo tende a se conservar ao longo dos blocos individualizados, exceto nas margens SW dessas unidades, em que anomalias potencialmente positivas são preservadas. Essas áreas são acompanhadas lateralmente por uma mudança brusca no padrão de anomalia (negativa) e coincidem com canais fluviais retilíneos, os quais possuem direções semelhantes aos lineamentos observados nas porções continentais do embasamento cristalino (*trend* NW-SE, WNW-ESE) (Figuras 2A e 2B). As anomalias positivas indicam áreas potencialmente preservadas do rebaixamento generalizado do setor pelos processos erosivos de superfície. Em um compartimento com litologias que não proporcionam o desenvolvimento de erosão diferenciada, haja visto o padrão homogêneo de distribuição das anomalias no topo dos tabuleiros, esse comportamento pode indicar possíveis basculamentos do substrato, proporcionando assim o reestabelecimento das cotas topográficas originais e o consequente rejuvenescimento do relevo.

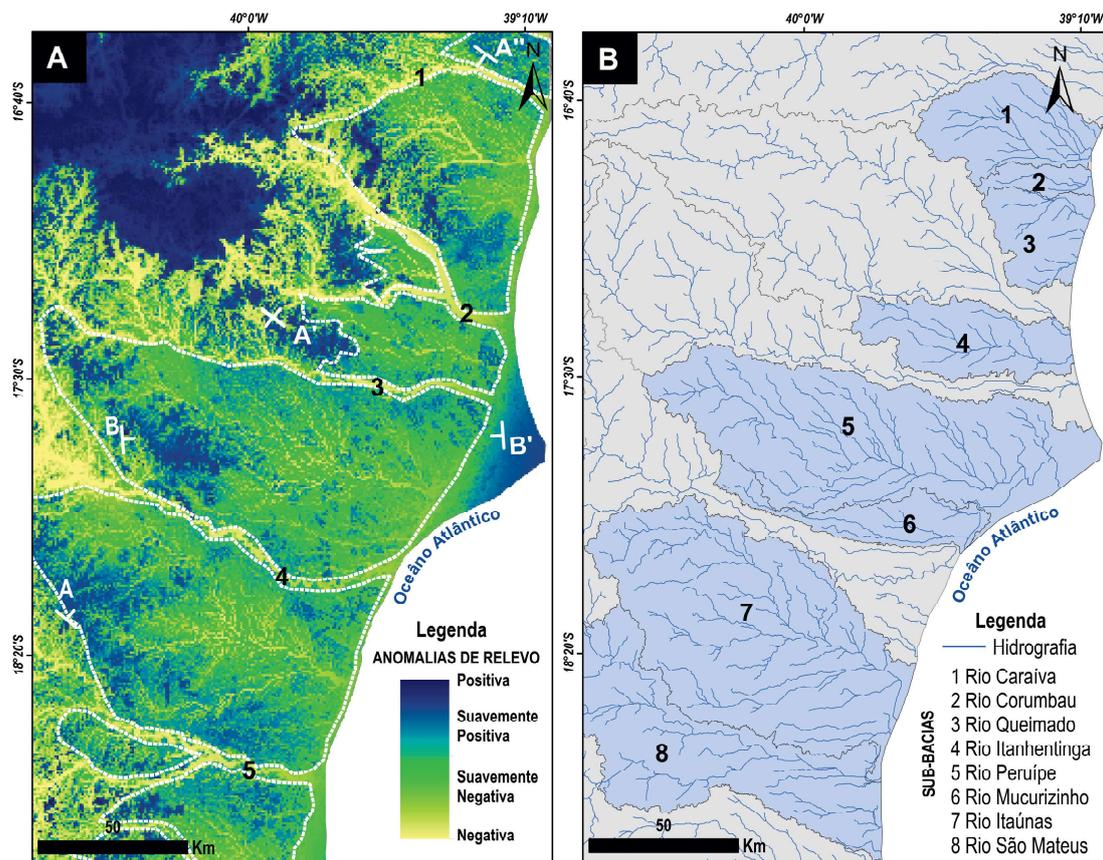


Figura 5 – (A) Modelo digital de elevação (MDE) de anomalias de relevo. Anomalias de relevo negativas coincidem com o entalhamento de cinco principais drenagens: 1 – Rio dos Frades; 2-Rio Jucuruçu; 3 - Rio Itanhém; 4 – Rio Mucuri; 5 - Rio São Mateus. Perfis A-A' e B-B' (Ver figura 04). A linha branca pontilhada revela os principais segmentos (blocos) do domínio sedimentar (Ver figura 7), separados por anomalias negativas contíguas. (B) Sub-bacias no domínio da Formação Barreiras.

Ao se observar a relação entre as superfícies de anomalias, de tendência e topográfica nos perfis transversais A-A' e A'-A'' (Figura 6), é possível observar que as cotas topográficas de comportamento anômalo positivo, em geral, são limitadas por discontinuidades topográficas de relevo negativo. O perfil A'-A'' mostra que essas anomalias negativas coincidem, em sua maioria, com vales largos, bem entalhados, e sub-horizontalizados, incomuns a rios de baixo aporte hídrico.

O perfil longitudinal B'-B'' (Figura 6) apresenta pequenas discrepâncias entre as superfícies modeladas, a julgar pela similaridade entre as cotas topográficas do MDE e a superfície teórica. Entretanto, pequenas anomalias positivas podem ser observadas na margem leste do perfil. Essas anomalias sugerem distintas respostas aos processos erosivos de superfície, assim como aquelas observadas nas áreas cristalinas. Como o parâmetro litológico não condiciona o desenvolvimento de um processo erosivo diferencial acentuado na área

de estudo, essas feições, como já descritas, podem ser justificadas por possíveis movimentos verticais de blocos e pelo rearranjo de relevo.

Os grandes entalhes fluviais responsáveis pelas anomalias negativas, as quais delimitam os blocos estruturais, aparentemente apresentam um forte controle estrutural, a julgar pela retilinearidade, continuidade e alto entalhamento das vertentes. Destacam-se os *trends* WNW-ESE do baixo curso dos rios Itanhém, Jucuruçu, Mucuri e E-W dos rios dos Frades e São Mateus (Figura 5A). Esse comportamento possivelmente é resultado de uma herança estrutural do embasamento neoproterozoico, que contém lineamentos com *trends* similares (Figura 2A). Já os rios de menor ordem sobre o topo dos tabuleiros apresentam direções dispersas, com destaque para os *trends* NNE, NE e ENE (Figura 2B), supostamente desenvolvidos pelo arqueamento da margem SW dos blocos estruturais, assim como evidenciado pelas anomalias de relevo positivas.

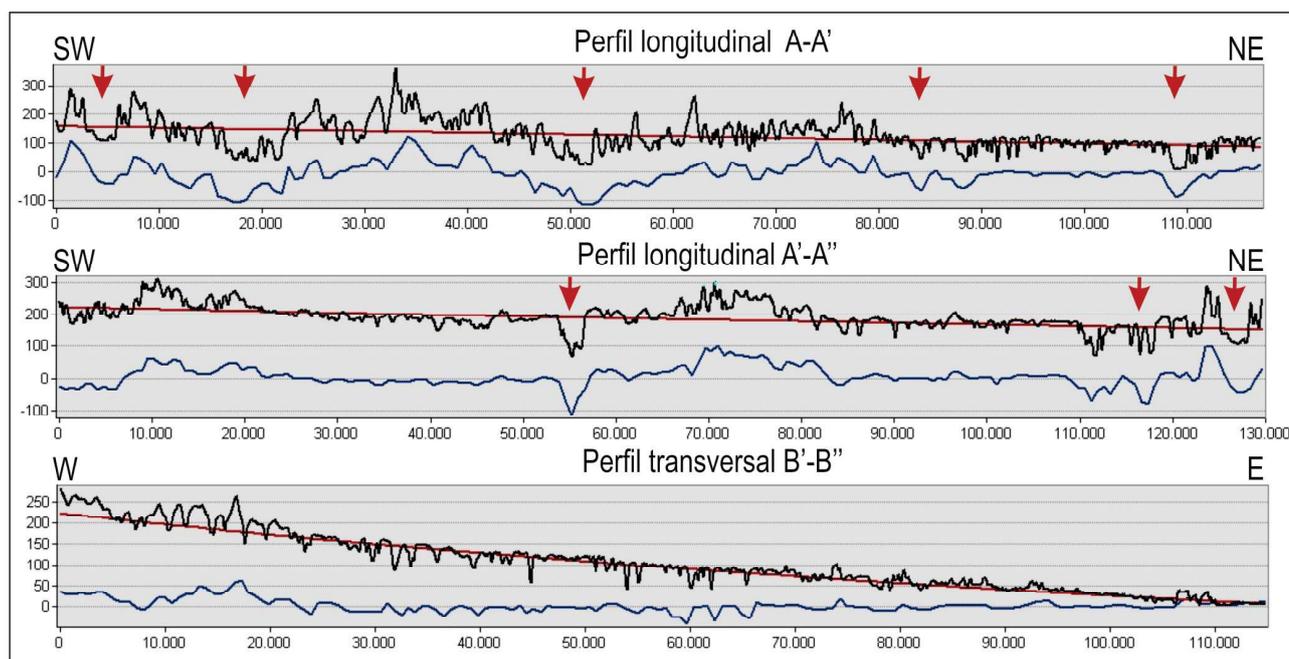


Figura 6 – Perfis transversal e longitudinal ao trend dos rios com maior grau de entalhamento (ver figura 5A). O perfil A-A'' foi dividido em dois a fim de suavizar o exagero vertical. Superfície topográfica (linha preta), superfície teórica somital (linha vermelha), superfície de anomalias de relevo (linha azul). As setas indicam os vales fluviais de maior entalhamento ao longo dos perfis transversais. Escala horizontal: metros a partir da origem. Escala vertical: altitude em metros (esquerda) e exagero vertical 1:100.

4.3 Análise morfométrica das redes de drenagem

A análise do comportamento dos lineamentos estruturais e das anomalias de relevo revelam um forte controle estrutural do embasamento cristalino sobre o grau de entalhamento e a compartimentação do domínio sedimentar. Caso essa relação seja resultante de uma componente neotectônica, o basculamento do substrato sobrejacente, em teoria representado por anomalias positivas, deve reajustar a rede de drenagem nele contido (Keller e Pinter, 1999; Schumm *et al.*, 2000; Salamuni *et al.*, 2004; Scheidegger, 2004). A caracterização dessa atividade neotectônica foi então reconhecida mediante a identificação de geometrias anômalas de algumas sub-bacias da região.

A fim de minimizar o efeito de diferentes litologias no controle e desenvolvimento da geometria das sub-bacias de drenagem, para o cálculo de índices morfométricos foram utilizadas sub-bacias que se concentram em até 80% de área no substrato da Formação Barreiras (Figura 5B). Assim, a influência da litologia sobre valores atípicos dos fatores de assimetria de bacias de drenagem (FABD) e de simetria topográfica transversal

(FSTT) foram minimizados, o que a princípio destacaria a tectônica como a principal influência na remodelagem do terreno (Keller e Pinter, 1999; Schumm *et al.*, 2000; Scheidegger, 2004).

Os índices de FABD e FSTT apresentaram valores que denunciam um forte controle tectônico sobre o domínio sedimentar, assim observados na Tabela 1. Em grande parte, as bacias com alto a moderado basculamento coincidem com o topo dos tabuleiros costeiros e sugerem um moderado soerguimento desse domínio na porção SW das sub-bacias (esquerda da bacia no sentido a jusante) e o consequente deslocamento da rede de drenagem para NE.

Esse padrão é potencialmente observado nas sub-bacias dos rios Caraíva, Queimado e Mucurizinho e, em menor escala, nas sub-bacias dos rios Corumbau, Itanhentinga, Peruípe, Itaúnas e São Mateus. Apesar de um moderado efeito tectônico, a geometria dessas últimas sub-bacias evidencia um basculamento concordante para NE. Essa condição também é denunciada pela distribuição das anomalias de relevo positiva e pela incisão de lineamentos do embasamento nas margens SW dos blocos estruturais (Figura 5A).

Tabela 1: Fator de assimetria de rede de drenagem (FADB) e fator de simetria topográfica transversal das sub-bacias de topo dos tabuleiros costeiros.

| ID | Sub-bacia | FADB | FSTT | Efeito da tectônica | Direção de basculamento |
|----|------------------|------|------|---------------------|---|
| 1 | Rio Caraíva | 44,5 | 0,84 | Alto | Não há indicativo de basculamento significativo |
| 2 | Rio Corumbau | 15,9 | 0,37 | Moderado/Baixo | Basculamento para a esquerda |
| 3 | Rio do Queimado | 84,7 | 0,89 | Alto | Basculamento para a direita |
| 4 | Rio Itanhentinga | 51,3 | 0,65 | Moderado/Alto | Não há indicativo de basculamento significativo |
| 5 | Rio Peruíbe | 3,6 | 0,61 | Moderado/Alto | Basculamento para a esquerda |
| 6 | Rio Mucurizinho | 21,3 | 0,73 | Alto | Basculamento para a esquerda |
| 7 | Rio Itaúnas | 16,8 | 0,40 | Moderado/Baixo | Basculamento para a esquerda |
| 8 | Rio São Mateus | 7,4 | 0,61 | Moderado/Alto | Basculamento para a esquerda |

5. Discussões

A distribuição de lineamentos nas bordas dos blocos estruturais coincide com anomalias de relevo negativas, indicando uma forte influência dessas estruturas na distribuição dos depósitos da Formação Barreiras. Essas anisotropias possivelmente estiveram ativas durante o Quaternário, resultando na rotação de unidades da crosta na interface dos tabuleiros. Em especial, os índices morfométricos das sub-bacias de drenagem mostram uma forte influência de caráter tectônico e um leve basculamento do substrato para NE, originando, assim, uma assimetria de perfil topográfico e o arqueamento da borda SW dos blocos estruturais. Esse mesmo processo possivelmente possibilitou o rejuvenescimento de morfologias, erosão diferenciada e geração de anomalias positivas de relevo.

A partir da distribuição e do comportamento de anomalias de relevo e dos índices morfométricos das sub-bacias no topo dos tabuleiros, foi possível propor um modelo de compartimentação morfoestrutural para a área de estudo, de maneira a justificar tais características em um substrato sedimentar isotrópico (Figura 7A). Algumas falhas são interpretadas a partir da geometria dos vales fluviais fortemente entalhados e do traçado de superfícies envoltórias sob a superfície de anomalia de relevo no perfil longitudinal (Figuras 6 e 7B).

Pelos parâmetros reconhecidos neste trabalho, verifica-se que parte dos lineamentos na cobertura cenozoica, principalmente aqueles de *trend* WNW, NW

e NNW, pode representar estruturas controladas por anisotropias antigas, a julgar pela semelhança entre o direcionamento dos cursos fluviais dos tabuleiros e os lineamentos das áreas cristalinas. Essas estruturas controlam o padrão de entalhamento regional dos rios, geralmente com geometrias de canais paralelos, e limitam a distribuição das rochas da Formação Barreiras.

Por sua vez, lineamentos com *trends* NNE, NE e ENE não apresentam forte continuidade nas áreas cristalinas e são interpretados como produto da deformação supracrustal do substrato sedimentar. Esses lineamentos provavelmente foram originados durante o basculamento e desenvolvimento de assimetria de perfil transversal no topo dos tabuleiros. Justifica-se, assim, a distribuição pontual e regionalmente não contínua dessas estruturas.

Falhas direcionais são identificadas principalmente pela incisão de vales fluviais retilíneos entalhados em “V”, drenagens em ângulos retos e escarpas paralelas e inclinadas (Figuras 6 e 7). Em zonas transpressivas, além das variáveis já mencionadas, também é possível observar a geração de cristas de pressão, denunciadas por topos de vertentes planos e inclinados (Keller e Pinter, 1999, Tooth *et al.*, 2002; Malik e Mohanty, 2007). Por sua vez, em áreas dominadas por falhas normais, as características predominantes do relevo são vales fluviais planos ou em “U”, lateralmente alongados. As vertentes que margeiam o canal, desenvolvidas nesse contexto estrutural, são caracterizadas pela sua natureza sub-vertical com topos planares e levemente inclinados (Keller e Pinter, 1999; Malik e Mohanty, 2007).

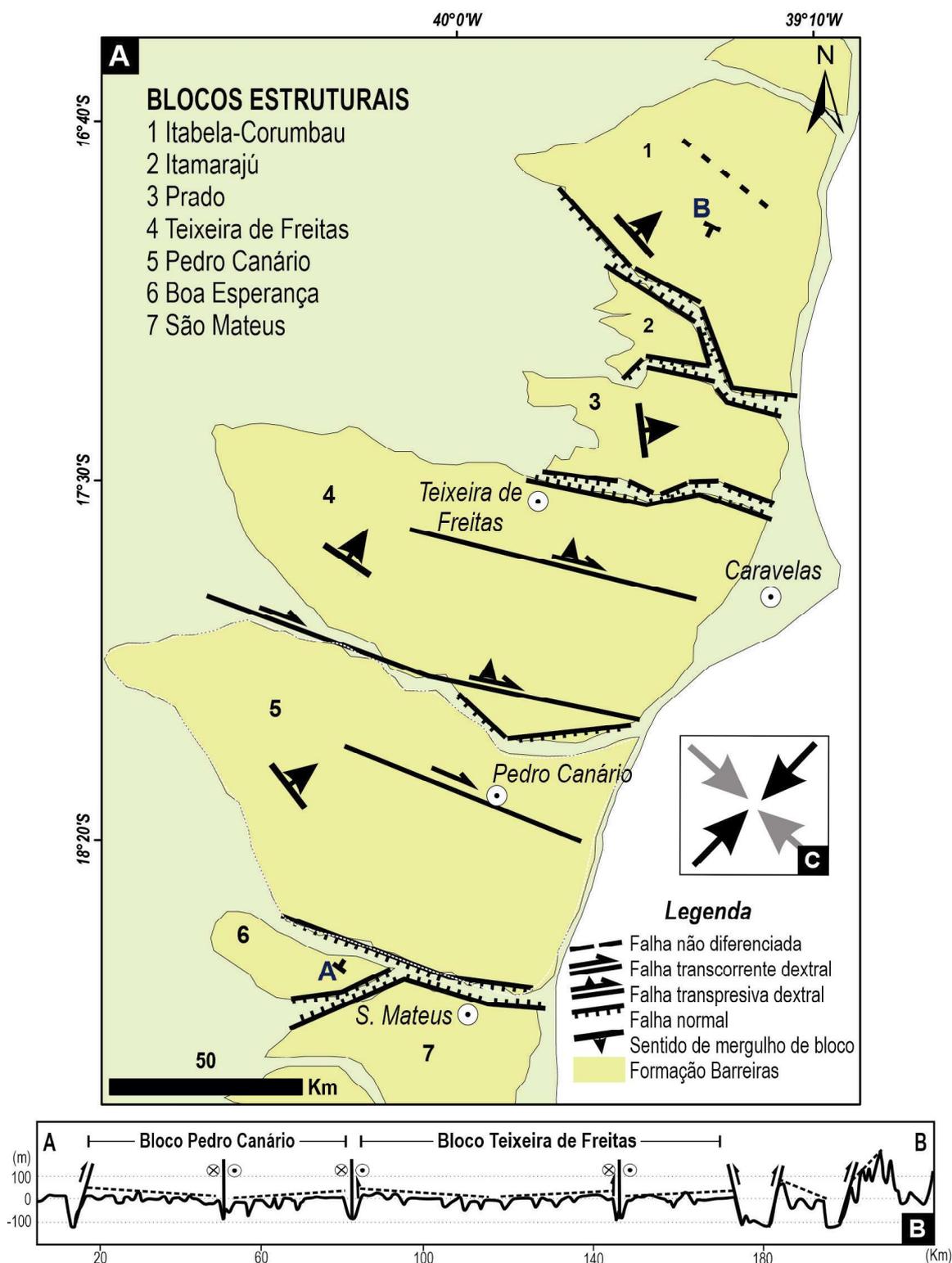


Figura 7 - (A) Modelo de compartimentação morfoestrutural para o domínio da Formação Barreiras do Extremo Sul da Bahia e Norte do Espírito Santo. Os blocos estruturais foram definidos a partir da distribuição de anomalias de relevo (Figura 5A) e nomeados com relação as principais cidades contidas. (B) Perfil transversal e respectivas interpretações morfoestruturais. As linhas pontilhadas do perfil A-B representam uma superfície envoltória de topo dos tabuleiros, indicando leve basculamento dessa unidade. (C) Orientação de máximos esforços horizontais: compressional (setas em preto) e extensional (setas em cinza).

O conjunto de feições e fenômenos investigados pode ser explicado pelo campo neotectônico de esforços do Nordeste e Sudeste do Brasil, vigente desde o limite Mioceno-Plioceno (~ 6 Ma.). Esse também seria responsável pela deformação dos depósitos da Formação Barreiras em outras porções da margem continental (Bezerra *et al.*, 2011). Na margem meridional brasileira, o esforço máximo horizontal tende a ocorrer oblíquo à linha de costa (NE-SE) (Figura 7C), resultando em um regime transcorrente dextral E-W de antigas zonas de cisalhamento (Hassui, 1990).

Esse campo de tensões foi desenvolvido a partir do Neogeno pela rotação da Placa Sul-americana, reativando falhas e zonas de cisalhamento do embasamento e deformando os depósitos sedimentares sobrepostos. Alguns autores descreveram essas reativações no Mioceno como falhas direcionais pretéritas de *trends* NW-SE e NE-SW e falhas neoformadas, principalmente nos *trends* E-W e N-S (Hassui 1990; Bezerra *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2006). Na área de estudo, apesar das estruturas apresentarem um padrão levemente oblíquo em relação a estruturas observadas em outras regiões do Brasil, a deformação é compatível com o campo de tensões neotectônico regional, inclusive com relação às áreas adjacentes ao setor de estudo (Bittencourt, *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2018).

5.1 Implicações na geomorfologia costeira

A compartimentação costeira do extremo sul da Bahia é historicamente conhecida como subproduto de oscilações do nível relativo do mar dos últimos 6-5 Ka., controladas por eventos eustáticos (Suguio *et al.*, 1985; Suguio e Martin, 1996; Andrade *et al.*, 2003) e por reajustes tectônicos da margem continental (Bittencourt *et al.*, 1999; Souza *et al.*, 2016). Apesar da costa de Caravelas (Figura 1) ter alcançado os máximos holocênicos do nível marinho, nem sempre é possível observar a relação direta entre o nível relativo do mar e o desenvolvimento de feições costeiras a partir do reajuste neotectônico no Quaternário.

Tomando-se a desembocadura dos rios Itanhém, Jucuruçu, Corumbau e Mucuri como possíveis expressões geomorfológicas de falhas do embasamento junto à costa, é possível observar o desenvolvimento de três

principais compartimentos, dois de natureza erosiva e um de natureza deposicional (Figura 8). Nos setores deposicionais, ocorre o desenvolvimento de prismas de praias progradantes e sítios deposicionais caracterizados como *strand plains*, comumente observados na planície costeira de Caravelas (Suguio *et al.*, 1985; Andrade *et al.*, 2003). No entanto, entre as desembocaduras dos rios Jucuruçu e Corumbau e a norte do baixo curso do rio Mucuri, ocorre o atual retrabalhamento da zona costeira, caracterizado pela presença de falésias ativas, que indicam linhas de costa potencialmente erosivas e em condições de retrogradação (Figura 8) (Oliveira *et al.*, 2018).

Ao compararmos as feições de linha de costa com o modelo morfotectônico desenvolvido neste trabalho, sugere-se que áreas relativamente elevadas (anomalias de relevo positiva), associadas a movimento verticais de blocos, coincidem com sistemas de praias progradantes e sítios deposicionais, como observado na planície costeira de Caravelas (Figuras 7A e 8). Essa compartimentação aponta para um possível soerguimento relativo do bloco Teixeira de Freitas e Prado, denunciado pelas sub-bacias com moderado a alto controle tectônico (sub-bacias dos rios Itanhém, Peruíbe e Mucurizinho) (Tabela 1) e por fortes anomalias de relevo positivo (Figura 5A). Essa atividade neotectônica provavelmente possibilitou a redução do espaço de acomodação de sedimentos na margem costeira de Caravelas, o que, junto a eventos eustáticos, proporcionou a progradação do prisma de praia (*e.g.* Rey e Fumanal, 1996; Feagin *et al.*, 2013). Para que essa relação seja direta, é necessário que a taxa de soerguimento tectônico dos blocos estruturais tenha sido maior que a taxa de elevação eustática, o que é razoável, uma vez que o nível relativo do mar nesse compartimento já atingiu os máximos holocênicos (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1996; Suguio e Martin, 1996; Andrade *et al.*, 2003). Em contrapartida, as taxas de movimentação vertical de blocos em áreas neotectônicas ativas do Brasil podem variar essencialmente na ordem de 1 a 6 mm/ano (Silva Filho *et al.*, 2007), justificando a hipótese de controle tectônico como outra variável no desenvolvimento dessas feições de costa (Uluğ *et al.*, 2005). Essa relação também é observada em outros compartimentos costeiros do Nordeste do Brasil, como o sistema de laguna-barreira de Itarema - CE (Mesquita, 2015; Mesquita *et al.*, 2016).

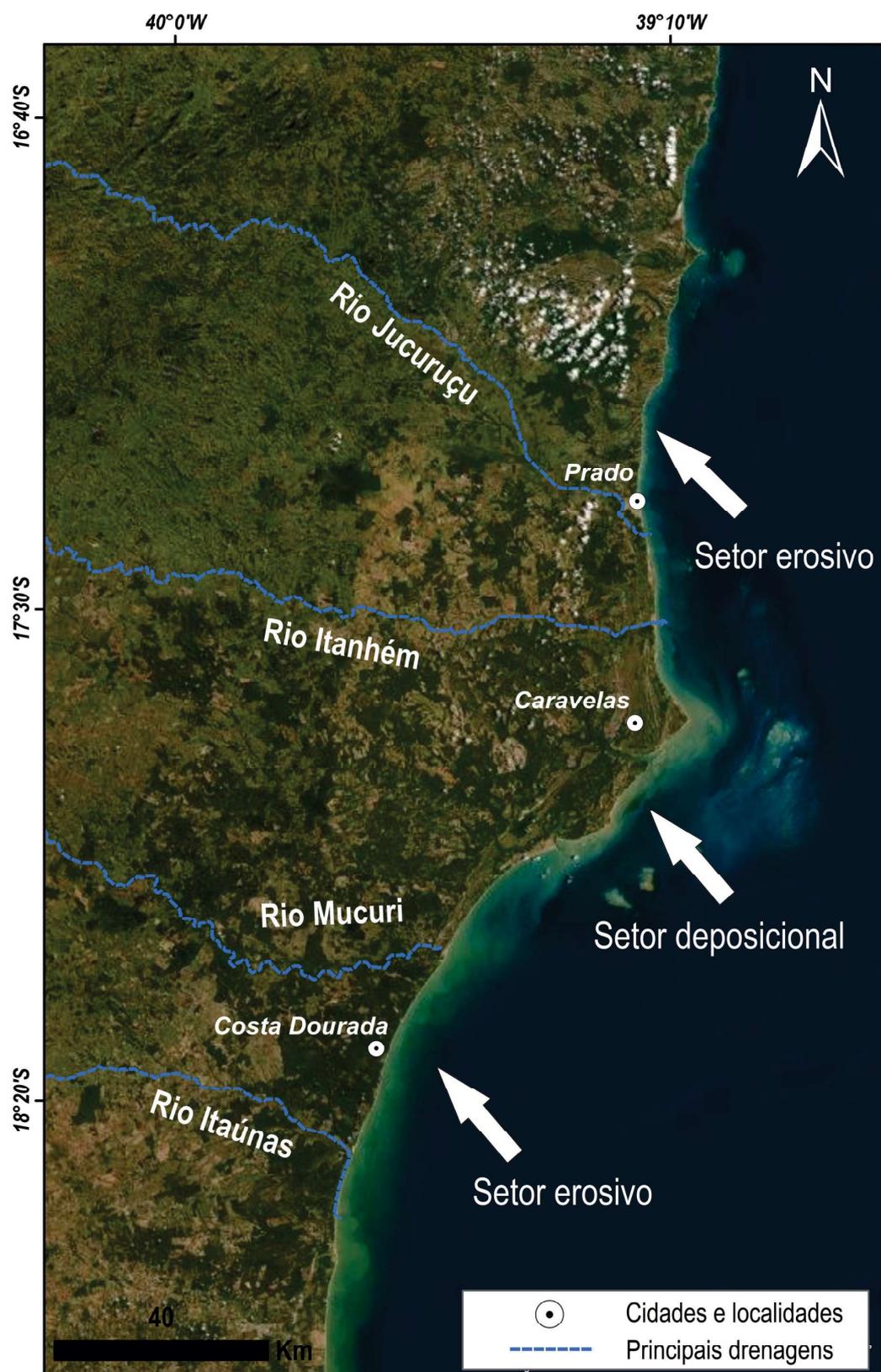


Figura 8 – Distribuição de setores predominantemente deposicionais e erosivos ao longo da costa do Extremo Sul da Bahia (setas brancas). Observe que esses compartimentos são limitados por quatro principais desembocaduras fluviais que correspondem a extensões de anisotropias do embasamento junta à costa (ver figura 5). Fonte da imagem: Digital Globe.

Nos setores de desenvolvimento de morfoesculturas erosivas são observadas feições de costa retrogradantes e sítios erosivos compostos por sistemas de falésias ativas, tais como as da praia de Costa Dourada (Mucuri) e Prado (Figura 8). Esse comportamento de linha de costa contrasta com a da planície costeira de Caravelas, lateralmente contígua. Portanto, essa relação pode sugerir um abatimento relativo do bloco Pedro Canário em relação ao bloco Teixeira de Freitas, conforme indicado pelo moderado controle tectônico da sub-bacia de topo de tabuleiro (rio Itaúnas) nesse compartimento. Isto, variavelmente, auxiliou o entalhamento da Formação Barreiras por meio de processos morfodinâmicos costeiros e o desenvolvimento de sistemas de falésias ativas (e.g. Rey e Fumanal, 1996; Uluğ *et al.*, 2005).

Essa atividade neotectônica já havia sido considerada por Oliveira *et al.* (2018) a partir do levantamento pontual de estruturas rúpteis em sistema de falésias dessa região. Esses autores sugerem um possível controle estrutural desse compartimento por sistema de falhas NW-SE, corroborando com a hipótese do controle tectônico regional como importante fator, além de eventos eustáticos, na evolução geomorfológica costeira dessa região.

6. Conclusões

A Formação Barreiras no litoral do Extremo Sul da Bahia aparentemente representa um compartimento que sofreu perturbações neotectônicas durante o Holoceno, no mínimo. As características morfoestruturais presentes nesse setor denotam a possível reativação de falhas pré-existentes, o que resultou não somente no basculamento da cobertura sedimentar cenozoica, mas também na remodelagem da superfície de topo dos tabuleiros e na geometria dos fluxos hídricos superficiais.

A geração de uma superfície de tendência e dos índices morfométricos de sub-bacias de drenagens possibilitou a identificação de anomalias de relevo e possíveis zonas basculadas, principalmente na margem SW e NE dos blocos estruturais, individualizados por rios de alto entalhamento, mesmo com baixo aporte hídrico. A distribuição de anomalias positivas em um substrato relativamente homogêneo retrata o processo de erosão diferenciada, possivelmente regido pelo rejuvenescimento do relevo a partir de movimentos verticais de blocos na interface supracrustal da crosta. Essas mesmas anomalias levam a supor o desenvolvimento de

um leve soerguimento na margem SW desse setor, o que possibilitou o deslocamento da rede de drenagem para NE, assim como sugerido pelos índices morfométricos obtidos pelas sub-bacias de drenagem.

Ao confrontar os resultados da análise de relevo e dos índices morfométricos com a distribuição de lineamentos, é possível verificar que (i) a separação entre os blocos estruturais, (ii) o padrão retilíneo de fluxos fluviais e (iii) as anomalias de relevo positivas aparentemente são controlados por estruturas lineares com distribuição e continuidade não somente no domínio da Formação Barreiras, mas também no embasamento cristalino (*trends* WNW e NW). Esse comportamento sugere um possível controle estrutural do embasamento cristalino sob a cobertura sedimentar cenozoica, principalmente por falhas direcionais e de gravidade. Não obstante, lineamentos de baixa distribuição e continuidade no embasamento (*trends* NNE e ENE) são interpretados como estruturas resultantes da deformação desse setor e não controlada por estruturas infracrustais.

Para a compartimentação geomorfológica costeira, acredita-se que o basculamento dos depósitos da Formação Barreira na porção emersa (tabuleiros), em conjunto com as variações eustáticas do nível mar, tenha atuado no setor modificando o espaço de acomodação da bacia costeira e, conseqüentemente, proporcionando o desenvolvimento de linhas de costas progradantes e retrogradantes. Assim, o maior soerguimento do bloco Teixeira de Freitas, em contraste com o do bloco Pedro Canário, seria responsável por uma maior destruição de espaço de acomodação, formando sistemas de praias progradantes (*strand plains*) na planície costeira de Caravelas, e de falésias ativas, no litoral sul de Mucuri (praia de Costa Dourada). Entretanto, essa hipótese necessita ser melhor investigada, com levantamentos estruturais de campo, a fim de se obter um modelo mais robusto para a área de estudo. Ainda assim, o modelo morfoestrutural proposto representa uma tentativa de reconstrução do arcabouço estrutural responsável pela distribuição de morfologias e zonas basculadas, adotando o *trend* regional de esforço máximo horizontal (NE-SW) observado em outras porções do Nordeste brasileiro.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Universidade Federal de Pelotas (UFPel) pelo apoio institucional durante o desenvolvimento desse trabalho.

Referências Bibliográficas

- ALKMIN, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuai-Congo Oriental. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007. DOI: 10.18285/geonomos.v15i1.105.
- ANDRADE, A. C. S.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, C.S.P. Quaternary evolution of the Cravelas strandplain – Southern Bahia State – Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, v. 75, n. 3, p. 357-382, 2003. DOI: 10.1590/S0001-37652003000300008.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; DE SOUZA, M.C. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary science reviews**, v. 25, n. 5-6, p. 486-506, 2006. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008
- ARAI, M. A. Grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo **Barreiras**. **Geologia USP – Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006. DOI: 10.5327/S1519-874X2006000300002.
- ASSUMPÇÃO, M.; SCHIMMEL, M.; ESCALANTE, C.; BARBOSA, J. R.; ROCHA, M.; BARROS, L. V. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. **Geophysical Journal International**, v. 159, n. 1, p. 390-399, 2004. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x.
- BEZERRA, F. H.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<591:HA IAPM>2.0.CO;2.
- BEZERRA, F. H.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C., SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 14, n. 1, p. 61-75, 2001. DOI: 10.1016/S0895-9811(01)00009-8.
- BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITA-FINZI, C.; LIMA-FLIHO, F. P.; SAADI, A. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. **Engineering Geology**, v. 76, n. 3-4, p. 191–208, 2005. DOI: 10.1016/j.enggeo.2004.07.007
- BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B.B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America: Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, v. 510, n. 3-4, p. 269–290, 2011. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.08.005.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; USSAMI, N. Flexure as a tectonic on the large scale geomorphic characteristics of the Eastern Brazil coastal zone. **Journal of Coastal Research**, v. 15, n. 2, p. 505-519, 1999.
- COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994. DOI: 10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBS A>2.3.CO;2.
- CPRM (2002). Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil – Projeto Extremo Sul da Bahia. Publicação CPRM nº 2413, 148 p.
- DAVIS, J.C. **Statistics and data analysis in Geology**. Third ed. New York: Wiley, 2007. 656 p.
- DEFFONTAINES, B.; CHOTIN, P.; BRAHIM, L. A.; ROZANOV, M. Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. **Geologische Rundschau**, v.81, n. 1, p. 199-210, 1992. DOI: 10.1007/BF01764549.
- DOMINGUEZ, J. M. L. **Costa das Baleias: Caracterização da Zona Costeira dos Municípios de Alcobaça, Caravelas, Nova Viçosa e Mucuri**. Salvador: CBPM / UFBA – CPGG / LEC, 2008. 92 p.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Controls on Quaternary coastal Evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3-4, p. 213-232, 1992. DOI: 10.1016/0037-0738(92)90042-P
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; SANTOS, A. N.; ANDRADE, A. C. S.; LAVENERE-WANDERLEY, A. A. O.; SILVA, I. R.; QUEIROZ, I. G.; FREITAS, L. M. B.; NASCIMENTO, L.; SILVA, R. P. (2006). Bahia. In MUEHE, D. (Org.). **Erosão e Progradação no litoral brasileiro**. Ministério do Meio Ambiente, Brasília: p. 219-225.
- FEAGIN, R. A., YEAGER, K. M., BRUNNER, C. A., PAINE, J. G. Active fault motion in a coastal wetland: Matagorda, Texas. **Geomorphology**, v. 199, n. 1, p. 150-159, 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.08.013
- FERREIRA, T. S.; ARAÚJO, M. N. C.; SILVA, F. C. A. Deformação contracional cenozoica na Bacia de Cumuruxatiba: interação entre halocinese e magmatismo de Abrolhos. **Revista de Geociências da Petrobrás**, v. 21, n. 1, p. 149-174, 2013.
- FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T. O.; ASSUMPÇÃO, M. A.; MOREIRA, J. A. M.; PEARCE, R. G.; TAKEYA, M. K.

- Correlation of seismicity and water level in the Açú reservoir— an example from Northeast Brazil. **Bulletin of the Seismological Society of America**, v. 85, n. 5, p. 1483-1489, 1995.
- HASSUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: I Workshop neotectônica e sedimentação continental cenozoica no Sudeste Brasileiro, 1., 1990, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1990. p. 1-31.
- HASSUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HORTON, R. E. Erosion development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of Geological Society of America**, v. 56, n. 3, p. 275-368, 1945. DOI: 10.1130/0016-7606(1945)56[275:ED OSAT]2.0.CO;2.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967. DOI: 10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape**. Second ed. New Jersey: Prentice Hall, 1999. 362 p.
- KENNEDY, D. M. (2011) Tectonic and geomorphic evolution of estuaries and coasts. In WOLANSKI, E.; MCLUSKY, D. (Org.) **Treatise on Estuarine and Coastal Science**. Elsevier, London: p. 37-59.
- LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. **Geologia-USP Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 71-80, 2006. DOI: doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009.
- MALIK, J. N.; MOHANTY, C. Active tectonic influence on Evolution of drainage and landscape: Geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along Northwestern Himalaya, India. **Journal of Asia Earth Sciences**, v. 29, n. 5, p. 604-618, 2007. DOI: 10.1016/j.jseaes.2006.03.010
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p. 303-354, 1996.
- MELO, M. S.; ROSSETTI, D. F. Lineamentos morfoestruturais com base em derivações de modelo digital de elevação (mde-srtm – shuttle radar topography mission) na depressão do Pirai, Estado do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 1, p. 37-48, 2015. DOI: 10.20502/rbg.v16i1.615
- MESQUITA, Á. F. **Eolianitos e beachrocks no Litoral Oeste do Ceará: Significado sedimentológico e neotectônico**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2015. 80p.
- MESQUITA, Á. F.; SILVA FILHO, W. F.; DUARTE, C. R.; BEZERRA, F. H. R.; VASCONCELOS, D. L.; SOUSA, J. P. Faciologia e evolução dos depósitos eólicos costeiros do oeste do Ceará (Brasil) no Holoceno tardio. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 4, p. 783-799, 2016. DOI: dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i4.832.
- MORAIS, R. M. O.; MELLO, C., L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP – Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 19-30, 2006. DOI: 10.5327/S1519-874X2006000300004.
- OLIVEIRA, L. C.; OLIVEIRA, R. M. A. G.; PEREIRA, E. Possível controle neotectônico sobre as falésias do Litoral Sul da Bahia. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 702-716, 2018. DOI: 10.11137/2018_3_702_716.
- REY, J.; FUMANAL, M.P. The Valencian coast (Western Mediterranean): Neotectonics and geomorphology. **Quaternary Science Review**, v. 15, n. 8-9, p. 789-802, 1996. DOI: 10.1016/S0277-3791(96)00069-8.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASSUI, Y. Morfotectônica da Bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.
- SCHEIDEGGER, A. E. **Morphotectonics**, First ed. New York: Springer, 2004. 197 p.
- SCHUMM S.A., DUMONT J.F., HOLBROOK J.M. **Active tectonics and alluvial rivers**. First ed. Cambridge: University Press, 2000. 292 p.
- SILVA FILHO, W. F. **Domínios morfoestruturais da plataforma continental do Estado do Ceará**. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2004. 288p.
- SILVA FILHO, W. F.; CASTRO, D. L.; CORRÊA, I. C. S.; FREIRE, G. S. S. Estruturas rasas na margem equatorial ao largo do nordeste brasileiro, Estado do Ceará: Análise de relevo e anomalias gravimétricas residuais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 1, p. 65-77, 2007. DOI:10.1590/S0102-261X2007000500007.
- SOUZA, C. M. P.; COSTA, L. M.; GOMES, R. L.; MOREAU,

- A. M. S. S. Análise das áreas de ocorrência e características morfológicas de sedimentos Pós-Barreiras na região sul da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 5, p.1543-1557, 2016.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. **Geonomos**, v. 4, n. 2. p. 45-52, 1996. DOI: 10.18285/geonomos.v4i2.200. 10.18285/geonomos.v4i2.200
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M., AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-286, 1985. DOI: 10.25249/0375.1985273286.
- TOMAZELLI, L. J; DILLENBURG, S. R.; VILLWOCK, J. A. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 474-476, 2000. DOI: 10.25249/0375-7536.2000303474476.
- TOOTH, S.; MCCARTHY, T. S.; BRANDT, D.; HANCOX, P. J.; MORRIS, R. Geological controls on the formation of alluvial meanders and floodplain wetlands: the example of the Klip river, Eastern Free State, South Africa. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, n. 8, p. 797-815, 2002. DOI: 10.1002/esp.353.
- ULUĞ, A.; DUMAN, M.; ERSOY, S.; ÖZEL, E.; AVCI, M. Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea. **Marine Geology**, v. 221, n. 1-4, p. 381-395, 2005. DOI: 10.1016/j.margeo.2005.03.002.
- ZANI, H.; ASSINE, M. L. Análise de superfície de tendência com dados SRTM: estudo de caso da bacia sedimentar do pantanal. In: 14º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 14, 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3403-3410.