

CRISTIANO MARCELO PEREIRA DE SOUZA

**DISTRIBUIÇÃO E ORIGEM DE SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS SOBRE A  
FORMAÇÃO BARREIRAS NA REGIÃO DE ILHÉUS, SUL DA BAHIA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA  
MINAS GERAIS - BRASIL  
2018

**Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade  
Federal de Viçosa - Campus Viçosa**

T

S729a Souza, Cristiano Marcelo Pereira de, 1987-  
2018 Distribuição e origem de sedimentos Pós-Barreiras sobre a  
Formação Barreiras na região de Ilhéus, sul da Bahia / Cristiano  
Marcelo Pereira de Souza. – Viçosa, MG, 2018.  
ix, 132f.: il. (algumas color.).

Orientador: Liovando Marciano da Costa.  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa,  
Departamento de Solos, 2018.  
Inclui bibliografia.

1. Geologia - Ilhéus (BA). 2. Geologia estratigráfica -  
Quaternário. 3. Neotectônica. 4. Sedimentos (Geologia).  
5. Palinologia. 6. Geomorfologia. I. Costa, Liovando Marciano  
da. II. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Solos.  
Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas.  
III. Título.

CDD 22. ed. 551.79098142

Bibliotecário(a) responsável: Bruna Silva CRB6/2552

CRISTIANO MARCELO PEREIRA DE SOUZA

**DISTRIBUIÇÃO E ORIGEM DE SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS SOBRE A  
FORMAÇÃO BARREIRAS NA REGIÃO DE ILHÉUS, SUL DA BAHIA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 16 de março de 2018.

---

Carlos Ernesto G. Reynaud Schaefer

---

Carlos César Uchôa de Lima  
(Coorientador)

---

Cristiane Valéria de Oliveira

---

Eduardo Antonio Gomes Marques

---

Liovando Marciano da Costa  
(Orientador)

## AGRADECIMENTOS

A Deus por minha vida, saúde e vontade de vencer em todos momentos da vida.

Aos professores que me ajudaram a chegar até aqui. Desde da graduação, que me guiaram na vida acadêmica: Ana Maria Moreau, Maurício Moreau, Ednice Fontes e Ronaldo Lima Gomes; da pós-graduação: Carlos Ernesto, Elpídio, Marcio Francelino, Liovando.

Aos meus orientadores Liovando Marciano da Costa, pelos ensinamentos pela confiança e incentivo. Ao professor Carlos Uchôa, que mesmo sem conhece-lo pessoalmente, contribuiu imensamente para conclusão deste trabalho. Ao Ronaldo Lima Gomes pelo apoio na execução da pesquisa.

À instituição UFV, técnicos, secretários e colegas. Agradeço também aos órgãos de fomento CAPES e CNPq pelo apoio a execução do projeto.

Aos membros da banca pelas correções, ensinamentos e zelo ao avaliar esta Tese.

Aos sinceros amigos que encontrei em Viçosa. Com destaque aos primeiros que encontrei Luís (chico), Luisa Poyares, Silmara, Luis e Luiz Paulo, Adriana, Renato, Roberto, Gustavo, Anderson Pacheco, Tarcila e tantos outros, inclusive os amigos mais recentes Francis Henrique, Luiz Anibal, Leonardo e enfaticamente Daniel Ambrosim.

Aos colegas do curso de geografia da UESC em especial Maisa, Alan, Glauber, Mikaele, Meire, Jorman, Heibe.

Aos colegas de República, Renan, Marcos, Bruno, Guilherme, Danilo, Gabriel e João, por me ajudar a ser uma pessoa um pouco mais paciente e pagar meus pecados aqui na terra.

Agradeço a minha família pelo apoio, compreensão e a expoente familiar: minha Mãe, que apoia e incentiva, mesmo sem a compreensão do que faço na vida acadêmica.

A todos que ajudaram diretamente ou indiretamente na conclusão deste trabalho.

E como diz a intérprete “Agradecer, ter o que agradecer. Louvar e abraçar!”

## RESUMO

SOUZA, Cristiano Marcelo Pereira de, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, março de 2018. **Distribuição e origem de sedimentos Pós-Barreiras sobre a Formação Barreiras na região de Ilhéus, sul da Bahia.** Orientador: Liovando Marciano da Costa. Coorientadores: Carlos César Uchôa de Lima e Ronaldo Lima Gomes.

O litoral brasileiro apresenta registros de sedimentos siliciclásticos da Formação Barreiras ao longo de 64% do litoral, de forma não contínua. Além disso, sobre a Formação Barreiras existe ocasionalmente materiais arenosos (Pós-Barreiras) e a sua origem pode relacionar-se a dinâmica da neotectônica e da deposição sedimentar ocorridos durante o Quaternário. O objetivo é investigar o padrão de ocorrência dos sedimentos Pós-Barreiras com base em variáveis do relevo; avaliar a ocorrência de eventos neotectônicos com base em índices geomorfológicos, com teste novos métodos para espacialização dos índices; e analisar comparativamente os dois sedimentos, propondo uma explicação para origem dos sedimentos Pós-Barreiras. A área de estudo é no sul da Bahia-Brasil entre os municípios de Ilhéus e Una. Foram caracterizadas as áreas de ocorrência dos sedimentos Pós-Barreiras a partir de cruzamento com dados geomorfométricos oriundos do modelo digital de elevação. Sub-bacias e drenagens foram avaliadas para identificação de processos neotectônicos, a partir de índices geomorfológicos (Fator de assimetria de bacia, SL index, sinuosidade de frente de montanha e Ksn index) e com representação cartográfica dos índices. Inclusive, o índice (SL index) foi espacializado com algoritmo de aprendizado de máquina. A comparação entre os sedimentos contou com análise e descrição de fácies sedimentares, incluindo coleta de amostras, as quais foram analisadas com base nos parâmetros sedimentológicos, morfometria dos grãos, mineralogia, palinórfos e datação por termoluminescência. Foi observado que os sedimentos Pós-Barreiras estão localizados em áreas elevadas, principalmente na faixa de 40 a 80 m, com declividades suaves de 2 a 10%, associados a formas de relevo convexas, faces voltadas para leste, e ocorrem até 5 km de distância após a linha de costa, indicando que são oriundos do litoral; contudo, a posição altitudinal indica ação de soerguimento. Os índices geomorfológicos indicaram ação da neotectônica na região, fato dado pela configuração anômala das drenagens, basculamento de sub-bacias, valores dos índices SL e Ksn elevados, além de estruturas rúpteis e/ou de deformação verificadas em campo. A predição do SL index por aprendizado de máquina, indicou zonas submetidas a neotectônica. As diferenças entre os sedimentos (Formação Barreiras e Pós-Barreiras) foram principalmente mudanças texturais abruptas, padrão granulométrico e época de deposição. Foi verificado a presença de foraminíferos

marinhos na Formação Barreiras em estratos em cotas de 60 m, fato indicativo de soerguimento após a deposição. As areias (Pós-Barreiras), são depósitos com idades do Pleistoceno tardio ao Holoceno, e a presença de estruturas palinológicas nas áreas de contato (Formação Barreiras e Pós-Barreiras) indicam um antigo ambiente com vegetação. As idades dos sedimentos Pós-Barreiras coincidem com fases de regressão do mar e a deposição deve ter ocorrido por ação eólica, o transporte foi facilitado devido a antiga configuração geomorfológica, que possuía cotas mais baixa e relevo suavizado em direção a costa, fato que favoreceu a manutenção morfométrica dos grãos durante o transporte a curta distância.

## ABSTRACT

SOUZA, Cristiano Marcelo Pereira de, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, March, 2018. **Distribution and origin of Post-Barreiras sediments on the Barreiras Formation in the region of Ilhéus, south of Bahia.** Adviser: Liovando Marciano da Costa. Co-advisers: Carlos César Uchôa de Lima and Ronaldo Lima Gomes.

The Brazilian coast presents siliciclastic sediments of the Barreiras Formation along 64% of the coast, in a non-continuous way. Furthermore, over the Barreiras Formation there are occasionally sandy materials (Post-Barreiras), which still need studies as to their origin, and can help to understand the dynamics of neotectonics and sedimentary deposition in the Quaternary. The objective was investigated the pattern of occurrence of Post-Barreiras sediments based on relief variables; evaluate the possibility of neotectonic with geomorphological indexes, including test new methods for spatialize of index; and to comparatively analyze the two sediments, for identify the paleoenvironment of origin of the Post-Barreiras sediments. The study area is in the south of Bahia-Brazil (municipalities of Ilhéus and Una). The areas of occurrence of Post-Barreiras sediments were characterized from crossing with geomorphometric data from the digital elevation model. Sub-basins and drainages were evaluated to identify neotectonic effects, from geomorphological index (basin asymmetry factor, SL index, sinuosity of mountain front and Ksn index). In addition, the SL index was spatialized with machine learning algorithm. In field, sedimentary facies were analyzed, and samples were collected for analysis sedimentological parameters, grain morphometry, mineralogy, palynomorphs and thermoluminescence dating. Post-Barreiras sediments are located in elevated areas, mainly in the range of 40 to 80 m, with soft slopes of 2 to 10%, associated with convex relief with faces facing east and occur in up to 5 km of distance from the coastline, indicative that sediments come from the coastal zones; however, the altitudinal position indicates uplift action. The geomorphological indexes showed areas influenced by neotectonics, due to the anomalous drainage configuration, tipping of sub-basins, high values of SL and Ksn index, as well as deformation structures verified in the field. The prediction of SL index by machine learning, indicated specific areas influences by neotectonics. The sediments (Barreiras Formation and Post-Barreiras) differ due to the abrupt texture changes, granulometric standard and deposition age. It was verified the presence of marine foraminifera in the Barreiras Formation in strata in heights of 60 m, indicating uplift after deposition. The sands (Post-Barreiras), are deposits from Late Pleistocene to Holocene, and the presence of palynological structures in contact areas (Barreiras Formation and Post-Barreiras) indicates a

paleoenvironment with vegetation. The ages of the post-barrier sediments coincide with phases of regression of the sea and the deposition must have occurred by wind action, transport was facilitated due to the old geomorphological configuration, which had lower altitude and soft relief towards the coastline, fact that favored the morphometric maintenance of the grains during short-distance transport.

## SUMÁRIO

CAPÍTULO I.....	1
ANÁLISE DAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA E CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS NA REGIÃO SUL DA BAHIA.....	1
Resumo.....	1
1. Introdução.....	1
1.1 Área de estudo e Configuração regional.....	3
2. Material e métodos.....	6
2.1 Trabalho de campo e geoprocessamento.....	6
2.2 Tratamentos e análise de amostras.....	7
3. Resultados.....	9
4. Discussão.....	14
4.1 Características e distribuição geográfica dos sedimentos Pós-Barreiras.....	14
4.2 Morfologia e mineralogia dos sedimentos Pós-Barreiras.....	18
5. Conclusões.....	19
6. Referências.....	20
CAPÍTULO II.....	24
ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS PARA DETECÇÃO DE ATIVIDADE NEOTECTÔNICA NO SUL DA BAHIA – BRASIL.....	24
Resumo.....	24
1. Introdução.....	24
2. Aspectos geológicos, geomorfológicos e tectônico.....	26
3. Materiais e Métodos.....	30
3.1 Fator de Assimetria da Bacia – FAB.....	31
3.2 Sinuosidade de Frente de Montanha – SFM.....	31
3.3 Stream length-gradient index (SL) e perfil longitudinal.....	32
3.4 Normalized channel steepness index - $K_{sn}$ .....	34

4. Resultados .....	35
4.1 Fator de Assimetria de Bacia (FAB) .....	35
4.2 Sinuosidade de Frente de Montanha – SFM.....	38
4.3 Relação Stream length-gradient (Total e Segmento) e perfil longitudinal .....	39
4.3 Normalized channel steepness index - $K_{sn}$ .....	45
4.4 Estruturas neotectônicas observadas .....	45
5. Discussão.....	48
5.2 Análise do perfil longitudinal e relação SLs/SLt.....	53
5.3 Evidências neotectônicas em campo .....	55
6. Conclusões .....	57
7. Referências .....	58
CAPÍTULO III .....	64
APRENDIZADO DE MÁQUINA PARA ANÁLISE DA NEOTECTÔNICA COM ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO NO SUL DA BAHIA - BRASIL .....	64
Resumo .....	64
1. Introdução .....	64
1.1. Área de estudo e configuração regional .....	66
2. Material e métodos .....	68
2.1. Variável Stream length–gradiente .....	68
2.2. Elaboração de banco de preditores .....	70
2.3. Modelos de aprendizado de máquina .....	72
2.4. Seleção de preditores, treinamento, predição e validação dos modelos .....	73
3. Resultados .....	75
3.1. Análise índice stream length–gradiente.....	75
3.2. Algoritmos e preditores .....	76
3.3. Variabilidade espacial .....	78
4. Discussão.....	82

4.1	Avaliação dos algoritmos .....	82
4.2	Variabilidade Espacial.....	83
5.	Conclusões .....	90
6.	Referências .....	90
	CAPÍTULO IV .....	98
	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO BARREIRAS E DEPÓSITOS PÓS- BARREIRAS NA REGIÃO SUL DA BAHIA, BRASIL .....	98
	Resumo.....	98
1.	Introdução .....	98
2.	Materiais e Métodos.....	100
3.	Resultados .....	104
3.1	Descrição de fácies.....	104
3.2	Parâmetros sedimentológicos e morfometria das areias.....	107
3.3	Mineralogia dos sedimentos.....	111
3.4	Análise palinológica.....	113
3.5	Cronologia (datação termoluminescência).....	115
4.	Discussão.....	116
5.	Conclusões .....	124
6.	Referências .....	125
	Considerações Finais.....	131

## CAPÍTULO I

# ANÁLISE DAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA E CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS NA REGIÃO SUL DA BAHIA

### Resumo

Estudos na região costeira do Brasil têm identificado a presença de depósitos Quaternários, sobrepostos de forma discordante aos sedimentos da Formação Barreiras e são denominados como Pós-Barreiras, dos quais pouco se conhece sobre a origem e mecanismos de transporte destes sedimentos. O objetivo deste trabalho é observar os locais de ocorrência dos sedimentos Pós-Barreiras, associando a identificação dos padrões granulométricos e morfológicos do material sedimentar e criar bases para identificação dos mecanismos de transporte e deposição. Foram demarcados pontos dos locais de ocorrência dos sedimentos e realizado o cruzamento com dados geomorfométricos advindos de imagem SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), com uso do software de geoprocessamento; a morfologia dos grãos de areia foi analisada com uso de microscópio ótico em amostras previamente tratadas, livres de argila e materiais orgânicos; e análise mineralógica com difração de raio X foi realizada em algumas amostras. Observou-se que sedimentos Pós-Barreiras estão localizados em áreas elevadas, em declividades suaves, associados a relevo convexos com faces voltadas para leste. A morfologia dos grãos evidenciou que os sedimentos Pós-Barreiras apresentam baixo grau de arredondamento, o que pode se configurar evidência de transporte em meio aquoso. Entretanto, a presença de sedimentos Pós-Barreiras é registrada em uma distância de 5 km da linha de costa e os grãos transportados pelo vento podem não assumir características completas de grãos transportados por processos eólicos. Embora estudos aprofundados ainda sejam necessários, devido as características dos sedimentos Pós-Barreiras e posição geográfica, os sedimentos podem representar mais de um episódio de deposição, com indicação de eventos eólicos com fonte de material da área costeira, porém, devido a cota altimétrica de localização atual pode associar-se ainda a processos neotectônicos de soergimento.

**Palavras-chave:** Dados geomorfométricos, geoprocessamento, morfologia de areia, sedimentos do Quaternário.

### 1. Introdução

A Formação Barreiras é uma unidade geológica que ocorre ao longo da costa brasileira desde do Estado Rio de Janeiro até o Amapá, cuja origem foi interpretada como continental, e formam por vezes unidade geomorfológica denominada Tabuleiros Costeiros (Branner, 1902; Bigarella & Andrade, 1964; Bigarella, 1975).

Embora a origem da Formação Barreiras se relacione majoritariamente a sedimentos de origem continental, pesquisas recentes têm identificado evidências da influência marinha. O sistema deposicional, em algumas regiões, deve ter ocorrido por meio de um ambiente de transição continental e marinho com sistemas fluviais entrelaçados (Arai, 2006; Rossetti et al., 2011a; Rossetti et al., 2013; Gandini et al., 2014; Sanabria et al., 2015).

Relacionado ainda a sedimentos da Formação Barreiras, em determinadas regiões, verifica-se a presença de depósitos discordantes acima dos sedimentos da Formação Barreiras e que são denominados genericamente como Pós-Barreiras (Rossetti et al., 1989; Rossetti et al., 2001; Tatum et al., 2008).

Acreditava-se que a origem do material discordante Pós-Barreiras era ligada ao intemperismo dos depósitos da Formação Barreiras (Mabessone et al., 1972). No entanto, datações com técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) definiram que idades dos materiais são do Pleistoceno tardio ao Holoceno (Tatum et al., 2008; Gandini et al., 2014; Souza, 2014) e autores atribuem as idades a deposição sedimentar.

Resultados de estudos revelam que os sedimentos Pós-Barreiras podem ser mal selecionados, com elevado grau de bioturbação e apresentar icnofósseis marinhos. Tais aspectos indicam ação, ou pelo menos, influencia marinha nos depósitos (Rossetti et al., 2011a; Rossetti et al., 2011b; Gandini et al., 2014).

Apesar da deposição ser relacionada ao final do Pleistoceno, o processo de deposição não deve ser aplicado a um evento comum em todas as áreas de ocorrência ao longo da costa brasileira. Há diferenças quanto à característica dos sedimentos, que se configuram por vezes arenosos e/ou areno-argilosos (Rossetti et al., 1989; Tatum et al., 2008; Souza, 2014), além de diferenças quanto ao declive, altitude e formas de relevo. Além disso, sua posição altitudinal pode ser reflexo de atividades neotectônicas, como sugere Gandini et al. (2014).

Nesse contexto, como passo inicial é necessário compreender as áreas de depósitos e sua configuração na paisagem. Além disso, as análises morfológicas dos grãos e fracionamento granulométrico também podem indicar as condições de transporte e deposição, se configurando um método eficiente para interpretar ambientes de sedimentação (Folk & Ward, 1957; Friedman, 1961; Camargo, 2006).

O objetivo deste estudo é identificar as áreas de ocorrência dos sedimentos Pós-Barreiras no Sul da Bahia, na região litorânea do município de Ilhéus e Una, bem como analisar padrões granulométricos, morfológicos e mineralógicos dos sedimentos.

## 1.1 Área de estudo e Configuração regional.

A área de estudo está localizada na porção Sul da Bahia, representada pela região litorânea do município de Ilhéus e Una (Figura 1). A área situa-se entre as coordenadas -14° 41' a -15° 11' de latitude sul e de -39° 55' a -38° 99' de longitude W.Gr e apresenta nove domínios geomorfológicos (Figura 2). A região encontra-se sob domínio da vegetação Mata Atlântica arbórea, com precipitação variando de 1900 a 2200 mm anuais no litoral.

O relevo da região é caracterizado por superfícies de colinas do substrato cristalino com configuração de Mar de Morros. São formadas por rochas do embasamento cristalino do complexo Suíte Intrusiva-Itabuna, incluindo litologias que variam de Gabro, Norito e Cancrinita-sienito de idade Proterozóica Inferior à Arqueana (Arcanjo; Barbosa & Oliveira, 1992).

Ao norte da área de estudo existe a unidade denominada Patamares Colinosos, que são formas de relevo que circundam a bacia sedimentar do Almada (graben) e se configuram como escarpas estruturais (horst) (Figura 2 A). Os Patamares apresentam rochas do complexo São José com litologia do tipo básica metamorfizada do Paleoproterozóico, de composição cálcico-alcalina (Arcanjo, 1993).

A unidade Tabuleiros Costeiros ocorre na área sul do município abaixo do paralelo -14° 50' (Figura 2). São sedimentos da Formação Barreiras que recobrem o embasamento cristalino ao longo do litoral e apresentam faixas de material argilo-arenosos ou arenosos (Amorim et al., 2010; Sanabria et al., 2015).

Os Tabuleiros Costeiros da região, estruturalmente não formam relevo totalmente aplainado, entretanto, seguem o modelado das camadas de rochas cristalinas subjacentes e se assemelham as formas de Mar de Morro (Figura 2 B). Esta característica deve-se também a evolução do modelado dos Tabuleiros em regiões de clima Tropical Úmido, os quais adquirem formato colinoso ao longo do tempo. No mapa, os Tabuleiros estão divididos em categorias de pouco dissecados e dissecados, se configuram morfologicamente como paleofalésias, que por sua vez são registros de alterações do nível do mar durante o Quaternário. O que se observa é a presença de uma Planície Costeira de dimensões variáveis na parte frontal dos Tabuleiros.

Na área Norte não há presença de Tabuleiros Costeiros, ocorre apenas manchas espaçadas de material da Formação Barreiras sobre a unidade geomorfológica Patamar

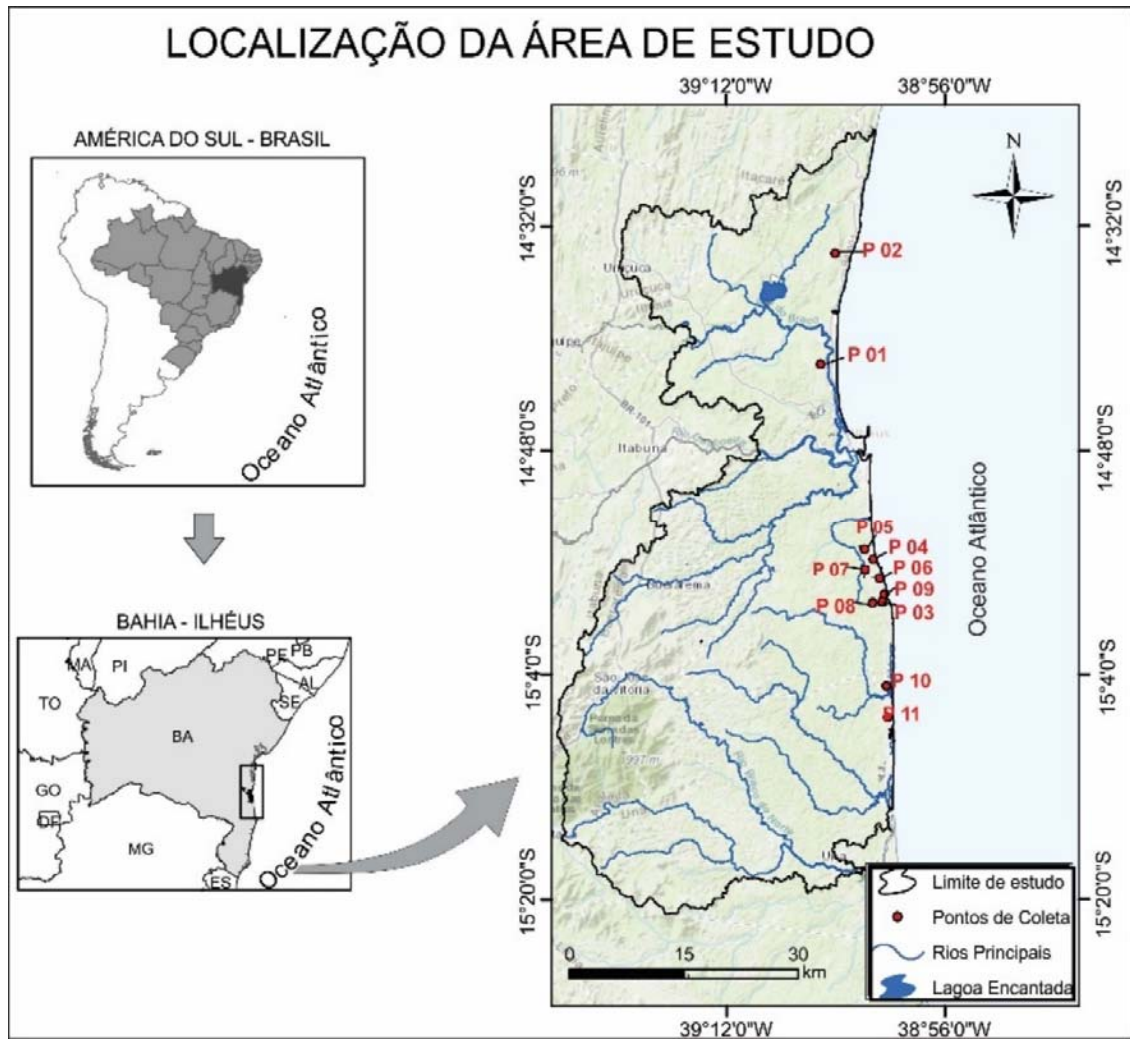
Colinoso. Os depósitos são interrompidos justamente na região de sedimentação mesozoica em bacia tipo rift (bacia sedimentar Almada) (Pereira, 2001).

A bacia sedimentar Almada consiste em uma área rebaixada e com presença de sedimentos de diversas idades e filiações. A bacia apresenta uma estrutura romboédrica com presença superficial de uma extensa lagoa (Lagoa Encantada) e a configuração da bacia se associa direta ou indiretamente a orógenos do paleoproterozóico e neoproterozóico, a zonas de cisalhamento neoproterozóicas e a rupturas do supercontinente no Mesozóico (Corrêa-Gomes et al., 2007).

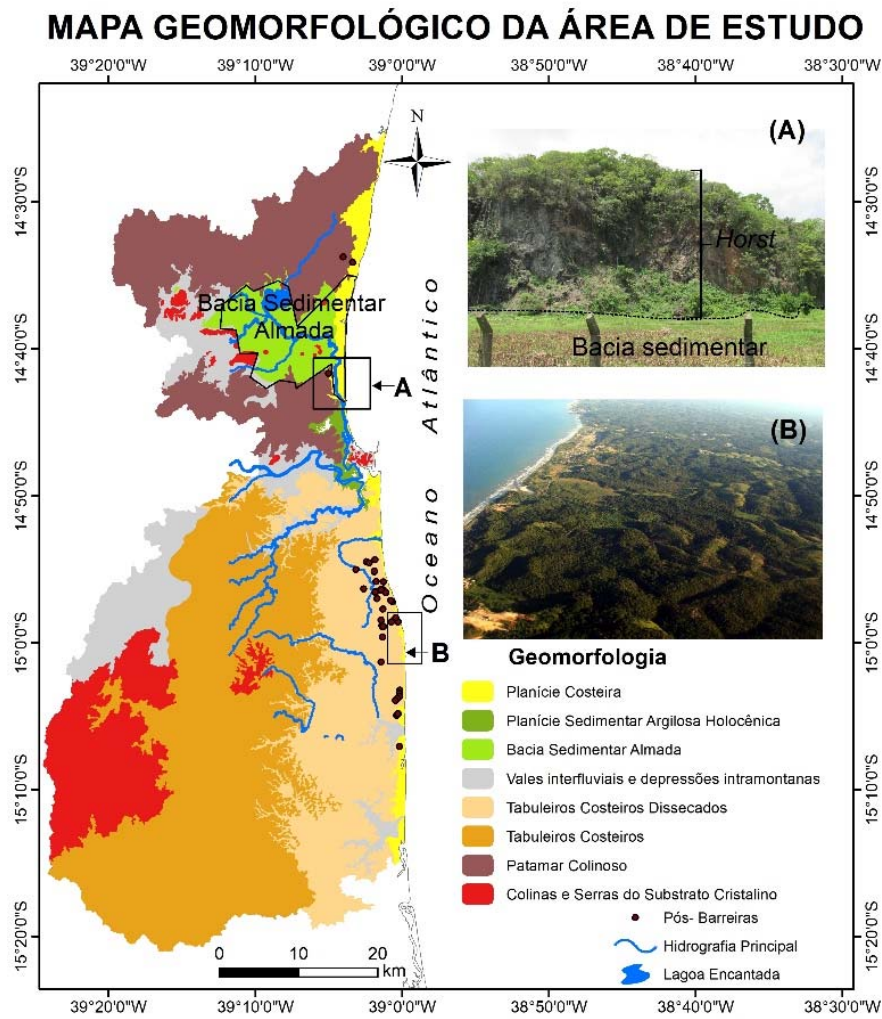
Os depósitos mais antigos da bacia são os sedimentos conglomeráticos da Formação Sergi (Cretáceo) e Urucutuca (Cretáceo Superior). Os depósitos mais recentes são sedimentos flúvio-marinhos do Pleistoceno e Holoceno e estão relacionados aos últimos eventos de transgressão marinha (Martin & Suguio, 1992; Martin; Suguio & Flexor, 1993).

Estudos de Pereira (2001), na região da bacia sedimentar do Almada, apresentam possíveis evidências de processos neotectônicos relacionados à reativação de antigas falhas presentes na bacia como: mudança de canais de drenagem; falhas presentes em horizontes espódicos e presença de sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras em áreas elevadas (140 m).

Outros domínios geomorfológicos são encontrados na área de estudo, como planície sedimentar argilosa do Holoceno, que são áreas de acumulação de sedimentos típicos de mangue; e vales fluviais rasos que são áreas de rochas cristalinas, formados nas áreas de rios com maior leito e área intramontana.



**Figura 1.** Mapa de Localização da área de estudo, com pontos de coleta dos sedimentos Pós-Barreiras.



**Figura 2.** Mapa de geomorfológico da área de estudo sobreposto a modelo digital de elevação e com indicação da localização da área de estudo. (A) - Escarpa da área da bacia sedimentar do Almada. (B) – configuração dos Tabuleiros Costeiros na região.

## 2. Material e métodos

### 2.1 Trabalho de campo e geoprocessamento

Foram realizados trabalhos de campo com objetivo de analisar/reconhecer a paisagem da região. Em campo, foram observadas as formas de relevo relacionadas aos sedimentos e realizado o registro fotográfico das áreas.

Nas áreas de ocorrência de sedimentos Pós-Barreiras foram demarcados pontos com uso de GPS (Global Positioning System), com total de 60 demarcações ao longo da área de estudo.

Em alguns destes locais foram coletadas amostras dos sedimentos para análise, totalizando 11 amostras, priorizando áreas abaixo 50 cm da superfície dos referidos locais, com intuito de evitar áreas com maior revolvimento superficial.

Em laboratório, utilizou-se Sistema de Informação Geográfica (SIG) para observar variáveis geomorfométricas relacionadas a ocorrência dos sedimentos. Foram utilizadas imagens do modelo digital de elevação SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução espacial de 1 arc segundos ( $\approx 30$  m), que foram adquiridas diretamente do endereço da USGS (Unites States Geological Survey). As imagens para área de estudo foram submetidas a tratamento para eliminação de valores nulos e aplicadas técnicas de preenchimento com base nos valores de vizinhança e posteriormente interpolada para 20 m, com uso da ferramenta Topo to Raster do software ArcGis 10.3<sup>®</sup>.

O método de interpolação topo to raster é baseado na aplicação do algoritmo estabelecido por Hutchinson (1989). No processo foram considerados pontos com cotas altimétricas obtidos da conversão do arquivo raster da SRTM para formato vetorial, curvas de nível de 30 m e drenagem com fluxo de direção corrigida (SEI, 2011). O procedimento visa correção e refinamento e gera um modelo digital de elevação hidrológicamente consistente (MDEHC) (Ribeiro et al., 2005; Cardoso et al., 2006).

A partir do MDEHC foram extraídos dados de hipsometria, declividade, face de exposição de vertente e curvatura. Posteriormente foi realizado o cruzamento com pontos georreferenciados da localização dos sedimentos Pós-Barreiras com os dados geomorfométricos a fim de obter as informações do relevo para cada área.

## **2.2 Tratamentos e análise de amostras**

Nas amostras, foi realizado o fracionamento granulométrico, na qual a argila e silte foram dispersadas utilizando 50 mL de NaOH  $0,1 \text{ mol L}^{-1}$  e 150 mL de água deionizada em 50 g de amostra, com descanso de 6 horas e agitação mecânica por 16 horas a 50 RPM (Agitador tipo Wagner MA160), tal procedimento baseou-se no método de dispersão de agregados de solos estabelecido por Ruiz (2005) e Mauri et al. (2011). Posteriormente a matéria orgânica residual foi removida com uso de solução  $\text{H}_2\text{O}_2$  a 10% aquecida a  $60^\circ \text{C}$ .

Foram feitas fotografias das amostras, obtidas com uso de microscópio ótico ZEISS, modelo AXIOLAB POL, selecionando para análise a fração areia média, contou-se ainda com

análise visual dos grãos comparando com a carta de Krumbein (1941) e análise morfológica a partir das imagens utilizando o software UTHSCSA Image Tool (Wilcox et al., 2002).

Além da análise visual, calculou-se os fatores de arredondamento para cada grão presente nas imagens. Essa medida depende da rugosidade da superfície externa do grão (perímetro) e que fornece o resultado entre 0 e 1, sendo que quanto maior o valor, mais arredondado é o grão (Tabela 1). O fator é dado pela fórmula:

$$Ard = (4\pi ar)/Pm^2$$

Em que: Ard – grau de arredondamento, ar – área do grão (corresponde ao número de pixels identificado na imagem) e Pm – Perímetro, que consiste no comprimento do limite exterior do grão.

**Tabela 1.** Fatores estatísticos de análise de arredondamento dos grãos (Powers, 1953).

Índice de arredondamento	Grau de arredondamento
Muito angular	0,14
Angular	0,21
Sub-angular	0,30
Sub-rolado	0,41
Rolado	0,59
Bem rolado	0,84

Foram realizadas análises mineralógicas por método de difração de Raios X. Para leituras das amostras foi utilizado o aparelho PANalytical X'Pert Pro com tubo de CoK $\alpha$ , operado entre os ângulos de varredura 4 e 50° 2 $\theta$ . Por se tratar de sedimentos com elevada quantidade de areia, as frações analisadas foram argila+silte de forma conjunta, e areia. Previamente foi realizado tratamento para remoção de matéria orgânica com solução de NaClO a 10 % em temperatura de 75 a 80° por 15 min. A fração areia foi extraída por peneiramento em malha de 0,025 mm e considerou-se as frações silte+argila o material que passou pela malha citada.

### 3. Resultados

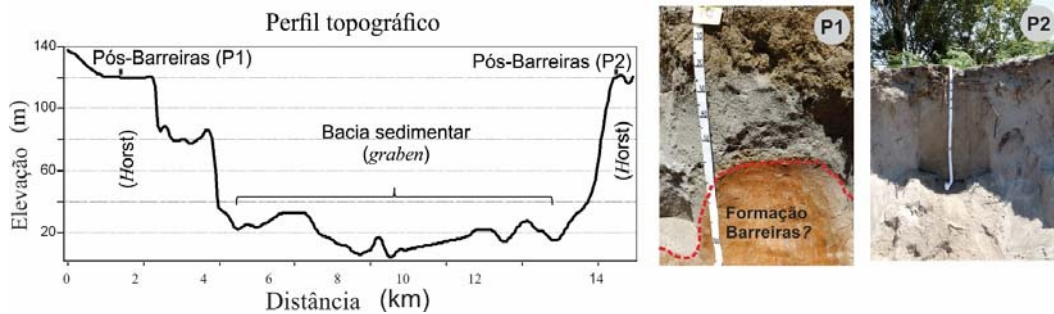
Os sedimentos Pós- Barreiras estão distribuídos ao longo do litoral de Ilhéus e Una, estão sobrepostos principalmente sobre a unidades Tabuleiros Costeiros (Tabuleiros dissecados) que se estende abaixo da Latitude  $-14^{\circ} 50'$  no sentido sul. Na porção norte, que se localiza posterior à área urbana, em latitudes inferiores a  $-14^{\circ} 50'$ , ocorre sobre a unidade Patamares Colinosos, onde há manchas espaçadas de sedimentos da Formação Barreiras, os quais não formam a geomorfologia Tabuleiros (Figura 2).

Em relação ao padrão de distribuição de sedimentos Pós-Barreiras por meio de um bloco diagrama (Figura 3 A), é possível observar que os sedimentos ocorrem ao máximo de 5 km distante da linha de costa. Os sedimentos Pós-Barreiras formam um grande pacote sedimentar e não apresentam grandes diversificações nos estratos, havendo apenas ocasionalmente indicação de estratificação cruzada no pacote (Figura 3 B).

Na área norte estão situados nos blocos elevados da unidade geomorfológica Patamares Colinosos (horst) e separados pela bacia sedimentar do Almada (Graben) (Figura 4). São os locais de ocorrência de Pós-Barreiras com maior altitude.



**Figura 3.** (A) - Bloco diagrama das formas de relevo das áreas de ocorrência dos sedimentos Pós-Barreiras no contexto dos Tabuleiros Costeiros, indicando a presença de paleofalésias e depósitos quaternário no sopé dos Tabuleiros. (B) – Depósito de sedimentos Pós-Barreiras em área elevada (55 m), com destaque para característica estratificada dos depósitos.



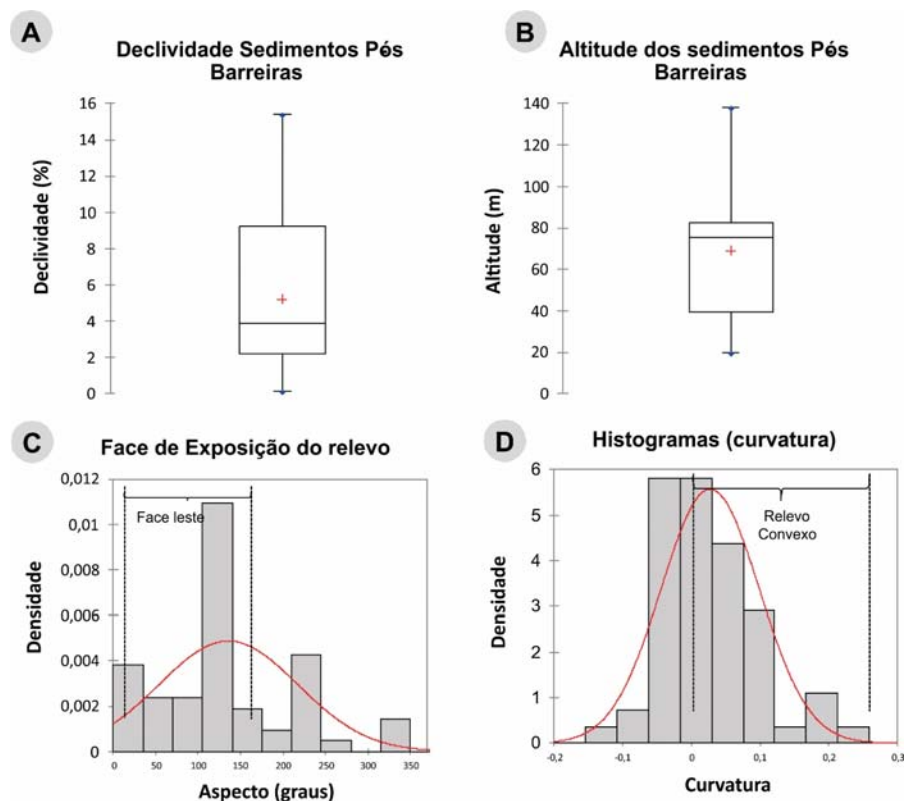
**Figura 4.** Perfil topográfico da localização dos sedimentos Pós-Barreiras na região de norte de Ilhéus entre a bacia sedimentar Almada (Figura da Esquerda). Figuras: P1- contato entre sedimentos Pós-Barreiras e camada discordante (Barreiras?) na área do relevo patamar colinoso. P2 – sedimentos Pós-Barreiras, padrão arenoso.

De maneira geral, os sedimentos Pós-Barreiras encontram-se atualmente na posição mais estável da paisagem dos Tabuleiros Costeiros e na porção superior dos Patamares Colinosos. As variáveis geomorfométricas representadas na Tabela 2 e no conjunto de gráficos da Figura 5, demonstram que as declividades dos pontos analisados tendem a se concentrar entre 2 a 10%, com média de declive de 5%. O primeiro quartil demonstra que 25% das declividades mais baixas registradas é de 2% enquanto que a declividade registrada no terceiro quartil é de 9,21%.

As altitudes das áreas de ocorrência dos sedimentos Pós-Barreiras variaram entre 19 a 138 m, sendo que a maioria dos pontos situam no intervalo de 39 a 82 m. A média altitudinal registrada para todos pontos foi 69 m. Os depósitos também estão relacionados as formas planas e convexas do relevo, que estão associadas aos topos superiores (linha cumeada) que são os locais de maior frequência dos sedimentos Pós-Barreiras. Quanto à face de exposição de vertente, observa-se que à média de face de exposição foi de 135°. Os valores da mediana e 3º quartil demonstram concentração na faixa de 123° e 163°, faixas estas que correspondem ou se aproximam da face de relevo direcionada para leste.

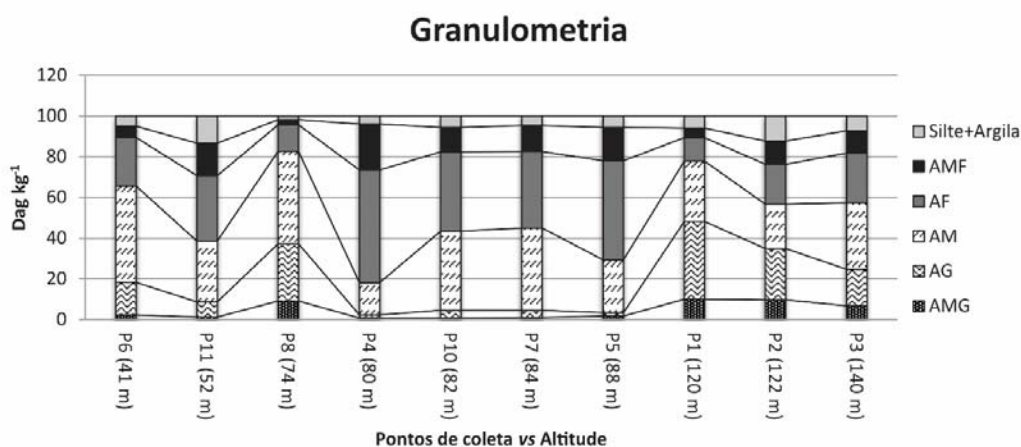
**Tabela 2.** Dados descritivos das variáveis geomorfométricas das áreas de localização dos sedimentos Pós-Barreiras.

Estadística	Declividade	Altitude	Aspecto	Curvatura
No. de observações	60,00	60,00	60,00	60,00
Mínimo	0,13	19,92	15,60	1,00
Máximo	15,42	138,12	347,07	2,00
Freq. do mínimo	1,00	1,00	3,00	19,00
Freq. do máximo	2,00	5,00	1,00	41,00
1° Quartil	2,21	39,53	94,99	1,00
Mediana	3,88	75,20	123,74	2,00
3° Quartil	9,21	82,31	163,32	2,00
Média	5,22	69,44	135,60	1,68
Variância (n-1)	17,10	1106,62	6686,48	0,22
Desvio-padrão (n-1)	4,14	33,27	81,77	0,47
Assimetria (Pearson)	0,85	0,58	0,72	-0,79



**Figura 5.** Conjunto de Box-plot de variáveis geomorfométricas das áreas de ocorrência de sedimentos Pós-Barreiras. A – Declividade, B- Altitude, C- Face de exposição do relevo (aspecto), D – Curvatura.

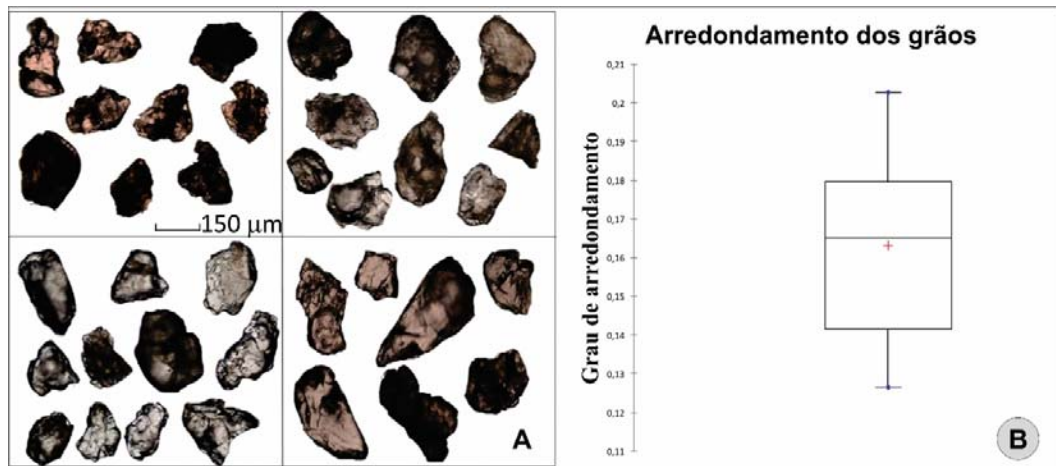
O fracionamento granulométrico demonstrou que os sedimentos Pós-Barreiras na região são essencialmente arenosos, com teor de areia que chega até 98 dag kg<sup>-1</sup>. A classificação média dos grãos é de areia média à areia fina e foi observada a presença de sedimentos grosseiros em pontos de coleta situados em altitude (P1 a P3) (Figura 6).



**Figura 6.** Distribuição granulométrica da fração areia para os pontos coletados e relação com altitude.

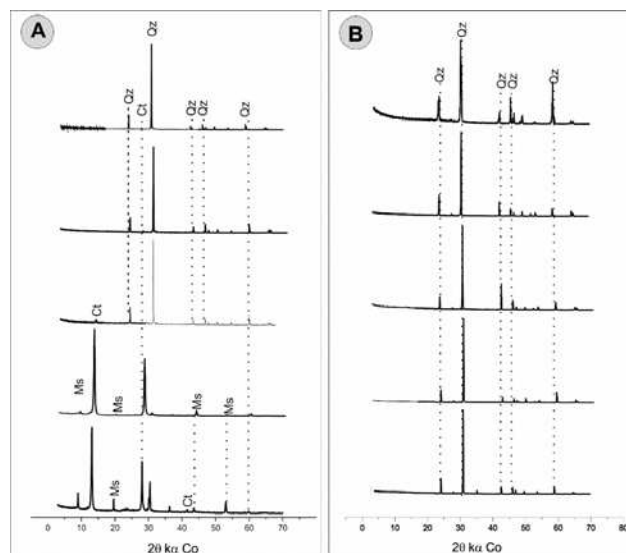
A morfologia dos grãos indicou baixo grau de arredondamento. A partir de imagens obtidas por microscópio óptico, os grãos foram classificados por meio da escala definida por Powers (1953), que estabelece classes de arredondamento dos grãos (Tabela 1). Comparativamente, as amostras analisadas se enquadraram na escala de arredondamento de angular e sub-angular (Figura 7).

Além da análise comparativa visual, foi observado o fator de arredondamento para cada grão presente na imagem. Observou-se que os fatores de arredondamento variaram de 0,136 a 0,196, sendo que média de todos os grãos foi de 0,163, assim com base na tabela de fatores de arredondamento definidos por Powers (1953), os grãos podem ser classificados como muito angulares e angulares.



**Figura 7.** (A) Conjunto de imagens obtidas por meio de microscópio ótico dos grãos de areia na fração areia média (Pontos: 1, 8, 9 e 10, no sentido esquerda para direita). (B) Box plot referente ao grau de arredondamento dos grãos de areia dos sedimentos Pós-Barreiras.

Quanto à mineralogia, observou-se que os sedimentos Pós-Barreiras, na fração areia apresentam predominância do mineral quartzo, enquanto que minerais facilmente intemperizáveis não foram identificados. Para a fração silte+argila foi verificada a presença também de quartzo, picos de caulinita e muscovita (Figura 8).



**Figura 8.** Difratogramas de raios X (radiação  $\text{CoK}\alpha$ ) da fração: (A) - Argila+Silte, (B) - Fração areia de sedimentos Pós-Barreiras.

## **4. Discussão**

### **4.1 Características e distribuição geográfica dos sedimentos Pós-Barreiras**

A partir de observações em campo dos sedimentos Pós-Barreiras na região, foi observado que os mesmos se apresentam como um grande pacote sedimentar, de característica arenosa da base até o topo e com pacotes que variam de profundidades desde 50 cm a extensos pacotes com até 7 m. Estudos de Tatum et al. (2008) também identificaram depósitos Pós-Barreiras com profundidades semelhantes na região Nordeste do Pará, além disso, estudos de Braun e Ramalho, (1980), na região de Ilhéus, já mencionavam que as areias sobre os Tabuleiros Costeiros na região têm sua origem relacionada a processos deposicionais, tendencialmente eólico.

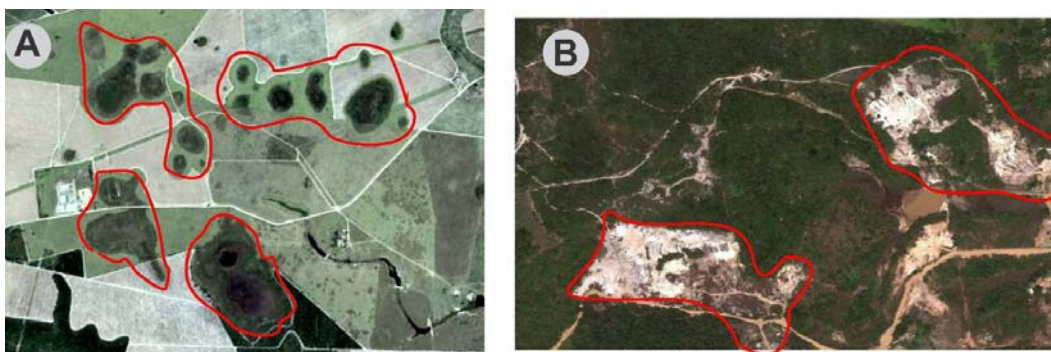
Ao considerar as áreas de depósitos da Formação Barreiras no contexto da Bahia, estudos já identificaram a presença de material arenoso na porção superior dos Tabuleiros; que apresentam características como: coloração branca a cinzenta, com fração de areia fina a muito grossa, com grânulos e seixos de quartzo subordinados e presença de sub-horizontes ricos em matéria orgânica. São áreas denominadas regionalmente como mussunungas que ocorrem em locais abaciados do relevo, cuja origem do material arenoso relaciona-se ao intemperismo da Formação Barreiras (Figura 9 A) (Moreau et al., 2006; Oliveira et al., 2010).

Embora haja algumas semelhanças entre o material arenoso das mussunungas e sedimentos Pós-Barreiras da região de Ilhéus (Figura 9 B), observa-se diferenças quanto ao padrão de ocorrência e característica ambientais (Tabela 3).

**Tabela 3.** Características das áreas de Mussunungas e sedimentos Pós-Barreiras

Mussunungas*	Pós-Barreiras
-Vegetação de baixo porte herbáceo e arbóreo.	-Vegetação de baixo porte herbáceo e arbóreo de baixo e médio porte.
-Ocorre no interior do continente. Em até 60 km após a linha de costa.	-Restrito a zona costeira ao máximo de <5 km.
- Áreas abaciadas do relevo.	-Áreas aplainadas relacionados a topo do relevo e linha cumeada.
-Formas arredondas ou alongadas.	-Não apresenta padrão de forma.
-Relacionado principalmente aos depósitos da Formação Barreiras.	-Áreas da Formação Barreiras e outras geologias.

\*Características apresentadas em estudos: (Sarcinelli, 2010; Saporetti-Junior et al., 2012; Brito, 2013).



**Figura 9.** Imagem de satélite Ikonos: (A) conjunto de áreas de mussunungas com formato arredondado localizados no município de Porto Seguro – BA. (B) - área de sedimentos Pós-Barreiras Ilhéus-BA.

As diferenças apresentadas entre as características das areias situadas no topo dos Tabuleiros na região de Ilhéus (Pós-Barreiras) e as areias resultante do intemperismo (mussunungas), reforçam o argumento que, os sedimentos Pós-Barreiras têm sua origem relacionada ao transporte. Embora haja possibilidade que o material fonte das areias seja também relacionado ao intemperismo da Formação Barreiras, entretanto, o processo de retrabalhamento evidenciado por presença de estratificação cruzada na porção basal dos Pós-Barreiras, fornece base para afirmar que estes não guardam mais relação com material subjacente e sua formação não foi *in situ*, além disso a discordância entre os pacotes pode ser por vezes abrupta de mais argiloso (Formação Barreiras) para areia (Pós-Barreiras).

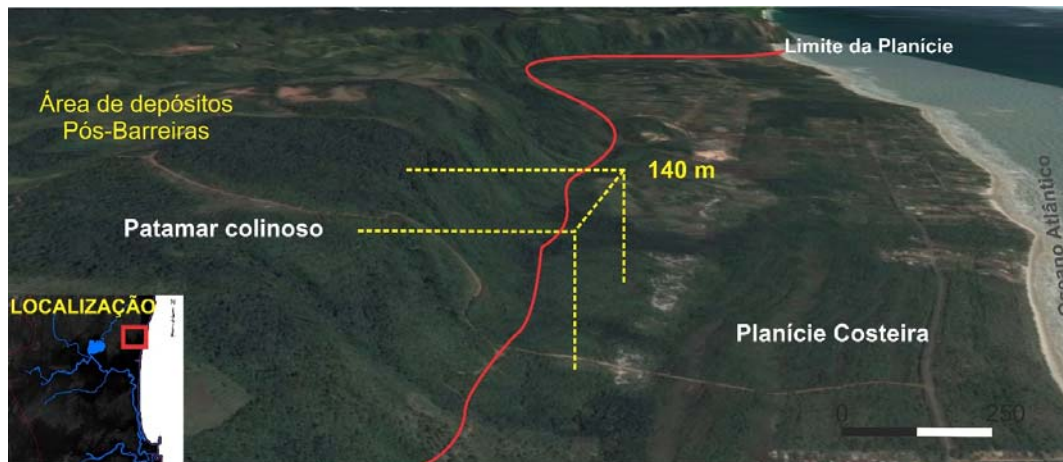
O fator primordial que controla a manutenção dos depósitos deve-se à configuração geomorfológica dos Tabuleiros, que favorece a estabilidade dos depósitos. Observa-se que as

declividades onde ocorrem os sedimentos Pós-Barreiras são baixas, com variação entre 2 a 10 %. Além disso, há um predomínio dos depósitos nas áreas de relevo planos-convexos. Estes fatores conjuntamente dificultam o carreamento dos depósitos por processos erosivos.

A respeito da configuração dos Tabuleiros Costeiros da região, verifica-se que os mesmos não apresentam contato direto com o mar, tratando-se de paleofalésias que foram esculpidas pelos sucessivos avanços marinhos ocorridos durante o Quaternário (Martin et al., 1993). As variações do nível do mar ao mesmo tempo que causavam a regressão das falésias, propiciaram também um acréscimo sedimentar na porção frontal dos Tabuleiros formando assim a planície costeira. Nesse sentido, há possibilidade que sedimentos arenosos depositados no sopé dos Tabuleiros contribuíssem também como material fonte para o Pós-Barreiras.

As áreas mais elevadas em que ocorrem sedimentos Pós-Barreiras estão na porção Norte, sobre a unidade geomorfológica Patamares Colinosos, que são também tendencialmente planos e os depósitos estão em cotas de 120 a 140 m. No entanto, há entre localização dos sedimentos e a linha de costa um desnível de 140 m de altitude, em uma distância de 500 m das áreas de depósitos, o que implica que processos eólicos teriam dificuldades para carrear as areias nessa cota, principalmente frações grosseiras, que seriam barradas pelo relevo frontal escarpado (Figura 10). Contudo, estudos em outras regiões identificaram sedimentos Pós-Barreiras localizados em altitude de 15 a 40 m (Rossetti, 2001; Rossetti et al., 2011b) e inclusive, os autores assumem que processos de soerguimento contribuíram para posicionamento dos sedimentos em cotas mais altas.

Ao considerar a região norte da área de estudo, resultados de Pereira (2001) apontam que houve processos neotectônicos, inclusive na região da Lagoa Encantada (Bacia sedimentar Almada) e os processos ocorridos relacionam-se a reativações de antigas falhas. Nesta região, os sedimentos Pós-Barreiras estão em cotas elevadas. nesse sentido, há possibilidade que os sedimentos Pós-Barreiras tenham sido depositados quando os patamares colinosos encontravam-se em cotas altimétricas mais baixas que a atual, porém já deveriam ter um elevado estágio de elevação, presumivelmente não existia de forma tão abrupta uma escarpa na porção litorânea, sendo o relevo mais suavizado em direção ao litoral.



**Figura 10.** Área de depósitos de sedimentos da Pós-Barreiras, demonstrando a presença de relevo escarpado (patamar colinoso) com desnível altimétrico em relação a planície costeira. Canto inferior esquerdo – Localização cartográfica da área (próximo a bacia sedimentar Almada). Fonte: Elaborado a partir do software google Earth pro.

Estudos de Gandini et al. (2014), na região de bacia sedimentar do Paraíba, realizados nas proximidades de uma bacia tipo rift, formada durante a separação dos continentes, identificaram presença de sedimentos Pós-Barreiras em altitude. Com base nas características dos sedimentos e identificação de icnofósseis, presumiram que os depósitos são de um ambiente marinho raso e estão agora expostos a uma altitude de até 40 m acima do nível do mar atual, reflexo de neotectônica ocorrida na área.

No contexto da área de estudo, deve-se considerar que a bacia sedimentar Almada tem sua origem também associada ao sistema de rifts implantado no Cretáceo inferior, quando teve início o processo de separação das placas Sulamericana e Africana (Netto & Sanches, 1991; Corrêa-Gomes et al., 2007; Franco et al., 2012) e conforme argumenta Pereira (2001), falhas permaneceram ativas durante o Quaternário.

Embora estudos de neotectônica na região não sejam conclusivos, verifica-se que na região da bacia sedimentar do Almada ocorre uma interrupção dos depósitos da Formação Barreiras; justamente na área da bacia sedimentar Almada, onde os depósitos se apresentam como ilhas e camadas pouco espessas, fato que se verifica ao longo de outras bacias mesozoicas situadas ao longo da costa da Bahia que tiveram atividades neotectônicas (Ghignone, 1979; Saadi, 1993). Nesse sentido, admite-se que a deposição dos sedimentos Terciários ocorreu quando o relevo circundante a bacia encontrava-se em cotas mais baixas que as atuais. A cota

mais baixa e/ou configuração pretérita do relevo também são fatores que facilitaram a deposição dos Pós-Barreiras.

#### **4.2 Morfologia e mineralogia dos sedimentos Pós-Barreiras**

Os sedimentos Pós-Barreiras na região apresentam areias de coloração brancas e amareladas. Estudos de Cohen et al. (2008), na região norte do Estado do Amazonas, identificaram ambientes estratificados com coloração vermelho claro, granulação de areias grossas e com presença de argilitos. Na região de Ilhéus, os resultados da análise de fracionamento granulométrico dos sedimentos Pós-Barreiras demonstraram a predominância majoritária da fração areia.

Os sedimentos Pós-Barreiras de Ilhéus apresentaram frações de areia grossa e areia muito grossa, em alguns pontos. A princípio esperava-se que sedimentos mais grossos estivessem relacionados com altitudes mais baixas. Porém, foi verificado que em locais de maior altitude, frações areia grossa e muito grossa estavam presentes em quantidades significativas (pontos – P1, P2, P3, P8 – Figura 6). Essas frações de areia, não são facilmente mobilizadas pelo vento, alia-se ao fato que altitude do local implicaria uma barreira física para sedimentação eólica e ou marinha, o que se torna um indicativo que área estava em cota mais baixa ou o relevo pretérito facilitava o transporte das areias.

As características morfológicas dos sedimentos podem também fornecer indicativos quanto a origem dos mesmos (Camargo, 2006; Ochoa et al., 2013; Souza Filho & El-Robrini, 2013). Os grãos dos sedimentos Pós-Barreiras de maneira geral apresentaram baixo grau de arredondamento. Tal característica pode indicar dois aspectos: O primeiro é que sedimentos foram transportados em meio aquoso mantém a característica angulosa dos grãos; ou no segundo caso por processos eólicos, sendo que a manutenção da angulosidade deve-se a pouca distância de transporte da área fonte (litoral), uma vez que os grãos que são transportados por processos eólicos são mais arredondados devido à baixa viscosidade do ar, o que implica em choque entre os grãos com maior força (Press et al., 2006).

Embora se saiba que processos eólicos são bastante dinâmicos e capazes de transportar grandes quantidades de materiais (Suguio, 1973; Silva, 2002; Bagnold, 2012), características como a localização atual dos sedimentos, com altitudes de até 140 m, inclusive em áreas de relevo escarpado; granulometria, na qual se observa presença de areia grossa e muito grossa em altitude e morfologia dos grãos, são características que não sustentam o argumento de origem

dos sedimentos Pós-Barreiras, somente por processos eólicos, devendo haver contribuição marinha, que deve ter fornecido material arenoso para áreas mais interioranas, sendo que tal fato só é possível mediante uma configuração do relevo que favoreça tal influência, ou seja, uma declividade mais suavizada em direção ao litoral.

As características mineralógicas demonstraram que os sedimentos são muito intemperizados, uma vez que os processos de perda e dissolução de minerais em grande parte já ocorreram durante transporte e deposição dos sedimentos. A presença de quartzo foi identificada na fração areia e na fração silte+argila. Segundo estudos de Gustafsson et al. (1999) e Carvalho et al. (2013) o quartzo na fração argila é comum em solos e sedimentos Terciários e Quaternários, sendo restrita à fração argila grossa (0,2 a 2  $\mu\text{m}$ ).

Foram também identificados picos de caulinita, este possivelmente relacionado ao intemperismo de minerais de feldspato, ou ainda devido à proximidade com sedimentos da Formação Barreiras, que podem ser fonte de aluminossilicatos via processos eólicos ou erosivos advindos de áreas mais elevadas. De maneira geral, os resultados indicaram que as assembleias mineralógicas dos sedimentos nas frações analisadas são bastante similares.

## 5. Conclusões

Os sedimentos Pós-Barreiras estão localizados em áreas estáveis da paisagem, em locais elevados. Os depósitos predominam em declividade suave com tendência de formas de relevo planos e convexos. As áreas dos depósitos apresentam as faces do relevo voltadas para leste. Observou-se que a conjunção destes fatores contribui diretamente para manutenção das areias frente a processos erosivos.

Os dados de morfologia dos sedimentos demonstraram características de angulosidades nos grãos analisados. Tais características sustentam *a priori* que os sedimentos possam ter sido transportados em ambiente aquoso. Além disso, como os depósitos Pós-Barreiras representa a última fase de deposição, e não há nas adjacências, no contexto regional, áreas elevadas que sejam capazes de fornecer sedimentos para uma nova sucessão sedimentar. Desta maneira exclui-se a possibilidade de sedimentos advindos do interior do continente, os quais poderiam ter grãos com morfologia angulosa devido a curta distância percorrida, os quais são denominados como sedimentos imaturos de encosta.

Assume-se que a deposição dos sedimentos foi principalmente por processos eólicos. Uma vez que admitindo que os sedimentos são advindos do litoral, pode-se inferir que percorreram curta distância ( $\leq 5\text{km}$ ) e este fator não influenciou diretamente na morfologia. A mineralogia dos sedimentos foi majoritariamente quartzosa, típica de sedimentos já intemperizados.

A posição altitudinal dos sedimentos não se associa a nenhum evento de variação do mar conhecida em estudos anteriores. No entanto, independente do processo de sedimentação (eólico ou marinho), sugere-se que a região de depósito tenha sido influenciada por processos neotectônicos e durante a deposição as áreas se encontravam em cotas altimétricas mais baixas, pois a cota atual dos sedimentos Pós-Barreiras se configura impedimento para deposição em ambos processos, principalmente marinho.

## 6. Referências

- Amorim, R. R., Moreau, A. M. S. S., Moreau, M. S., Fontes, E. O., Da Costa, L. M., 2010. Estratificação De Ambientes Como Ferramenta No Estudo Das Unidades De Paisagem: O Cenário Do Município De Ilhéus-Bahia. *Revista Caminhos de Geografia*, 11, 140-157.
- Arai, M., 2006. A Grande Elevação Eustática Do Mioceno E Sua Influência Na Origem Do Grupo Barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 1-6. 10.5327/S1519-874X2006000300002
- Arcanjo, J., 1993. Folha De Itabuna Sd. 24. Yb Vi, Estado Da Bahia, Escala 1: 100.000. DNPM/CPRM, inédito.
- Bagnold, R. A., 2012. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. New York: Courier Corporation.
- Bigarella, J. J., 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47, 365-393. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652001000300010>
- Bigarella, J. J., Andrade, G. O., 1964. Considerações Sobre a Estratigrafia Dos Sedimentos Cenozóicos Em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, 2, 2-14.
- Branner, J. C., 1902. Geology of the Northeast Coast of Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 13(1), 41-98.
- Brito, C. R., 2013. Mapeamento De Muçunungas No Sul Da Bahia E Norte Do Espírito Santo Utilizando Técnicas De Sensoriamento Remoto (Mestrado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.
- Camargo, M. D., 2006. Sysgran: Um Sistema De Código Aberto Para Análises Granulométricas Do Sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(2), 371-378.
- Cardoso, C. A., Dias, H. C. T., Soares, C. P. B., Martins, S. V., 2006. Caracterização Morfométrica Da Bacia Hidrográfica Do Rio Debossan, Nova Friburgo, Rj. *Revista Árvore*, 30, 241-248.

- Carvalho, V. S., Ribeiro, M. R., Souza, V. S., 2013. Caracterização De Espodosolos Dos Estados Da Paraíba E Do Pernambuco. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 37, 1454-1463. 10.1590/S0100-06832013000600003
- Cohen, M. C. L., Lara, R. J., Smith, C. B., Angélica, R. S., Dias, B. S., Pequeno, T., 2008. Wetland Dynamics of Marajó Island, Northern Brazil, During the Last 1000 Years. *CATENA*, 76(1), 70-77. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2008.09.009>
- Corrêa-Gomes, L. C., Dominguez, J. M. L., Barbosa, J. S. F., Da Silva, I. C., Pinto, M. V., 2007. Relações Entre Orógenos, Zonas De Cisalhamento, Quebra Continental E Deformações 3d. A História Tectônica Da Bacia Sedimentar De Almada, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 35(4), 105-115.
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos River Bar (Texas); a Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26.
- Franco, G. B., Souza, C. M. P., Betim, L. S., Marques, E. a. G., Gomes, R. L., Chagas, C. S., 2012. Diagnóstico Ambiental Da Bacia Hidrográfica Do Rio Almada (Ba) *GEOGRAFIA* 20(3), 71-94.
- Friedman, G. M., 1961. Distinction between Dune, Beach, and River Sands from Their Textural Characteristics. *Journal of Sedimentary Research*, 31(4), 514.
- Gandini, R., Rossetti, D. D. F., Netto, R. G., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., 2014. Neotectonic Evolution of the Brazilian Northeastern Continental Margin Based on Sedimentary Facies and Ichnology. *Quaternary Research*, 82(2), 462-472. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.07.003>
- Ghignone, J., 1979. *Geologia Dos Sedimentos Fanerozóicos Do Estado Da Bahia. Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos*, 1.
- Gustafsson, J. P., Bhattacharya, P., Karlton, E., 1999. Mineralogy of Poorly Crystalline Aluminium Phases in the B Horizon of Podzols in Southern Sweden. *Applied Geochemistry*, 14(6), 707-718. 10.1016/S0883-2927(99)00002-5
- Hutchinson, M., 1989. A New Procedure for Gridding Elevation and Stream Line Data with Automatic Removal of Spurious Pits. *Journal of Hydrology*, 106(3-4), 211-232.
- Krumbein, W. C., 1941. Measurement and Geological Significance of Shape and Roundness of Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Research*, 11(2), 64-72.
- Mabessone, J., Silva, A., Beurlen, K., 1972. Estratigrafia E Origem Do Grupo Barreiras Em Pernambuco, Paraíba E Rio Grande Do Norte. *Brazilian Journal of Geology*, 2(3), 173-188.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J., 1993. As Flutuações De Nível Do Mar Durante O Quaternário Superior E a Evolução Geológica De "Deltas" Brasileiros. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*(15), 01-186.
- Mauri, J., Ruiz, H. A., Fernandes, R. B. A., Ker, J. C., Rezende, L. R. M., 2011. Dispersantes Químicos Na Análise Granulométrica De Latossolos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35, 1277-1284. 10.1590/S0100-06832011000400021
- Moreau, A. M. S. D. S., Ker, J. C., Costa, L. M. D., Gomes, F. H., 2006. Caracterização De Solos De Duas Toposseqüências Em Tabuleiros Costeiros Do Sul Da Bahia. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 30, 1007-1019. 10.1590/S0100-06832006000600010
- Netto, A. S., Sanches, C. P., 1991. Roteiro Geológico Da Bacia De Almada, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), 186-198.
- Ochoa, F. L., Góes, A. M., Rossetti, D. D. F., Sawakuchi, A. O., Cassini, L. V., Coutinho, J. M. V., 2013. Discriminação Dos Depósitos Cenozoicos Da Parte Emersa Da Bacia Paraíba (Ne, Brasil) Por Meio De Minerais Pesados E Granulometria. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 555-570.

- Oliveira, A. P. D., Ker, J. C., Silva, I. R. D., Fontes, M. P. F., Oliveira, A. P. D., Neves, A. T. G., 2010. Spodosols Pedogenesis under Barreiras Formation and Sandbank Environments in the South of Bahia. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34, 847-860. [10.1590/S0100-06832010000300026](https://doi.org/10.1590/S0100-06832010000300026)
- Pereira, A. D. C., 2001. Lagoa Encantada Testemunho De Uma Baía Quaternária Ilhéus – Bahia Brasil (Doutorado), Universidade do Minho, Braga-Portugal, 166 p.
- Powers, M. C., 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2), 117-119.
- Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., Jordan, T., 2006. Ventos E Desertos. In: P.F. Para Entender a Terra. Trad. R. Menegat, Lad Fernandes, Cc Porcher (Ed.)Porto Alegre: Bookman., 367-385.
- Ribeiro, C. a. a. S., Soares, V. P., Oliveira, A. M. S., Gleriani, J. M., 2005. O Desafio Da Delimitação De Áreas De Preservação Permanente. *Revista Árvore*, 29, 203-212.
- Rossetti, D. F., 2001. Late Cenozoic Sedimentary Evolution in Northeastern Pará, Brazil, within the Context of Sea Level Changes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1), 77-89. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00008-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00008-6)
- Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Dominguez, J. M. L., 2013. Late Oligocene–Miocene Transgressions Along the Equatorial and Eastern Margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, 123(0), 87-112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005>
- Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., Neves, B. B. B., 2011a. Sediment Deformation in Miocene and Post-Miocene Strata, Northeastern Brazil: Evidence for Paleoseismicity in a Passive Margin. *Sedimentary Geology*, 235(3–4), 172-187. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.005>
- Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., Valeriano, M. M., Andrades-Filho, C. O., Mittani, J. C. R., Tatum, S. H., Brito-Neves, B. B., 2011b. Late Quaternary Sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, Sea Level and Tectonics in Eastern South America Passive Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300(1–4), 191-204. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.026>
- Rossetti, D. F., Góes, A. M., Souza, L. S. B., 2001. Estratigrafia Da Sucessão Sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) Com Base Em Radar De Penetração No Solo. *Revista Brasileira de Geofísica*, 19, 113-130. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2001000200001>
- Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W., Góes, A. M., 1989. Estudo Paleoambiental E Estratigráfico Dos Sedimentos Barreiras E Pós-Barreiras Na Região Bragantina, Nordeste Do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi . Série ciências da terra*, 25 -74.
- Ruiz, H. A., 2005. Incremento Da Exatidão Da Análise Granulométrica Do Solo Por Meio Da Coleta Da Suspensão (Silte+ Argila). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29, 297-300. [10.1590/S0100-06832005000200015](https://doi.org/10.1590/S0100-06832005000200015)
- Saadi, A., 1993. Neotectônica Da Plataforma Brasileira: Esboço E Interpretação Preliminares. *Revista Geonomos*, 1(1 e 2), 1-15. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v1i1e2.233>
- Sanabria, L. L. O., Pereira, E., Antonioli, L., 2015. Revisão Estratigráfica Dos Depósitos Miocênicos Aflorantes Na Região Do Alto De Olivença, Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA*, 18, 3. <http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2015.3.11>
- Saporetti-Junior, A. W., Schaefer, C. E. G. R., De Souza, A. L., Soares, M. P., Araújo, D. S. D., Meira-Neto, J. a. A., 2012. Influence of Soil Physical Properties on Plants of the Mussununga Ecosystem, Brazil. *Folia Geobotanica*, 47(1), 29-39.

- Sarcinelli, T. S., 2010. Muçunungas: Enclaves De Vegetação Arenícola Na Floresta Atlântica De Tabuleiro (Doutorado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 186 p.
- Sei, 2011. Superintendência De Estudos Econômicos E Sociais Da Bahia. Mapa Digital Do Estado Da Bahia. Salvador-Bahia.
- Silva, E. a. D. J., 2002. As Dunas Eólicas De Natal/Rn: Datação E Evolução (Dissertação ), Universidade Federal do Rio Grande do Norte,, Natal, 127
- Souza, C. M. P., 2014. Análise Dos Parâmetros Sedimentológicos E Caracterização De Solos Desenvolvidos De Sedimentos Pós-Barreiras, Ilhéus-Ba. (Mestrado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa - Minas Gerais, 39 p.
- Souza Filho, P. W. M., El-Robrini, M., 2013. Morfologia, Processos De Sedimentação E Litofácies Dos Ambientes Morfo-Sedimentares Da Planície Costeira Bragantina, Nordeste Do Pará, Brasil. Revista Geonomos, 4(2), 1-16.
- Suguio, K., 1973. Introdução À Sedimentologia São Paulo: Blucher/EDUSP.
- Tatumi, S. H., Silva, L. P. D., Pires, E. L., Rossetti, D. F., Góes, A. M., Munita, C. S., 2008. Datação De Sedimentos Pós-Barreiras No Norte Do Brasil: Implicações Paleogeográficas. Revista Brasileira de Geociencias, 38(3), 514-524.
- Wilcox, C., Dove, S., Mcdavid, W., Greer, D., 2002. Uthscsa Image Tool. San Antonio, TX: The University of Texas Health Science Center.

## CAPÍTULO II

# ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS PARA DETECÇÃO DE ATIVIDADE NEOTECTÔNICA NO SUL DA BAHIA – BRASIL

### Resumo

A análise da configuração da rede de drenagem é uma ferramenta importante para identificar processos neotectônicos e o uso de índices geomorfológicos são eficientes para identificação da neotectônica. Foi considerado para análise, uma área localizada em margem continental passiva na costa sul do Estado da Bahia - Brasil, entre os municípios de Ilhéus e Una. Foram utilizados quatro índices geomorfológicos: Fator de Assimetria de Bacia (FAB), Normalized channel steepness (Ksn), sinuosidade de frente de montanha (SFM), stream length-gradient (SL), o qual foi aplicado para extensão total da drenagem (SLt) de 30 sub-bacias, das quais cinco foram selecionadas para análise por segmento (SLs) e suas relações (SLs/SLt), além disso, foi elaborado perfis longitudinais do rio principal das sub-bacias selecionadas. Os dados geomorfométricos foram extraídos de imagem de radar. Os dados de SLt foram transformados em informações pontuais e espacializado por krigagem. Trabalhos de campo foram conduzidos para identificar evidências neotectônicas. Os resultados de FAB indicaram assimetria em 23 sub-bacias, as quais, em maioria, são basculadas em sentidos tendencialmente N-S. O índice SFM que considerou 76 frentes do relevo, demonstrou que 69 apresentaram índices  $\leq 2,95$ , muitas dessas áreas estão associadas a falhas. O índice SL total e Ksn indicaram zonas anômalas em contexto regional e os valores foram decrescentes para: região serrana (Complexo Serra das Lontras), bacia sedimentar Almada e área de sedimentos da Formação Barreiras. A relação SLs/SLt, apontou anomalias de 2ª ordem para trechos da drenagem em todas as cinco sub-bacias selecionadas e o perfil longitudinal destas apresentaram anomalias (trechos em ascensão e em subsidência). A configuração da drenagem apresentou trechos retilíneos, apontando para um controle estrutural, além de inflexões com até 90° em alguns canais. Estruturas rúpteis e dúcteis, na Formação Barreiras, confirmam a ação de tectonismo durante e posterior ao Neógeno. Os resultados alcançados indicam que as sub-bacias analisadas foram submetidas a eventos neotectônicos fato melhor constatado nas áreas de falhas, as quais foram reativadas.

**Palavras-Chave** – declividade vs extensão; fator de assimetria; perfis longitudinais; sistema de informação geográfica, Formação Barreiras.

### 1. Introdução

A análise da rede de drenagem pode fornecer informações acerca da evolução geomórfica da paisagem, uma vez que os rios podem alterar a própria configuração devido a movimentos crustais do relevo e/ou se comportar como agente ativo, contribuindo para a evolução da paisagem. Nesse contexto, vários estudos têm se baseado na análise da configuração de drenagem e aplicação de dados morfométricos em contexto de sub-bacias, com

o intuito de observar indicativos de atividades neotectônicas (Hack, 1973; Burnett & Schumm, 1983; Cox, 1994; Font et al., 2010; Joshi et al., 2013; Terrizzano et al., 2014).

As análises da drenagem com foco na neotectônica se baseiam na aplicação de índices geomorfológicos, que consideram a morfometria da drenagem frente ao relevo; dentre os quais se destaca o Fator de Assimetria da Bacia (FAB), que identifica alterações na inclinação da bacia perpendicular à direção do canal principal (Hare & Gardner, 1985; Cox, 1994) e o fator SL (stream length-gradient) (Hack, 1973), o qual é sensível a mudanças abruptas de declive ao longo do canal. Estes métodos foram testados e validados em diversos contextos geológicos e geomorfológicos (Burnett & Schumm, 1983; Seeber & Gornitz, 1983; Monteiro et al., 2010). Além disso, análises desse cunho têm apresentado êxito quando associadas a um Sistema de Informações Geográficas (SIG) (Grohmann et al., 2007; El Hamdouni et al., 2008; Pérez-Peña et al., 2009; Font et al., 2010).

No Brasil, diversos autores já utilizaram índices geomorfológicos com base na configuração da drenagem para identificação da neotectônica (Rodríguez, 1993; Etchebehere et al., 2004; Salamuni et al., 2008; Santos et al., 2011). Porém, poucos foram aplicados em áreas litorâneas, com destaque para Monteiro et al. (2010) e Barbosa & Furrier (2012). Nesse sentido, embora o Nordeste brasileiro esteja situado em uma margem passiva da placa Sul-americana, há evidências de processos neotectônicos, como reativações de falhas, formação de rift, basculamento de sedimentos da Formação Barreiras e criação de espaço para estabelecimento de planícies costeiras associadas a embocaduras de rios (Martin et al., 1986; Saadi, 1993; Suguio & Martin, 1996; Nunes et al., 2011; Bezerra et al., 2014; Lima et al., 2014).

Em relação aos sedimentos da Formação Barreiras (Neógeno), que se estende por grande parte do litoral brasileiro (Bigarella, 1975), existem alguns registros de processos neotectônicos e determinadas evidências são apresentadas em estudos (Tricart & Silva, 1968; Suguio & Martin, 1996; Bezerra, 1998; Bezerra, 2000; Vilas Boas et al., 2001; Rossetti & Góes, 2009; Nunes et al., 2011). Além disso, em alguns locais acima da Formação Barreiras, aparecem depósitos de sedimentos datados do Pleistoceno tardio, que são denominados genericamente como Pós-Barreiras e sua origem pode estar relacionada a processos eólicos e/ou marinhos e sua posição altitudinal pode guardar relação com atividade neotectônica (Tatumi et al., 2008; Rossetti et al., 2012; Gandini et al., 2014; Souza et al., 2016). Assim, o objetivo deste estudo é identificar evidências de processos neotectônicos, com base na aplicação de índices

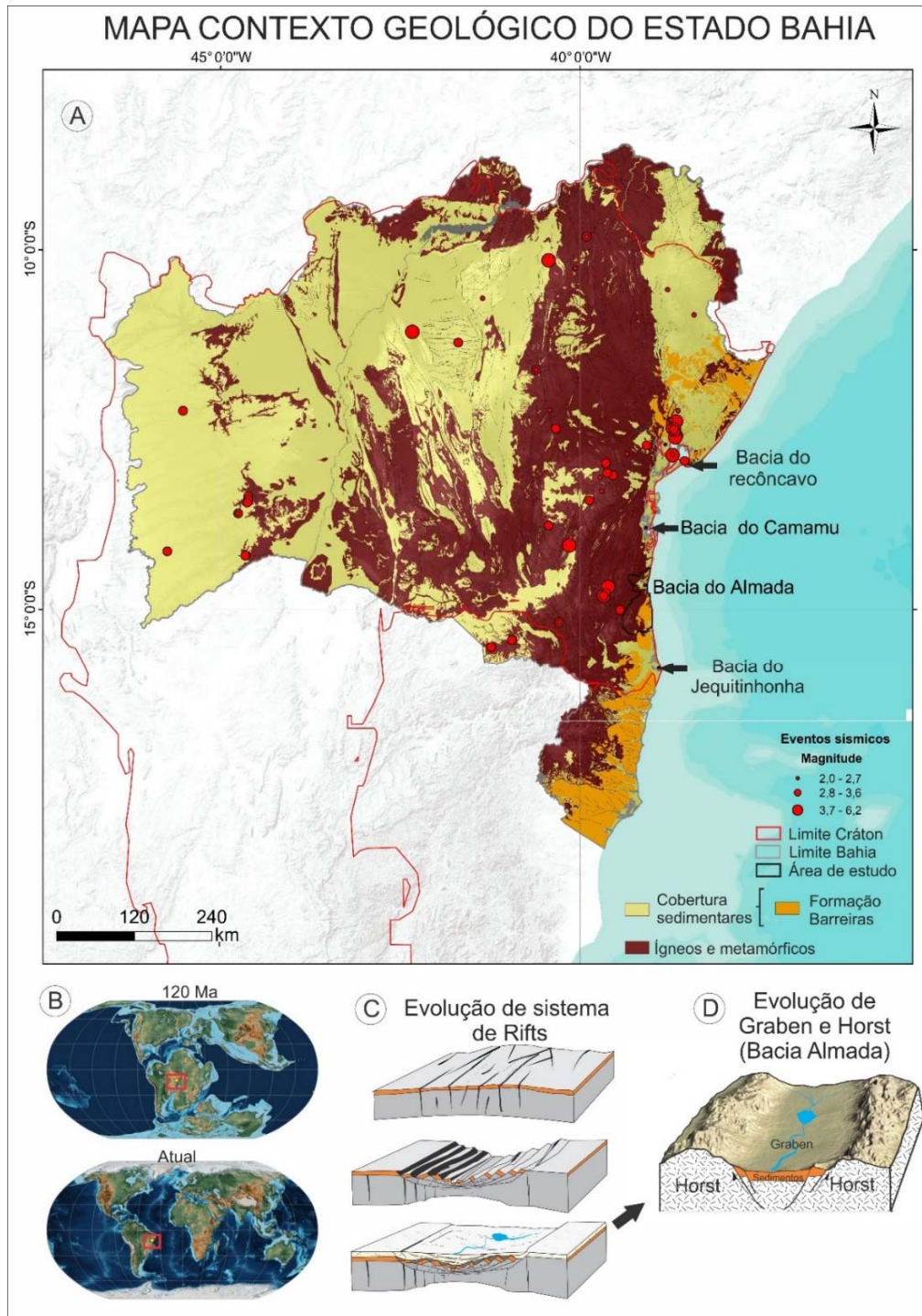
geomorfológicos e análise de padrões de drenagem, em margem passiva no litoral Sul do Estado da Bahia, Brasil.

## **2. Aspectos geológicos, geomorfológicos e tectônico**

A área de estudo está inserida na unidade geotectônica de idade Proterozoica denominada Cráton São Francisco, que ocorre na região centro leste brasileira entre os Estados de Minas Gerais e Bahia, se configurando como a mais bem exposta unidade tectônica do embasamento da plataforma sul-americana (Almeida, 1977) (Figura 1 A).

O Cráton do São Francisco é delimitado principalmente por cinturões dobrados durante a orogênese Brasileira (650–550 Ma). No Mesoproterozóico este embasamento metamórfico foi truncado por um rift abortado, orientado N-S. No fim do Proterozóico, colisões nas margens do Cráton formaram os cinturões dobrados (Teixeira & Figueiredo, 1991; Uhlein et al., 1998; Barbosa & Sabaté, 2002). Durante a separação Brasil-África, que ocorreu no Cretáceo (Figura 1 B), foram originados vários sistemas de falhas intracontinentais ao longo da região costeira da Bahia, se configurando como rifts abortados (Recôncavo, Camamu, Almada e Jequitinhonha) e em muitas dessas regiões ocorreram eventos sísmicos de 2 a 6,2 pontos na escala Richters na década de 70 e 90 (Richte, 1935).

Os rifts formados foram influenciados por depósitos sedimentares posteriores, a exemplo da sedimentação que ocorreu durante o Cenozóico, que formou uma extensa cobertura plataformal, formando, principalmente ao longo de grande parte da faixa costeira do Brasil, os depósitos siliclásticos da Formação Barreiras. No contexto do território da Bahia, entretanto, a continuidade da Formação Barreiras é interrompida justamente nas áreas de rifts (Figura 1 C), onde processos erosivos e influências dos sucessivos avanços marinhos do Quaternário propiciaram a erosão destes sedimentos. Além disso, alguns dos sistemas de rift (Almada e Recôncavo) foram influenciados por reativações de falhas formando horst e graben (Figura 1 D), Nestes setores, a Formação Barreiras apresenta-se sob forma de pequenas “ilhas” situadas em zonas elevadas, a exemplo, do que ocorre na cidade de Salvador (Pereira, 2001).



**Figura 1.** (A) Mapa geológico simplificado do Estado da Bahia com delimitação da Unidade geotectônica Cráton do São Francisco e indicação das bacias sedimentares costeiras. (B) posicionamento da área de estudo no período Cretáceo e atual. (C) Sistema de evolução de rifts das bacias sedimentares (ex. Bacia do Almada). (D) Formação de Graben e horst a partir de área de rift abortado (pós-rift) (ex. Bacia do Almada).

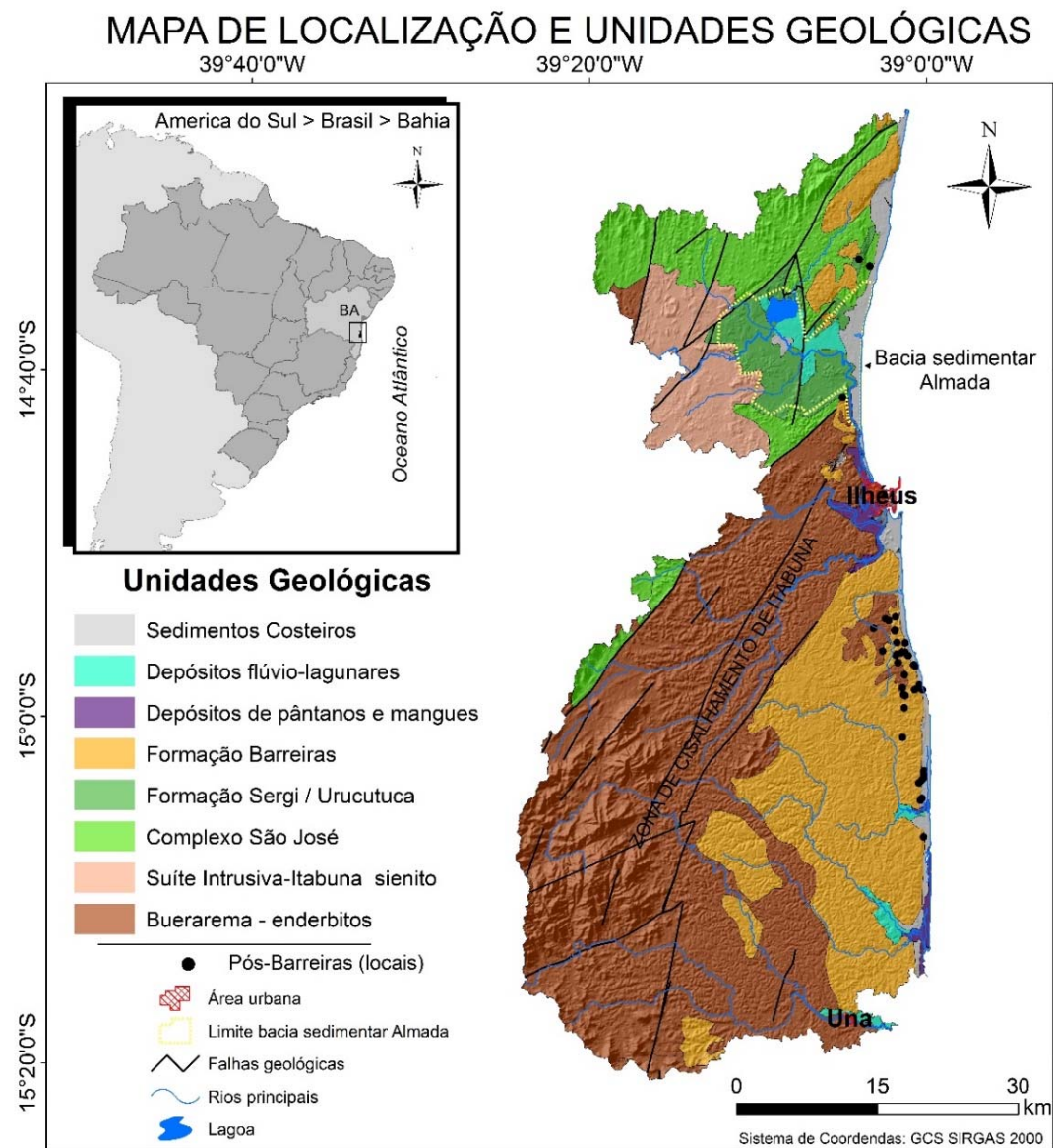
Em análise detalhada no contexto da área de estudo, a região apresenta as diversas unidades geológicas (**Figura 2**). As rochas do complexo Buerarema - enderbitos, que são rochas maciças e antigas do Proterozoico, em que predominam os complexos granito-gnaiss-migmatítico e granulitos. Esta Unidade está localizada principalmente na porção Oeste da área de estudo e foi modelada em pelo menos duas fases regionais mais importantes atribuídas ao Ciclo Geotectônico Transamazônico. (i) A primeira fase relaciona-se aos cisalhamentos de moderado ângulo para E que impuseram movimentação tectônica de blocos de E para W, (ii) a segunda fase marcada por transcorrências sinistrais, devido à compressão submeridiana e que ocasionou a formação de lineações penetrativas sub-horizontais, os chamados diques (alcalinos félsicos e máficos) (Barbosa, 1996; Gomes et al., 1998; Uhlein et al., 1998).

Na região Norte da área de estudo, ocorre o complexo Suíte Intrusiva Itabuna, predominando rochas alcalinas intrusivas e extrusivas da Série alcalina saturada e alcalina sub-saturada (Sienito, quartzo-sienitos). São rochas com feldspato alcalino, com pouca quantidade de plagioclásio e minerais máficos, com quartzo aparecendo como acessório (Arcanjo, 1993; Oliveira et al., 2010).

Ainda na porção Norte, há presença de escarpas estruturais que limitam a bacia sedimentar do Almada, que são rochas do complexo São José, representadas por rochas metamórficas do paleoproterozóico, de composição cálcio-alcalina, as quais também em parte apresentam contato direto com o mar, formando linha de escarpa ao longo do litoral. Pereira (2001) cita que há distintas configurações geomorfológicas entre os blocos que limitam a bacia, além de uma movimentação diferencial entre eles. O autor argumenta que no setor norte, a configuração da drenagem, que flui para o interior do continente, e a presença de sedimentos da Formação Barreiras em áreas elevadas, podem configurar evidências marcantes de maior esforço neotectônico.

Encaixada entre as escarpas norte e sul, formadas pelas rochas do complexo São José, se configurando como um graben, verifica-se a presença da bacia sedimentar Almada. A origem da bacia está associada ao sistema de rifts implantado no Cretáceo inferior, quando teve início o processo de separação das placas Sul-Americana e Africana (Netto & Sanches, 1991). A Bacia sedimentar do Almada apresenta uma geometria romboédrica, limitada por falhas normais e escarpas estruturais. O preenchimento desta bacia é constituído por sedimentos conglomeráticos fluviais, sedimentos eólicos e lacustres da Formação Sergi (Cretáceo) e Urucutuca (Cretáceo superior) (Almeida, 2006), além de registrar sucessivos avanços marinhos

durante o Quaternário e atividades neotectônicas por reativações de falhas (Carvalho, 1965; Martin & Suguio, 1992; Pereira, 2001; Almeida, 2006).



**Figura 2.** Localização da área de estudo no contexto do Brasil e mapa das unidades geológicas, sobreposto ao modelo digital de elevação 3D SRTM. Fonte: Modificado de CPRM (companhia de Pesquisa de recursos Minerais - <http://geobank.cprm.gov.br/>).

Os sedimentos da Formação Barreiras (Terciário) estão depositados principalmente na região Sul da área de estudo. Ao Norte ocorrem manchas espaçadas em cotas superiores a 120 m. A constituição desses depósitos é predominantemente arenosa, com grãos mal selecionados,

com baixa maturidade textural e mineralógica. Estudos de Sanabria et al. (2015) que descreveram fácies sedimentares na região, citam que os sedimentos podem apresentar principalmente características como fácies de seixos dispersos, mal selecionados; estratificações cruzadas, planares e acanaladas; estratos de arenitos grossos a finos; lentes de lamias; e fácies de folhelho carbonoso.

Estudos de Sanabria et al. (2015) ainda sugerem que os sedimentos da Formação Barreiras, na região, tiveram influência marinha nos depósitos, tal fato justificado por análises estruturais e palinomórficas. Além disso, os afloramentos estudados encontram-se em cotas de 20 e 50 m (área Sul) e os autores levantam a possibilidade de que o posicionamento atual é reflexo de ação de falhas normais recentemente ativas. Na região do Estado de Pernambuco, Gandini et al. (2014) sugerem a mesma hipótese, onde identificaram estratos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras com influência marinha em áreas elevadas.

Ainda não cartografados, existem na região, sedimentos arenosos Pós-Barreiras do Pleistoceno/Holoceno que ocorrem em áreas elevadas ( $\cong$  40 a 120 m), sobrepostos principalmente aos sedimentos da Formação Barreiras (Souza et al., 2016). Estudos com esses materiais, em outras regiões do Brasil, têm relacionado a ação deposicional conjunta de processos eólicos e marinhos e indicado que a cota altimétrica atual desses pacotes pode ter relação com a neotectônica (Rossetti et al., 2001; Tatumi et al., 2008; Bezerra et al., 2014; Gandini et al., 2014).

### **3. Materiais e Métodos**

As informações geomorfométricas da área de estudo foram baseadas na análise e extração de dados do Modelo Digital de Elevação (MDE) da imagem de radar SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) com resolução espacial de 30 m. As imagens para área de estudo foram submetidas a tratamento para eliminação de valores nulos, espúrios com uso do software ArcGis 10.5<sup>®</sup>.

O MDE SRTM foi submetido à técnica de sombreado (hillshade) em que foi possível distinguir as feições lineares topográficas ou tonais presentes na imagem, que são decorrentes de eventos tectônicos antigos e recentes. Estas foram vetorizadas e, com base nos procedimentos definidos por Queiroz et al. (2014), um diagrama de rosetas foi gerado com uso do software Stereonet 32<sup>®</sup>, com intuito de obter a direção e frequência dos lineamentos.

A partir da MDE SRTM corrigido, foram delimitadas sub-bacias para a área de estudo utilizando o software SWAT (Soil Water Assessment Tool) com base em procedimentos definidos por Di Luzio et al. (2002). As sub-bacias foram delimitadas com área menor que 10.000 ha, de modo a priorizar pequenas bacias que ocorrem ao longo do litoral.

A partir dos dados de drenagem, limites de sub-bacias e dados do modelo digital de elevação, foram aplicados índices geomorfológicos e análise de perfil longitudinal da drenagem. Além disso, trabalhos de campo foram realizados paralelamente, com intuito de identificar evidências de atividade neotectônica na área de estudo. O caminhamento foi realizado com o uso de GPS e bússola geológica de Brunton, onde foram identificadas estruturas geológicas, tais como falhas, dobras e juntas, registradas na Formação Barreiras, que datam do Neógeno.

### **3.1 Fator de Assimetria da Bacia – FAB**

O Fator Assimetria da Bacia (FAB) se baseia na análise de possível inclinação tectônica na escala de uma bacia (Hare & Gardner, 1985; Cox, 1994). O índice é sensível a alterações na inclinação da bacia, levando-se em conta a superfície perpendicular à direção do canal principal. Valores de FAB próximos ou igual a 50 indicam pouca ou ausência de atividades tectônicas. Valores  $> 50$  indicam basculamento da margem direita do rio, e valores  $< 50$  indicam basculamento da margem esquerda do rio. A referência como bacia simétrica neste estudo foi com valores entre 45 e 54. O fator de assimetria foi calculado para todas as 30 sub-bacias da área de estudo, a partir da equação 1:

$$FAB = 100 (Ar/At) \quad \text{Equação 1}$$

Onde Ar- área da margem direita (olhando para jusante da bacia) e At – área total da bacia.

### **3.2 Sinuosidade de Frente de Montanha – SFM**

O índice SFM representa o grau de equilíbrio entre processos erosivos e o desgaste de uma face de relevo acentuado (Bull, 2008; Dehbozorgi et al., 2010). Em geral a atividade tectônica tende a produzir faces de relevo acentuadamente retilíneas, que podem coincidir com falhas ou fraturas. A SFM é obtida pela vetorização no software Arcgis da sinuosidade existente da frente de determinadas encostas, que é delimitada com base no mapa de declividade

sobreposto ao relevo sombreado, os quais são capazes de realçar a base do relevo; posteriormente é criada uma linha reta (vetor) frente as encostas delimitadas e a partir das medidas das linhas aplica-se a relação pela Equação 2. Os valores que indicam possíveis faces de relevo decorrentes de processos tectônicos estão próximos a 1,0 (El Hamdouni et al., 2008).

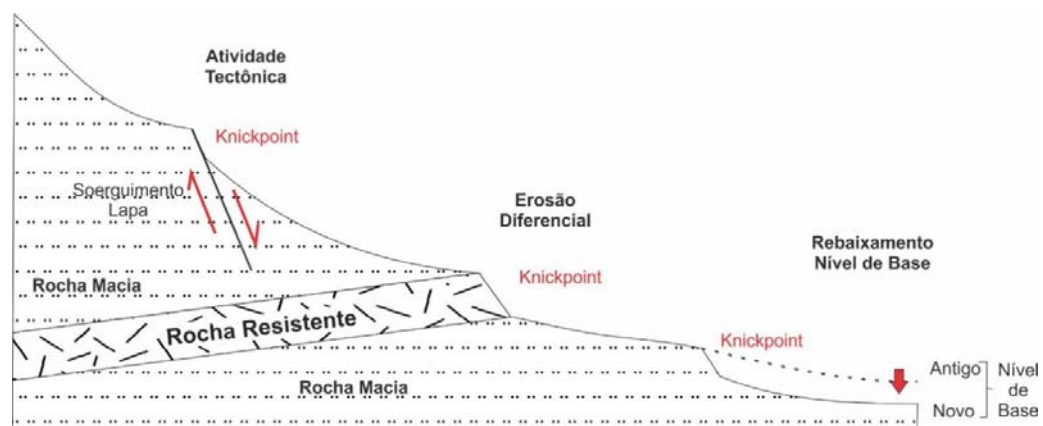
$$SFM = Lmf / Ls$$

Equação 2

Em que,  $Lmf$  é o comprimento da frente da montanha medida na base onde ocorre mudança de declividade; e  $Ls$  é o comprimento, em linha reta, da face do relevo.

### 3.3 Stream length-gradient index (SL) e perfil longitudinal

A aplicação do índice SL consiste em uma ferramenta prática para a medição de anomalias na drenagem, uma vez que é sensível a mudanças no declive. Normalmente, observa-se que o perfil longitudinal de um rio tende a apresentar uma curvatura côncava, manifestando um equilíbrio entre o aporte sedimentar e capacidade de erosão (Howard et al., 1994; Whipple & Tucker, 1999). No entanto, as alterações abruptas de declive são condições anômalas, e são denominadas como knickpoint, que se manifestam na paisagem como “degraus” ao longo do rio, podendo estar associados a desembocaduras de tributários expressivos, a rebaixamento de nível de base, a resistência estrutural do substrato e a atividades tectônicas (Green, 1997) (Figura 3).



**Figura 3.** Exemplos de eventos de evolução do perfil longitudinal da drenagem para geração de knickpoint em evento de atividade tectônica, erosão diferencial e rebaixamento de nível de base.

O índice SL que considera a relação entre a altitude e o comprimento da drenagem foi calculado tanto para extensão total do rio (SL total - SLt) (Equação 3) com intuito de uma análise regional, bem como aplicado por segmento (SL section - SLs) (Equação 4) para análises em escala de sub-bacia. Além desses critérios foi realizada, nesta pesquisa, a interpretação da relação SLs/SLt (Equação 5) proposta por Seeber & Gornitz (1983) e que permite estabelecer classes categóricas de anomalias e de interesse para a interpretação geológica, cujos valores da relação SL superiores a 10 são classificados como de anomalias de 1ª ordem, valores entre 2 e 10 são classificados como anomalias de 2ª ordem e valores inferiores a 2 não são considerados anômalos. Os cálculos foram realizados conforme as seguintes equações:

$$SL_t = \frac{\Delta H}{\ln(L)} \quad \text{Equação 3}$$

$$SL_s = \left(\frac{\Delta h}{\Delta l}\right) L \quad \text{Equação 4}$$

$$\text{Relação SL} = \frac{SL_s}{SL_t} \quad \text{Equação 5}$$

Em que L = comprimento entre a cabeceira e o ponto final da drenagem, a foz no caso de SLt;  $\Delta H$  = diferença altimétrica total;  $\Delta h$  = diferença altimétrica no segmento analisado;  $\Delta l$  = comprimento do segmento de drenagem.

*A priori* foi calculado SLt do rio principal de cada sub-bacia. Os cálculos foram realizados em ambiente SIG com o software ArcGis10.3®, o qual permite que os resultados fiquem atrelados de forma georreferenciada a cada segmento da drenagem. A partir dos resultados, elaborou-se um mapa de predição espacial por Krigagem ordinária baseado em estudos de Troiani et al. (2014). Os dados foram processados no software Rstudio (Omuto & Vargas, 2015), considerando a avaliação dos dados por meio do semivariograma, que é uma ferramenta que pode demonstrar dependência espacial de uma variável por meio da relação entre a semivariância dos valores e a distância entre os pontos de amostragem. Após realização do processo de krigagem o modelo de semivariograma foi ajustado de acordo com a normalidade, estacionariedade, tendência e anisotropia das amostras e posteriormente o modelo foi avaliado por técnica de validação cruzada (Goovaerts, 1997; Troiani et al., 2014; Souza et al., 2015).

Cinco sub-bacias (2, 8, 14, 23 e 26 – Tabela 1) foram selecionadas como representantes das principais unidades geológicas da área de estudo e foram realizados os cálculos de SL por segmento (SLs). Em sequência, foi observada a relação entre SLs/SLt e os resultados foram

associados à base cartográfica da rede de drenagem, sobrepostos aos dados de geologia (Font et al., 2010).

Foram elaborados perfis longitudinais do rio de cada sub-bacia, com plotagem dos dados em gráficos de coordenadas cartesianas, na qual foram lançados os valores de altitude, no eixo das ordenadas e a extensão da drenagem, no eixo das abscissas. A análise do perfil visou a identificação de trechos anômalos, com base na sua configuração e relação com a linha de melhor ajuste (best fit line) que pode evidenciar os afastamentos, tanto positivos (ascensão) quanto negativos (subsistência). Nesses perfis longitudinais, também foram plotados os dados da relação SLs/SLt e limites para detecção de anomalias neotectônicas.

### **3.4 Normalized channel steepness index - $K_{sn}$**

O uso do índice de declividade do canal normalizado ( $k_{sn}$ ) (Wobus et al., 2006a) tem como característica principal o uso da área a montante de um trecho e a normalização das variáveis pelo índice de concavidade do canal. Permite correlacionar taxas de soerguimento e denudação de uma determinada bacia hidrográfica em relação à evolução de perfis longitudinais. Tal método tem sido amplamente utilizado para detectar zonas sujeitas a diferentes taxas de elevação de rocha (Tyagi et al., 2009; Shahzad & Gloaguen, 2011; Finnegan et al., 2017). O  $K_{sn}$  é obtido pela Equação 6

$$S = K_{sn} \times A^{-\theta} \quad \text{Equação 6}$$

Em que S corresponde ao valor da declividade, o A à área a montante do trecho analisado e o  $\theta$  índice de concavidade, que corresponde à concavidade regional observada nos alcances não perturbados por sinais tectônicos. As variáveis envolvidas no cálculo foram obtidas com base no software Topotoolbox 2.0 em linguagem de programação pelo software Matlab<sup>®</sup>, com base nos procedimentos definidos por (Schwanghart & Kuhn, 2010; Schwanghart & Scherler, 2014)

## 4. Resultados

### 4.1 Fator de Assimetria de Bacia (FAB)

O estudo abrangeu 30 sub-bacias, na qual foram aplicadas análises de fator de assimetria (FAB). A Tabela 1 apresenta os nomes das sub-bacias e suas respectivas numerações, inclusive para representação cartográfica. Optou-se por categorizar a direção do basculamento entre o próprio eixo da bacia e a indicação do basculamento em relação ao Norte de forma cartográfica (Figura 4 A). O digrama de roseta dos lineamentos estruturais da área de estudo, demonstra que os lineamentos apresentam maior frequência na direção para NE-SW (Figura 4 B). A Figura 4 C apresenta o histograma dos valores de FAB para cada sub-bacia.

**Tabela 1.** Nomes das sub-bacias estudadas e numeração atribuída para representação cartográfica. Destaca-se também o sentido de basculamento da sub-bacia com base no eixo do rio principal em relação ao Norte.

Nº	Nome	Sentido	Nº	Nome	Sentido
1	Rio Tijuipinho	NW	16	Rio Siririba	N
2	Rio Pipite	NW	17	Corrégo Ipanema	N
3	Rio Paraíso	E	18	Rio Santaninha	SE
4	Ribeirão Retiro	SW	19	Ribeirão Ipiranga	NE
5	Rio Almada O	SE	20	Rio Maruim	SW
6	Rio Almada Barra	-	21	Rio de Una	-
7	Rio Sete Voltas	SE	22	Ribeirão Toninho	-
8	Rio São José	SW	23	Rio da Serra	SW
9	Rio Jacarecica	SE	24	Rio Sepultura	-
10	Rio Santana	-	25	Ribeirão dos Veados	NE
11	Rio Japu	-	26	Ribeirão Aliança	S
12	Rio Macuco	S	27	Ribeirão Angelim	S
13	Rio Cajazeira	-	28	Rio Guarani	S
14	Rio Curupitanga	E	29	Rio Cana-Brava	S
15	Rio Aguípe	SW	30	Ribeirão da Barragem	S

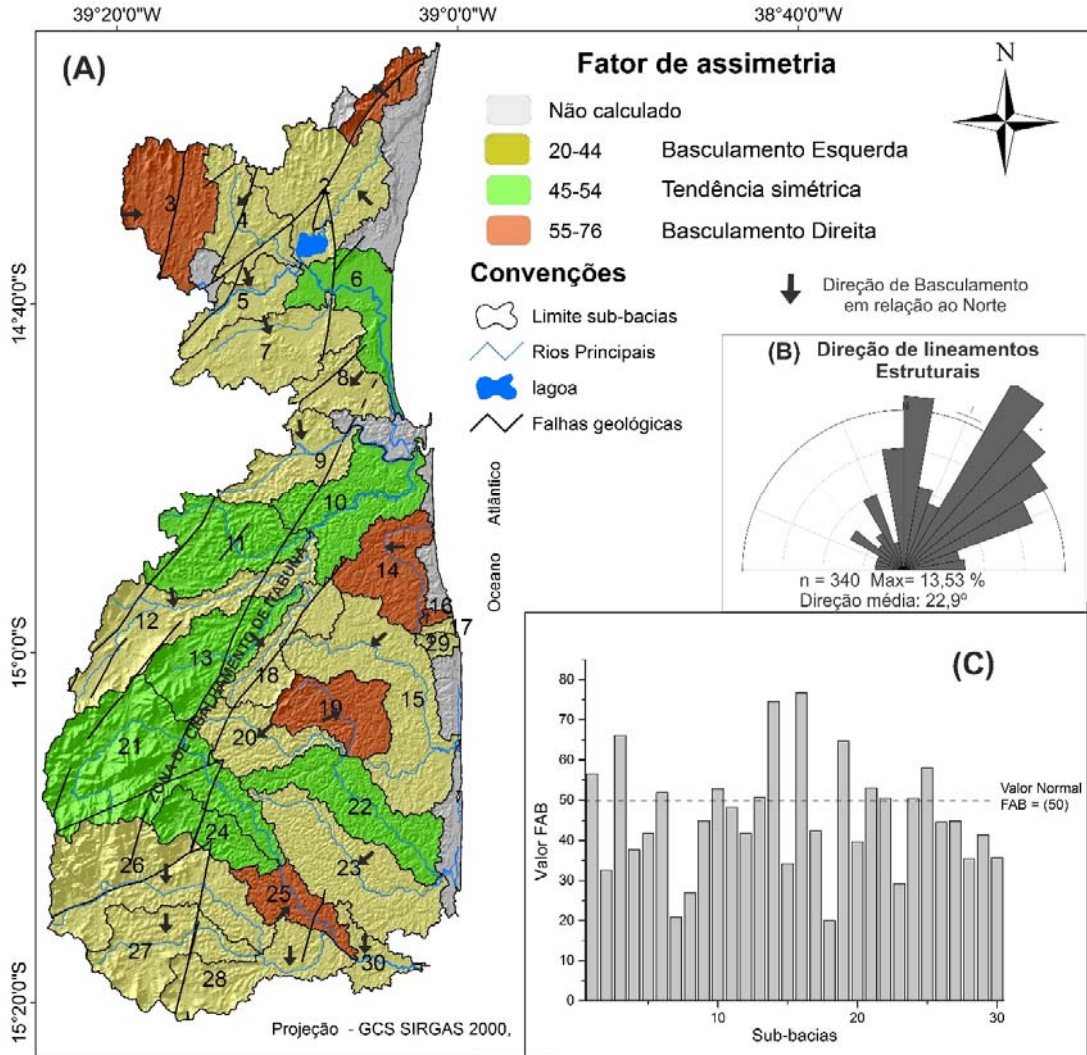
(-) sub-bacias tendencialmente simétricas

A partir da aplicação do índice FAB, foi observado em um contexto geral que tendencialmente as sub-bacias apresentam basculamento, com blocos voltados para S, SE e SW. Quando se compara a relação do eixo do rio principal com a própria sub-bacia, os resultados demonstraram a predominância de sub-bacias (dezessete) com basculamentos para esquerda ( $FAB < 50$ ), estando dispostas de forma mais agrupada principalmente na área Norte, nas proximidades da bacia sedimentar Almada.

Seis sub-bacias apresentaram basculamento para direita e estão dispostas espaçadamente na área de estudo, sendo que as mais próximas são as 14, 16, 19, 25, e dentre elas, a que apresentou maior grau de basculamento foi a do Rio Curupitanga (14), com valor 76 do índice FAB e que se localiza próxima à linha de costa. Contudo, não foi identificado um padrão da direção de basculamento em relação ao Norte entre estas sub-bacias.

As bacias consideradas simétricas foram as que apresentaram valores de FAB na faixa de 45 a 54, sendo sete identificadas com esse padrão, as quais se encontram tendencialmente distribuídas na porção SW da área de estudo, com exceção da sub-bacia 6 que se insere em uma região de planície costeira associada à desembocadura do rio Almada.

# FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA

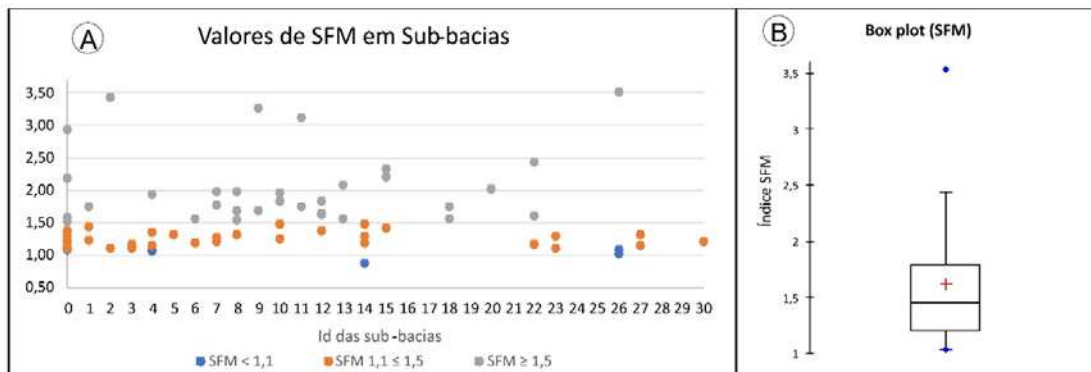


**Figura 4.** (A) - Mapa do fator de assimetria das sub-bacias (FAB) plotado sobre o relevo sombreado com direção de basculamento da bacia em relação ao rio principal e com setas indicativas de direção de basculamento em relação ao Norte. (B) - Diagrama de roseta da frequência dos lineamentos estruturais presente na área de estudo. (C) - Histograma dos valores de FAB obtidos para cada sub-bacia.

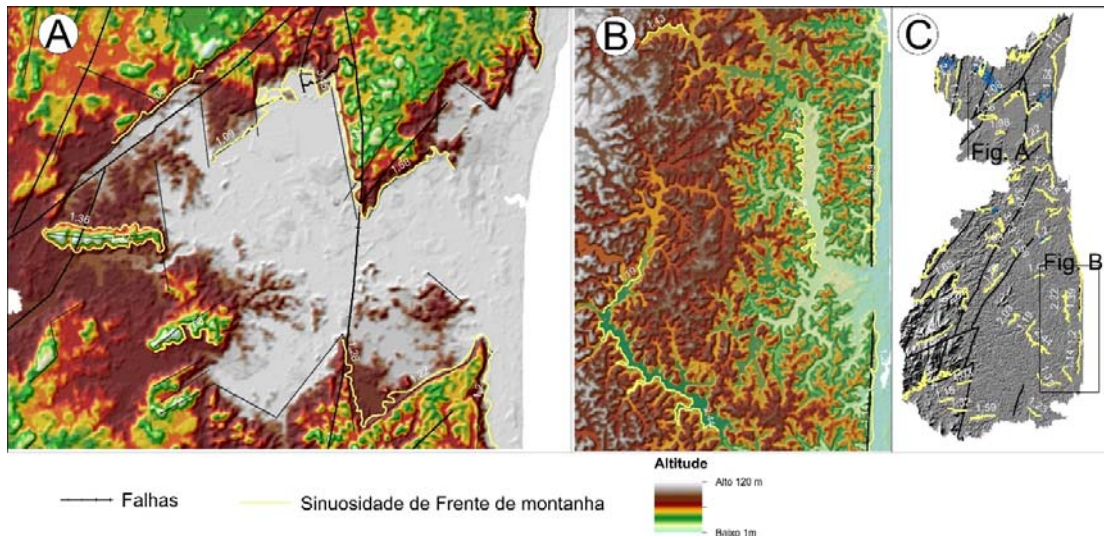
#### 4.2 Sinuosidade de Frente de Montanha – SFM

Os valores de sinuosidade de frente de montanha - SFM (Figura 5 A e B) em média foram de 1,6 com máximo de 3,5 e com baixo coeficiente de variação (0,34%). Os valores de SFM abaixo de 1,4 indicam frentes tectonicamente ativas, enquanto os valores de SFM mais altos, ( $> 3$ ) são normalmente associados a frentes inativas tectonicamente (Rockwell et al., 1985; Silva et al., 2003; El Hamdouni et al., 2008).

Os valores abaixo de SFM  $< 1,4$ , que são considerados um bom indicativo de neotectônica, foram identificados em sub-bacias que estão distribuídas nas áreas de depósitos da Formação Barreiras (ex. sub-bacia 14, SFM de 0,90), Complexo Serra das Lontras (ex. sub-bacia 26, SFM de 1,03) e Bacia Sedimentar do Almada (ex. sub-bacia 2, SFM de 1,12) (Figura 6 A). Além disso, algumas frentes de montanha com baixo valor SFM, estão associadas a sistemas de falhas ou lineamentos identificados no modelo digital de elevação, a exemplo da área da bacia Sedimentar do Almada (Figura 6 A) e paleofalésias (Figura 6 B).



**Figura 5.** (A) Valores dos índices de sinuosidade de frente de montanha -SFM para sub-bacias da área de estudo. (B) Representação gráfica da média (+), mediana (linha horizontal), 1º e 3º Quartil, outliers próximos e distantes e intervalo interquartilico dos valores de SFM.

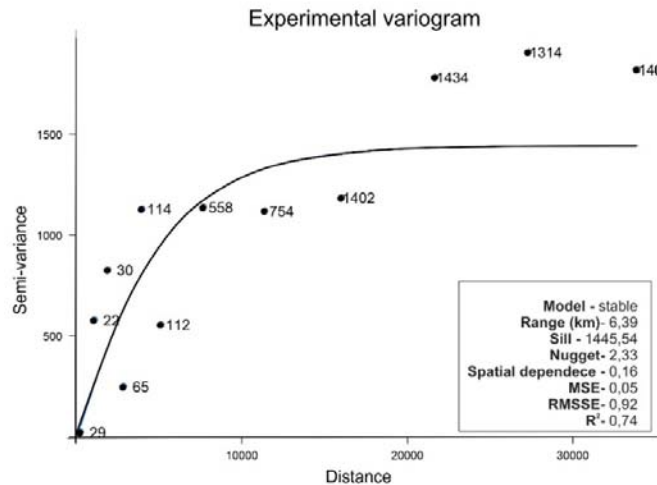


**Figura 6.** Sinuosidade de frente de montanha associado ao modelo digital de elevação nas áreas da Bacia Sedimentar do Almada (A) e na área de deposição da Formação Barreiras (B), (C) localização das frente de montanhas.

#### 4.3 Relação Stream length-gradient (Total e Segmento) e perfil longitudinal

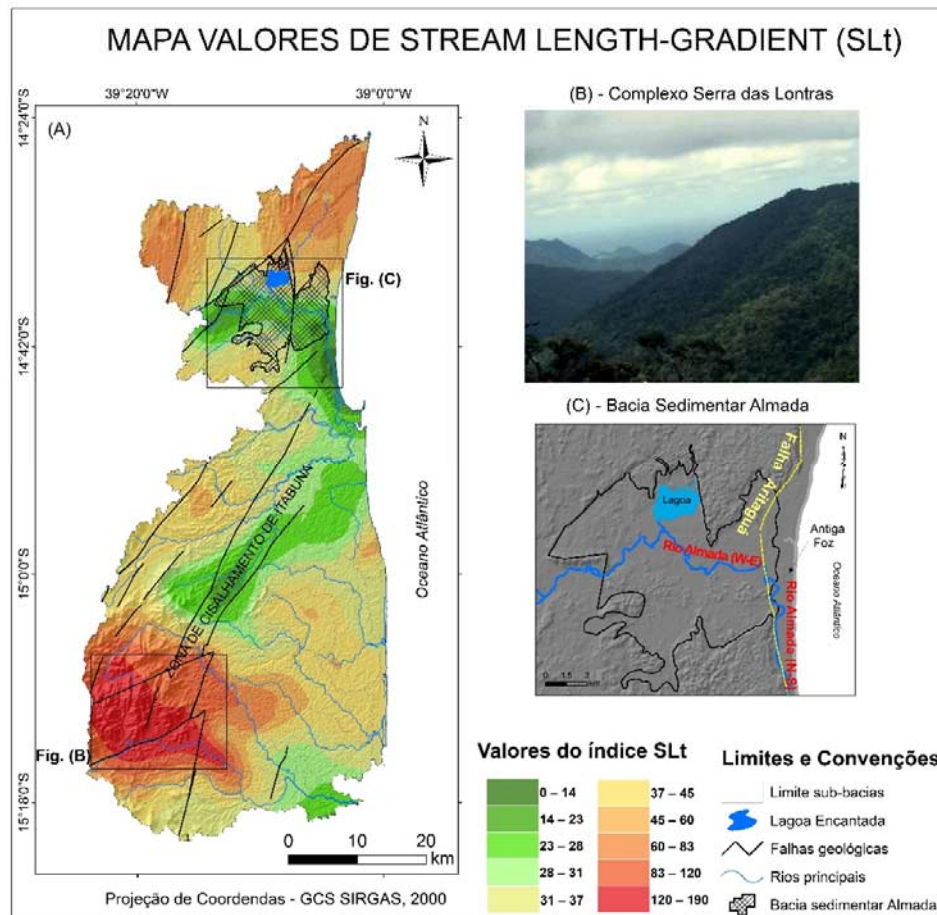
O índice SLt foi aplicado nas drenagens das 30 sub-bacias em estudo, perfazendo um total 2.369 km de drenagem analisada. A dependência espacial foi observada pelos resultados estatísticos obtidos da krigagem. A validação cruzada indicou resultados satisfatórios para interpolação, indicando que a amostragem e os modelos teóricos estão bem adaptadas à variabilidade de campo. Os valores de Mean Standardized Error (MSE) estão próximos de zero e os valores de Root-Mean-Square Standardized Error (RMSSE) estão próximos de 1 e o

coeficiente de correlação ( $R^2$ ) do processo de krigagem das amostras foi de 0,74, além disso o grau de dependência espacial foi considerado forte ( $< 0,25$ ) (Goovaerts, 1997) (Figura 7).



**Figura 7.** Variograma experimental, com direção da anisotropia principal, em modelo de variação stable e descrição dos parâmetros estimados a partir do semivariograma experimental. O quadro anexo ao gráfico apresenta estatísticas de validação cruzada resultante do processo de krigagem ordinária dos valores de SLt.

Os resultados estão representados cartograficamente pelo método de krigagem na na Figura 8 A. Depreende-se da análise que os maiores valores de SLt estão concentrados na porção SW, entre a região das sub-bacias Rio de Una (21) e Rio Aliança (26), com valores de SLt de 60 a 190. Essa região é a mais elevada da área de estudo, com cotas de até 988 m e é bem representada pelo complexo geomorfológico Serra das Lontras (Figura 8 B).



**Figura 8.** (A) Mapa de predição dos valores do stream length-gradient total (SLt), interpolada pelo método de krigagem. (B) - complexo regional de serras (Parque Nacional das Lontras); (C) – Área da bacia sedimentar Almada demonstrando a mudança de direção do rio Almada que passa a ser controlado pela falha Aritaguá.

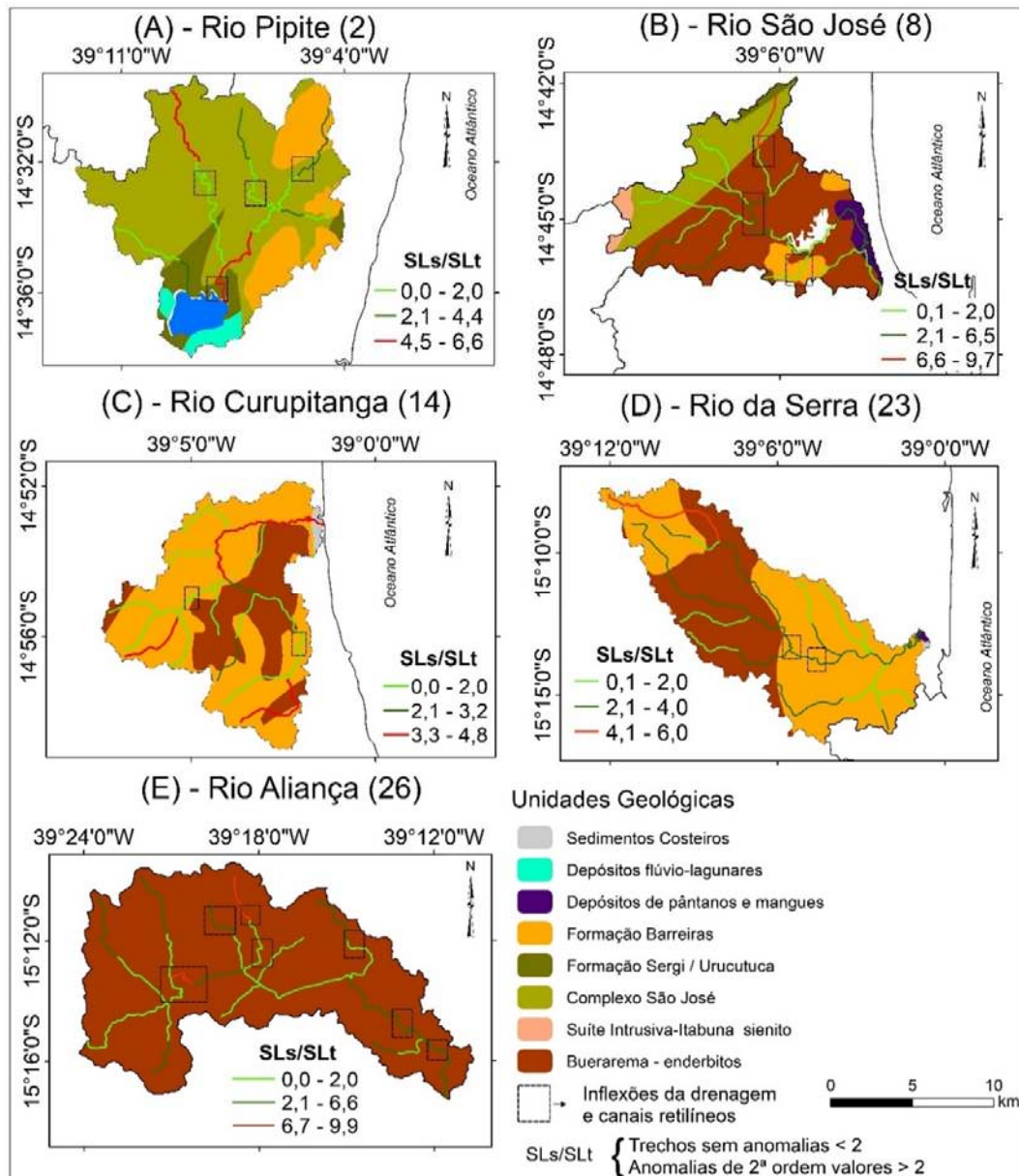
A porção Norte da área de estudo, principalmente nas proximidades da região da bacia sedimentar do Almada, apresentou valores de SLt elevados, entre 37 a 120, sendo que esses valores se encontram nas áreas elevadas que circundam a bacia, conforme enfatizado na Figura 8 C, enquanto que as porções de menores cotas, no contexto da bacia sedimentar Almada apresentaram baixos valores de SLt.

Além das áreas de baixada apresentarem baixos valores de SLt, variando de 0 a 31, foi observado também uma faixa de baixos valores de SLt que adentra a área de estudo no sentido SW, sendo interrompida, no final, pela área onde se situa o complexo de serra (Serra das Lontras). Somente no sentido SE é que os valores de SLt tendem a aumentar nas áreas onde

ocorrem com maior expressividade os depósitos da Formação Barreiras formando os Tabuleiros Costeiros.

Com objetivo de analisar em nível de detalhe, foram selecionadas cinco sub-bacias (2, 8, 14, 23 e 26) para observar os valores de SL por segmento da drenagem (SLs) e nelas foi aplicado a relação com SL total (SLs/SLt). As anomalias das drenagens das sub-bacias foram representadas de forma cartográfica (Figura 9) e foram identificadas em todas sub-bacias, características de mudanças abruptas do canal de drenagem, caracterizadas por inflexões de até 90° e trechos de drenagem retilíneos.

Em relação ao nível de anomalia, observou-se que as sub-bacias apresentam trechos com anomalias de 2ª ordem, sendo os maiores valores registrados na sub-bacia do Rio Aliança (26) que está localizada na região do complexo geomorfológico Serra das Lontras e apresentou trechos com valor de SLs igual 9,9. A sub-bacia do rio São José (8), também apresentou trechos com anomalias de 9,7 de SLs nos trechos próximos às porções elevadas que circundam a bacia sedimentar do Almada.

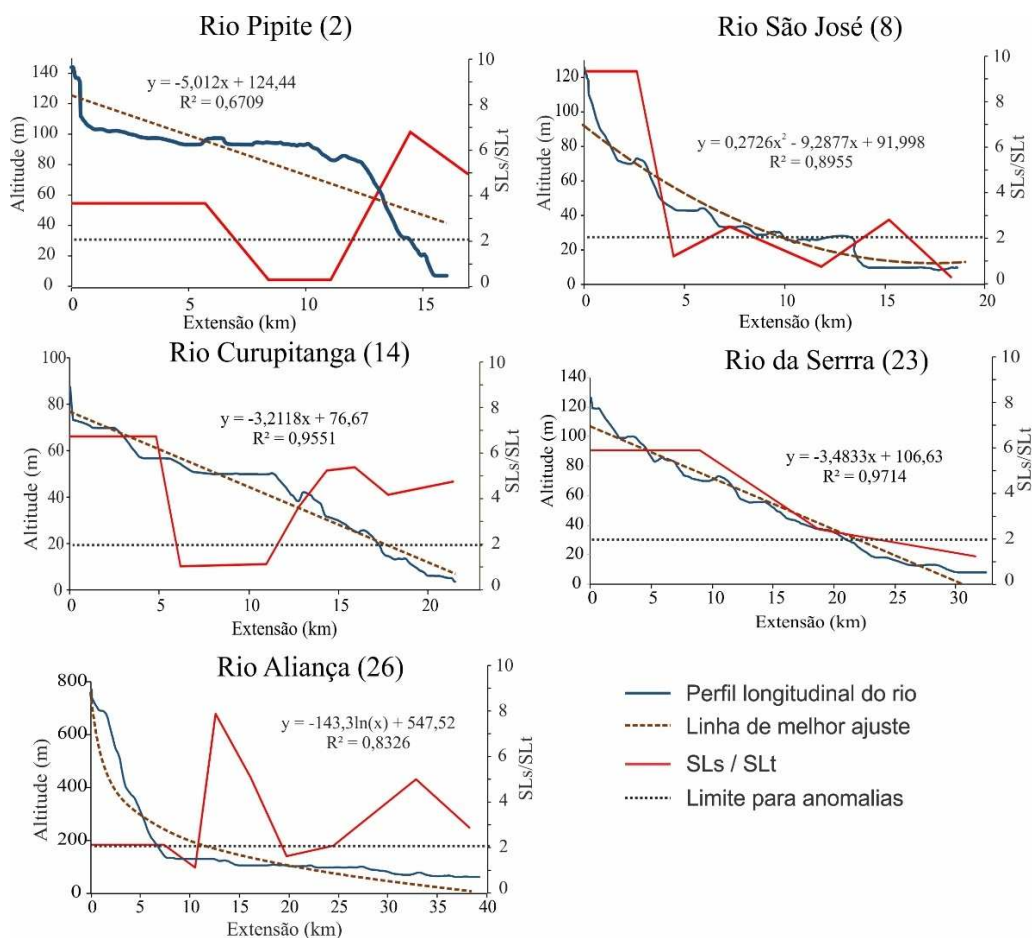


**Figura 9.** Mapa de espacialização dos valores da relação SLs/SLt para drenagem das sub-bacias, demonstrando unidades geológicas, áreas de inflexões e trechos retilíneos dos canais de drenagem.

Além da representação cartográfica das anomalias, observou-se a configuração do perfil longitudinal. Seeber & Gornitz (1983), Etchebehere et al. (2004) e Fujita et al. (2011) afirmam que rios em equilíbrio apresentam a curva de seu perfil mais ajustada a um modelo teórico da linha de melhor ajuste (best fit line). Os perfis longitudinais demonstraram alterações nos rios

das sub-bacias analisadas, representadas por trechos da drenagem em ascensão e/ou subsidência em relação a best fit line (Figura 10).

Para facilitar a análise comparativa, os valores da relação SLs/SLt registrados ao longo dos rios foram plotadas no perfil longitudinal. Assim, foi observado que trechos anômalos da drenagem caracterizados por ascensão ou subsidência foram acompanhados pelas mudanças dos valores da relação (SLs/SLt). Por exemplo, foi observado que, na sub-bacia do Rio Pipite (2), no trecho de 6 km até 13 km após a nascente, o perfil longitudinal manifesta ascensão e tende para subsidência, registrando assim dois efeitos anômalos. Como reflexo, os valores da relação SL sofrem um aumento neste mesmo trecho. Nesse sentido, foi observado também nas outras sub-bacias, que trechos da drenagem com desajuste (ascensão ou subsidência) eram acompanhados também pelo aumento da anomalia dado pela relação SLs/SLt.



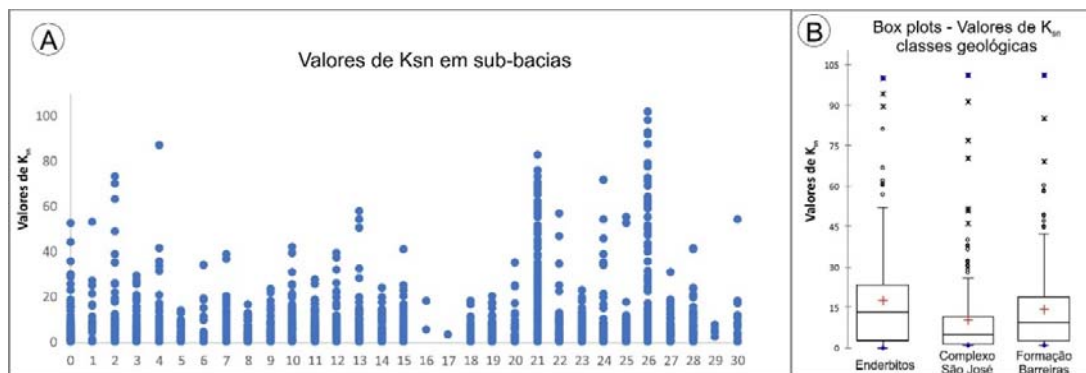
**Figura 10.** Perfil longitudinal e valores da relação SLs/SLt para os rios principais de sub-bacias. Eixo Y- SLs/SLt apresenta apenas relação com a distância do eixo X.

### 4.3 Normalized channel steepness index - $K_{sn}$

A inclinação e a concavidade dos perfis dos rios são bons indicadores dos processos que regem a erosão fluvial. o  $K_{sn}$  index tem como característica principal o uso da área a montante de um trecho e a normalização das variáveis pelo índice de concavidade do canal, permitindo correlacionar taxas de soerguimento e denudação de uma determinada bacia hidrográfica com a evolução de perfis longitudinais (Wobus et al., 2006b)

Os valores de  $K_{sn}$  variaram até  $\sim 100$ , sendo que os maiores valores foram registrados nas áreas próximas ao Complexo Serra das Lontras, representadas principalmente pelas sub-bacias 21 e 26. A região da Bacia Sedimentar do Almada também apresentou bacias com rios com valores altos de  $K_{sn}$ , principalmente as bacias 2 e 4 que estão associadas ao horst que circunda a bacia (Figura 11 A).

Ao considerar que o índice  $K_{sn}$  pode ser afetado por mudanças litológicas (Castillo et al., 2014; Cyr et al., 2014), os dados foram separados pelas principais unidades, mostrando que em média, os valores foram próximos com 17,2 (Enderbitos), 9,3 (Complexo São José) e 13,0 (Formação Barreiras) (Figura 11 B).



**Figura 11.** (A) Valores de  $K_{sn}$  para sub-bacias da área de estudo. (B) Representação gráfica (box-plot) da média (+), mediana (linha horizontal), 1º e 3º Quartil, outliers próximos e distantes e intervalo interquartílico dos valores de  $K_{sn}$  (reescalado até 100).

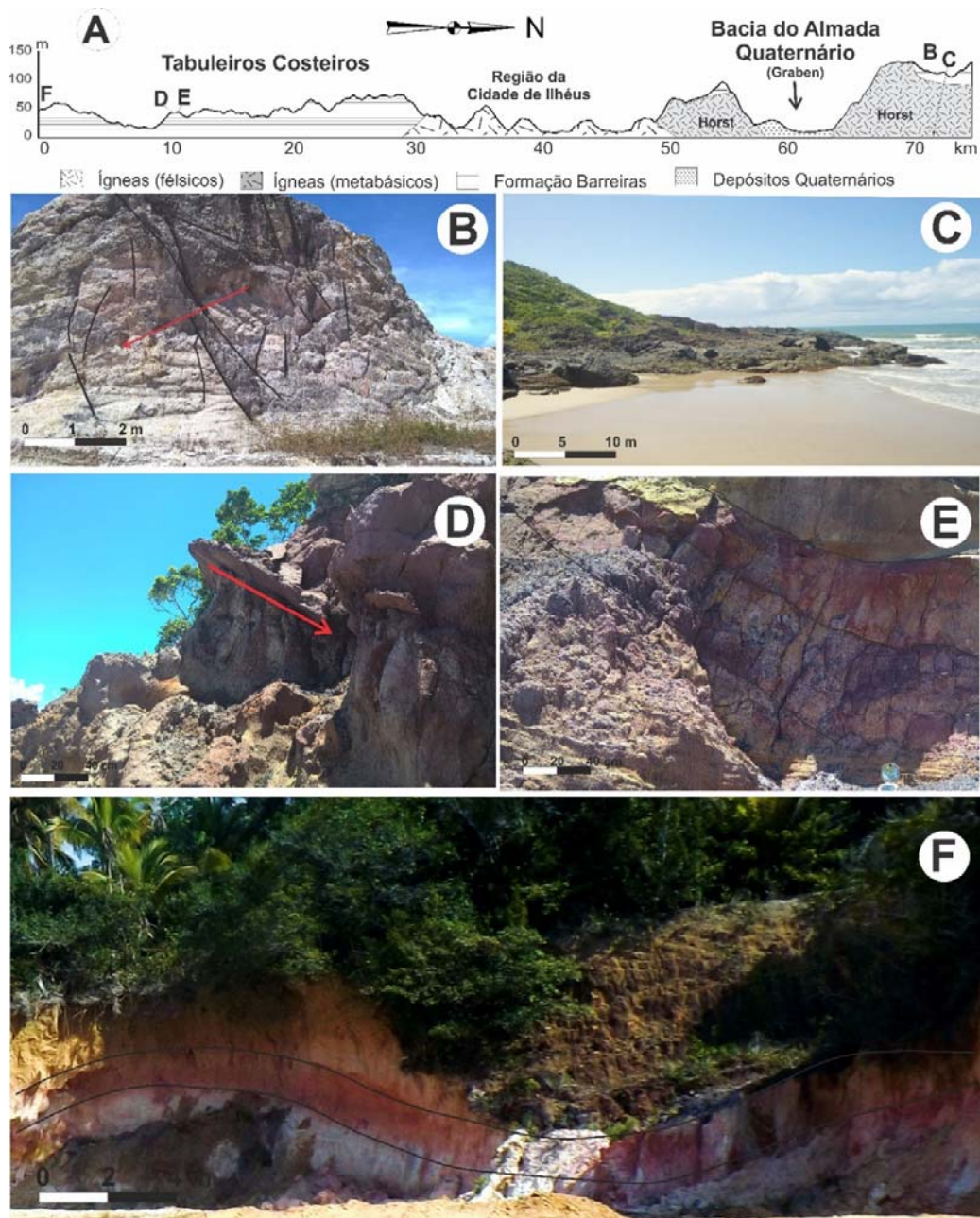
### 4.4 Estruturas neotectônicas observadas

As evidências neotectônicas foram registradas em um trecho de 70 km, que se estende da porção sul da área de estudo até a região da bacia sedimentar do Almada, localizada na porção norte. A região percorrida foi representada em perfil topográfico e com indicação

aproximada dos locais analisados (Figura 12 A). Na porção Norte, os trabalhos foram concentrados sobre o horst que circunda a bacia sedimentar do Almada, no qual ocorrem sedimentos da Formação Sergi e da Formação Barreiras, no topo. Nesta região foram encontradas estruturas da Formação Sergi que apresentam falhas e inclinações dos estratos sedimentares voltadas para W (Figura 12 B), que embora sejam sedimentos do cretáceo, a posição altitudinal (80 m) reforça que a região foi submetida a processos de emersão, além disso há também nessas áreas sedimentos do Terciário e Quaternário, o que permitem afirmar que os movimentos se prolongaram após o Cretáceo até épocas mais recentes.

Foi verificada a presença de afloramentos rochosos em contato direto com o mar (Figura 12 C), pertencentes ao complexo São José que formam o horst que circunda a bacia sedimentar do Almada. Os afloramentos se elevam abruptamente no sentido W formando uma escarpa, a qual possui sedimentos Terciários da Formação Barreiras no topo, indicando elevação pós-deposicional.

Na região sul, ocorrem os Tabuleiros Costeiros com maior expressividade formando, em muitos locais, paleofalésias com cotas altimétrica similares. Foram verificados estratos sedimentares com inclinação para W em domínio de estratos inclinados para E, indicando basculamento, apresentando inclusive fraturas (Figura 12 D e E). Há presença também de estruturas sinformes e antiformes, indicando tectônica pós-deposicional, caracterizadas por dobramento dos estratos sedimentares em trecho de aproximadamente 28 m (Figura 12 F).



**Figura 12.** (A) perfil topográfico da área costeira N a S, com indicação dos locais de coleta. (B) Afloramento da Formação Sergi com presença de falha 50° E associada a conjuntos de fraturas e inclinações de estratos sedimentares voltados para W. (C) Início dos afloramentos rochosos em contato direto com mar da porção frontal do horst que circunda a bacia sedimentar do Almada. (D) Concreção ferruginosa em depósitos da Formação Barreiras com inclinação atípica para W (30°). (E) Extensão da Figura D, com estratos fraturados e com inclinação para W. (F) Estruturas de dobras sinformes e antiformes nos estratos da Formação Barreiras.

## 5. Discussão

Os resultados apresentados neste trabalho indicam que a área de estudo foi submetida a processos neotectônicos. Os dados de fator de assimetria de bacia (FAB) (Figura 4) revelaram que as sub-bacias apresentam tendência bascular para Sul, inclusive os lineamentos estruturais mapeados apresentaram mesma tendência, com lineamentos estendendo-se no sentido NE e SW. Outros sentidos de basculamento também foram identificados, e segundo Lima (2000), variações locais, como carga de sedimento e posicionamento original das falhas pré-cambrianas, são exemplos de fatores que podem alterar localmente o direcionamento dessas forças. Todavia, em contexto regional, as faces dos blocos basculados voltados para sul, podem estar de acordo com os argumentos apresentados por Saadi (1993), que afirma que, em contexto regional, os esforços neotectônicos são de natureza compressiva, com direção predominante de NW para SE, com variações W-E e N-S.

Foram identificadas sub-bacias simétricas, que estão limitadas pelo sistema de falhas da Zona de Cisalhamento de Itabuna, que apresenta litologias antigas do Proterozóico (Buerarema – enderbitos), com presença de diques máficos com tendência alcalina (Arcanjo, 1993), que foram introduzidos no Meso-Neoproterozóico e no Neoproterozóico (Pedreira, 1979; Gomes et al., 1998). Argumenta-se que devido à resistência estrutural da rocha, os processos neotectônicos caracterizados por reativações de falhas não foram suficientes para promover basculamentos ou maiores deformações nas sub-bacias constituídas por essas litologias. Esse fato é corroborado pelo mapa de espacialização do SLt (Figura 8) que também demonstrou tendência de pouca atividade neotectônica nessas áreas, com baixos valores de SLt. Todavia, não se exclui a influência de eventos neotectônicos.

Nas áreas de planícies, onde predominam depósitos costeiros do Quaternário e nos quais não há registros de mudanças abruptas do relevo (knickpoint), verificou-se a presença de sub-bacias simétricas, como ocorre na bacia da foz do rio Almada (sub-bacia 6) e conseqüentemente, os valores de SLt para esta região foram baixos. Todavia, estudos de Netto & Sanches (1991) afirmam que há uma mudança da direção de drenagem do rio Almada, que tinha sua foz diretamente no atlântico no sentido W-E e atualmente apresenta uma inflexão de quase 90° e segue para o Sul, sendo que esta direção é controlada pelo sistema de falha Aritaguá até a sua desembocadura (Figura 8 C).

Em relação às tendências de basculamento, estudos de Braun & Ramalho (1980), já citavam possíveis evidências desse processo na área litorânea da Bahia, caracterizado por um arranjo anormal da drenagem que parece se adaptar à linhas de fraturas. Assim, no contexto da área de estudo, as sub-bacias com basculamento para esquerda, estão tendencialmente concentradas na região da bacia sedimentar do Almada (sub-bacias 2, 4, 5, 7, 8), sendo que há evidências de processos neotectônicos nessas áreas relatados por algumas pesquisas (Carvalho, 1965; Pereira, 2001; Almeida, 2006).

Em um contexto geral, toda a área da bacia sedimentar faz parte de um antigo rift, na qual a parte baixa se configura como um graben e os limites superiores, como um horst (Pereira, 2001). As sub-bacias basculadas para esquerda, nesta região, têm suas montantes localizadas nos horst que circundam a bacia sedimentar, que apresentaram valores de SLt elevados, quando comparadas ao graben.

As escarpas do horst em alguns trechos estão em contato diretamente com o mar. Estas características ao longo da costa brasileira tendem a se relacionar à atividade tectônica por reativação de falhas. Na área estudada, este movimento se prolongou do Pleistoceno e com relativa estabilidade no Holoceno, uma vez que ocorrem sedimentos datados daquela época sobre áreas elevadas, bem como sedimentos da Formação Barreiras (Pereira, 2001; Souza et al., 2016).

As sub-bacias que apresentaram basculamento para esquerda foram registradas na porção sul, onde encontram-se os sedimentos da Formação Barreiras. Embora não existam trabalhos conclusivos sobre a neotectônica na área, Bittencourt et al. (1999) apresentam argumentos que a carga de sedimentos depositada nas margens continentais tenha originado forças de cargas, capazes de reativar falhas extensionais que existem ao longo da linha de costa (Bittencourt et al., 1999), inclusive há um paralelismo entre a linhas de paleofalésias e uma falha Cretácea que ocorre ao longo do litoral, sentido N-S.

Destaca-se ainda, que a presença de sedimentos do Pleistoceno (Pós-Barreiras) e de camadas de sedimentos da Formação Barreiras influenciados por ambientes marinhos, ambos em cotas elevadas na área de estudo (Sanabria et al., 2015; Souza et al., 2016) podem se configurar evidências de neotectonismo. Tendencialmente os estudos em margens passivas têm constantemente identificado o soerguimento de depósitos sedimentares em escala local (Rios et al., 2016).

O índice SMF também reforça a evidência de atividade neotectônica já que das 76 frentes de montanha analisadas, 69 apresentaram índices  $\leq 2,95$ . Segundo estudos em margens ativas os valores de Smf abaixo de 1,4 indicam frentes tectonicamente ativas e os mais altos do índice SFM ( $> 3$ ) estão normalmente relacionados a frentes presumivelmente inativas, nas quais a falha inicial frontal pode estar a mais de 1 km da frente erosional atual.

Na região próxima à Bacia Sedimentar do Almada, os índices em maioria foram  $\leq 1,4$  de SFM, associados a rochas do complexo São José e estruturas geomórficas do Horst. Tais valores estão em consonância com resultados em outras regiões (Silva et al., 2003; El Hamdouni et al., 2008; Dehbozorgi et al., 2010), inclusive os baixos valores de SFM, associados a falhas, fato também identificado na Bacia Sedimentar.

Os depósitos da Formação Barreiras é um material sedimentar (Mioceno), em geral mais susceptíveis a formar frentes das vertentes mais sinuosas, principalmente quando não mais em contato com o mar. Entretanto, foi observado baixos valores de SFM, o que evidencia um controle estrutural, pois a posição das frentes ao longo da linha de costa (paleofalésias) estão associadas à falha geológica do Cretáceo como já identificado por Bittencourt et al. (1999).

No complexo Serra das Lontras, as frentes de montanha retilinizadas, em geral, não se associaram a nenhuma falha geológica mapeada, porém estão intimamente associadas a lineamentos estruturais e a faces das vertentes retilinizados. Algumas frentes de montanha para essa área possuem valores próximos de 2 de SMF, o que pode ser justificado pelo início de processo de soerguimento antes do Neogeno e os processos erosivos causaram desgaste do relevo, tornando-o mais sinuosos em algumas frentes de do relevo, porém em algumas faces foram identificados padrões retilinizados, o que está associado a continuação do soerguimento em períodos mais recentes, como sugerido por Nacif et al. (2009).

Em relação aos valores de SLt verifica-se que, nas áreas onde ocorrem os depósitos da Formação Barreiras, os valores de SLt tendem a se elevar, porém são menores em relação a região do complexo Serra das Lontras. Embora não seja possível estabelecer limites fixos e classes categóricas com base nos valores de SLt para identificação e definição de atividade neotectônica, estudos de Etchebere et al. (2004), na sub-bacia Rio do Peixe localizado no Estado de São Paulo, encontraram valores de SLt de 50, 75 e 96 como indicativo de neotectônica. Assim, espera-se que valores mais altos estejam associados a rochas de maior resistência (rochas cristalinas) devido à facilidade de formar knickpoints, a exemplo na região Serra das Lontras, enquanto que em rochas com características dúcteis, a exemplo da Formação

Barreiras, as deformações refletidas no contexto geomorfológico sejam menos evidentes e apresentem menores valores de SLt comparativamente.

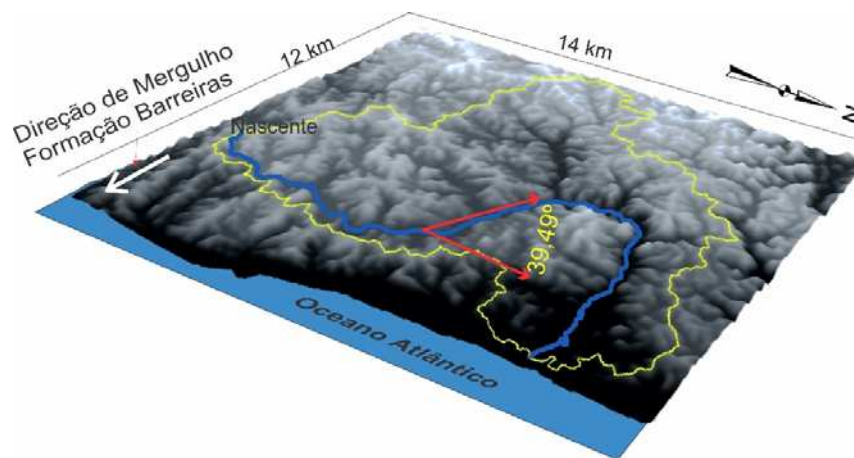
De um modo geral, nas sub-bacias que ocorrem sobre a Formação Barreiras, os valores de SLt não foram muito altos, apresentando valores entre 40 e 60. Além disso, o relevo é predominantemente plano e as características litológicas não contribuem para a formação de desníveis acentuados e, por muitas vezes, estruturas deformacionais não resistem às ações erosivas ao longo do tempo geológico. Entretanto, os valores encontrados sugerem que processos tectônicos tenham atuado após o Neógeno, dado pela influência nos sedimentos do Terciário da Formação Barreiras.

Os maiores valores de SLt registrados foram justamente nas áreas de cotas mais elevadas ( $\approx 988$  m) e que apresentam rochas cristalinas antigas, representado pelo complexo geomorfológico Serra das Lontras (Figura 8 B). Trata-se de uma região que foi submetida a processos de soerguimento no Neógeno e o eixo desse processo ocorre quase paralelo à costa Sudeste do Brasil e coincide aproximadamente com maciços orientais das serras da Mantiqueira, do Mar e o prolongamento destas até a Borborema (Braun, 1971; Hiruma et al., 2001; Nacif et al., 2009).

Os processos tectônicos ocorridos na região da Serra das Lontras influenciaram na ablação quase que total de materiais que foram desenvolvidos *in situ* ou quaisquer possíveis formações que fossem relacionadas à deposição antes do soerguimento; o que expôs o material cristalino a novos processos de escavamento e inserção de vales. Assim, parte da drenagem da região é bastante declivosa, com algumas dessas drenagens estabelecidas em períodos recentes, ocorrendo grande variação de altitude em curta distância horizontal da drenagem entre dois pontos, fator este que condiciona grande valores de SLt.

Nas sub-bacias que apresentaram basculamento para direita, observou-se uma distribuição aleatória ao longo da área de estudo. Dentre elas, um destaque particular deve ser dado a do Rio Curupitanga (14), que apresentou valor de FAB igual a 74,6. Além disso, é possível observar inflexões do canal principal, que tem seu curso inicial para N e infleta para NW e posteriormente para ENE, onde percorre 5,5 km até a foz (Figura 13). Essas alterações significativas, no curso do Rio Curupitanga, apontam para um tectonismo pós deposicional à Formação Barreiras, capaz de promover o basculamento de blocos e alterar o curso das drenagens, indicando um controle estrutural.

Destaca-se ainda que na sub-bacia Curupitanga, os afluentes da margem direita são mais expressivos que os da margem esquerda, em função da inflexão do canal principal. Estas características foram associadas à neotectônica em estudos realizados no extremo Sul da Bahia por Lima et al. (2006) e no litoral da Paraíba por Barbosa & Furrier (2011). Além disso, a configuração da drenagem em Curupitanga, não obedece ao ângulo de inclinação geral dos sedimentos da Formação Barreiras que é de W para E, sendo que a configuração é contrária ao padrão de drenagem das sub-bacias adjacentes, as quais apresentam fluxo direcional para E, com inflexões de baixo ângulo, padrão este comum nos Tabuleiros Costeiros da Formação Barreiras (Figura 13).



**Figura 13.** Diagrama em 3D (SRTM) com exagero vertical do relevo na área da sub-bacia hidrográfica do Rio Curupitanga, com ângulo de inflexão do rio (Rio- Linha azul, Limite da bacia - linha amarela).

Os dados do índice  $K_{sn}$  também reforçam a ocorrência de atividade neotectônica, uma vez que os valores estão de acordo com estudos em outras áreas (Castillo et al., 2014; Cyr et al., 2014; Kale et al., 2014) que identificaram valores de  $K_{sn}$  de  $\sim 100$  e os relacionaram com neotectônica. Além disso, há uma coincidência com as áreas dos índices de  $Slt$  e  $K_{sn}$ .

A região do horst da Bacia Sedimentar do Almada também apresentou áreas com valores altos (máximo de 70,3), região que já foi apontada como area influenciada por processos neotectônicos, por Pereira (2001). Assim, as características geomórficas da área fornecem indicativo de que os processos de superfície (erosão) não atingiram um equilíbrio em relação ao esforços tectônicos recentes. O controle do relevo é evidentes nesta paisagem, além disso, a região da bacia sedimentar apresenta várias quedas d'água, trechos retinizados, inflexões de

canal de drenagem, características estas apontadas como evidência neotectônica em outras áreas (Kale et al., 2014).

Nas áreas onde afloram a Formação Barreiras, os valores  $K_{sn}$  apresentaram máximo de 56,9 , mas de maneira geral a maior parte foram baixos, tal fato deve relacionar ao próprio material litológico que tende a formar planícies de inundação e/ou com vales mais abertos sem mudanças abruptas do relevo. Esta constatação para material sedimentar já foi relatadas em estudos no México (Castillo et al., 2014), na Itália (Cyr et al., 2014) e no Brasil (Souza & Perez Filho, 2017).

Em análise comparativa entre os valores de SLs e SLt, foi observado que ha correlação positiva (Pearson) (Tabela 2) com o índice  $K_{sn}$ , indicando que o aumento de Sls e SLt é seguido do aumento do índice  $K_{sn}$ , indicando que os três índices apontaram para mesmas regiões, indicando-as como áreas submetidas a eventos neotectônicos. Inclusive os valores altos dos índices ocorreram em áreas de litologia homogênea, o que de certa maneira descarta a possibilidade da diferença entre resistência rocha em áreas de contato tenham condicionado maiores valores aos índices.

**Tabela 2.** Matrix de correlação (Pearson) entre variáveis de índices geomorfológicos ( $k_{sn}$  SLs SLt)

Variáveis	$k_{sn}$	SLs	SLt
$k_{sn}$	1,00		
SLs	0,52	1,00	
SLt	0,53	0,77	1,00

## 5.2 Análise do perfil longitudinal e relação SLs/SLt

As discussões geradas até aqui para a área de estudo, são categoricamente mais regionais. No entanto, análises da relação SL por segmento (Sls), bem como sua relação com SL total (SLt) e análise da drenagem associada a configuração do perfil longitudinal dos rios, são análises locais que reforçam o argumento da atividade neotectônica em contextos regionais, como apresentados em estudos de Etchebere et al. (2004), Monteiro et al. (2010), Fujita et al. (2011) e Troiani et al. (2014). Assim, a relação SLs/SLt indicou trechos anômalos de 2ª ordem nas sub-bacias analisadas.

Os dados da relação  $SLs/SLt$  na região adjacente à bacia sedimentar do Almada, permitem afirmar que houve processos de movimentos crustais, alterando a configuração do relevo. Observou-se que as sub-bacias do rio Pipite (2) (horst Norte) e rio São José (8) (horst Sul) além de apresentar anomalias de 2ª ordem, com máxima da relação de  $SL$  de 5,4 e 9,7, respectivamente, possuem também trechos retilíneos possivelmente relacionados a descontinuidades estruturais (feixes de fraturas e falhas), uma vez que a região apresenta vários sistemas de falhas relacionados à formação da bacia sedimentar no Cretáceo e alterações no Mesozoico (Carvalho, 1965; Netto & Sanches, 1991; Pereira, 2001).

A análise particular da drenagem da sub-bacia do rio Pipite é indicativa de atividade neotectônica, uma vez que seu padrão se diferencia da configuração das drenagens do litoral leste brasileiro, que tem sentido normal W-E. O curso do rio segue para SW após nascer a 144 m de altitude, distante 4 km do litoral, e muitos afluentes da margem direita (Leste), apesar de terem suas nascentes a aproximadamente 3 km do litoral, seguem sentido W. Pereira (2001) argumenta que houve uma continuação da elevação do bloco estrutural (horst) que circunda a bacia sedimentar do Almada, forçando os cursos d'água para o interior do continente. Além disso, nessas sub-bacias foram verificadas mudanças abruptas de declive no perfil longitudinal, representadas por trechos da drenagem em ascensão e subsidência, sendo que esses trechos anômalos estão associados às áreas que apresentaram anomalias de 2º ordem.

No contexto dos sedimentos da Formação Barreiras, a sub-bacia do Curupitanga (14) também apresentou anomalias de 2ª ordem. Merece destaque o rio principal que, embora apresente o perfil longitudinal aproximadamente em equilíbrio com a best fit line, apresenta uma área de subsidência no trecho de 10 km a partir da nascente. Esse trecho coincide com a área que o rio sofre mudança de direção de S para W. No entanto, a tendência de equilíbrio possivelmente relaciona-se aos sedimentos da Formação Barreiras, que não formam, normalmente mudanças abruptas de declive ao longo da drenagem.

Em relação à sub-bacia do rio da Serra (23), os maiores valores da relação  $SL$  foram registrados nos primeiros 10 km após a nascente, onde o rio corta os contatos litológicos da Formação Barreiras e Enderbitos. Assim, os altos valores podem relacionar-se a presença de knickpoint gerado pelas diferenças litológicas. No entanto, o perfil longitudinal apresenta vários trechos de ascensão e subsidência mesmo em áreas de domínio dos Enderbitos. Além disso, é mantido o valor de anomalia  $> 2$  onde afloram os sedimentos da Formação Barreiras, indicando que há um controle estrutural até em áreas de depósitos dos sedimentos Neógenos.

Para a sub-bacia do rio Aliança (26), que se insere na região serrana (complexo Serra das Lontras) há vários pontos de inflexão, alguns com até 90°, provavelmente controlados pela resistência estrutural da litologia, já que são áreas expostas ao intemperismo recentemente, devido à ablação de materiais intemperizados *in situ* e/ou possíveis sedimentos que os recobriam (Nacif et al., 2009) e os processos morfogenéticos relacionados à erosão devem predominar. No rio principal, apesar do desnível registrado em direção à montante ( $\approx$  620 m em 7 km), não se verifica altos índice da relação SLs/SLt. As anomalias são registradas no trecho de 10 km a montante, com valor de SL de 9,94 que coincide com subsidência registrada no perfil longitudinal do rio.

Em um contexto geral as sub-bacias estudadas não apresentaram trechos anômalos de 1º ordem. Todavia, estudos em outras regiões identificaram categorias anômalas semelhantes e os resultados foram relacionados a neotectônica (Etchebehere et al., 2004; Monteiro et al., 2010; Fujita et al., 2011; Santos et al., 2011). Adicionalmente, os desequilíbrios registrados nos perfis longitudinais das drenagens também reforçam a interpretação de que a neotectônica atuou na área de estudo.

### **5.3 Evidências neotectônicas em campo**

Em relação à atuação neotectônica, várias são as feições registradas em campo. Na região norte, os sedimentos da Formação Sergi, que são depósitos flúvio-eólicos do Cretáceo, tendem a ocorrer na base e borda da bacia sedimentar Almada, porém em alguns locais estão situados em cotas de 80 m. Embora sejam sedimentos antigos, as movimentações de falhas presentes no contexto da bacia do Almada, para formação do graben/horst e que, segundo Pereira (2001), se estendeu até o Holoceno, promoveu nos depósitos da Formação Sergi a criação e reativação de sistema de falhas, inclinações dos estratos e colocou algumas áreas dos depósitos em cotas elevadas. Cabe destacar, que as influências de processos neotectônicos em área de bacia do tipo rift em sedimentos Cretáceos também são relatadas em estudo de Maia & Bezerra (2014).

A presença de depósitos da Formação Barreiras em altitude (120 m) também reforça o argumento da neotectônica, uma vez que estes depósitos têm sua origem majoritariamente continental, e as áreas interioranas possuem cotas mais elevadas que as regiões mais próximas ao litoral. Contudo, nas proximidades da bacia sedimentar do Almada, os sedimentos da Formação Barreiras ocorrem em cotas de até 120 m e as áreas a oeste nas proximidades aos

depósitos possuem cotas mais baixas, o que permite afirmar que a elevação da área foi pós deposicional, pois a configuração atual seria um impedimento físico à deposição dos sedimentos da Formação Barreiras que são originados de áreas mais elevadas do interior do continente.

A presença de afloramentos rochosos e escarpas em contatos com o mar também pode se configurar como evidência neotectônica, uma vez que ao considerar que o nível marinho na costa brasileira desce cerca de 1 m a cada 1.000 anos desde do Holoceno médio (Suguio, 1999), é improvável que os afloramentos de grandes dimensões sejam resultantes da denudação devido ao rebaixamento do nível do mar. Além disso, a presença de escarpas de rochas pré-cambrianas em contato com o mar é indicativo de soerguimento rápido por reativação de falha, como já identificado por alguns estudos em outras regiões (Freitas, 1951; Almeida & Carneiro, 1998; Maia & Bezerra, 2014). Adicionalmente, em vários pontos da região sul há presença de afloramentos rochosos nas linhas de praia, indicando que a área esteve em processo de emersão ou estabilidade da linha costeira, sendo que a hipótese do processo de emersão é corroborada pelas evidências neotectônicas registradas nos sedimentos da Formação Barreiras.

No contexto da região sul, a Formação Barreiras apresenta continuidade, formando os Tabuleiros Costeiros com paleofalésias, as quais demonstram grande parte da faciologia desta unidade. As evidências neotectônicas registradas em campo no contexto da região sul encontram-se localizados na área que foi também atribuída por Bittencourt et al. (1999) como região sob efeito de processos de flexura continental e reativação de falhas.

Nos Tabuleiros foram verificados sistemas de inclinações de estratos sedimentares com direcionamento para W, que não se assemelham ao padrão dos depósitos da Formação Barreiras, que possuem direção preferencial de mergulho W-E. Esta característica também foi apresentada por Saadi (1993) no Rio Grande do Norte. Na área de estudo este fato é mais notável pela presença de concreção ferruginosa com inclinação de 30° direção W, (Figura 12 D), uma vez que a origem da concreção obedece ao fluxo de água com migração do ferro em solução, a qual encontra um ambiente de oxidação nas bordas das paleofalésias e tende a formar estratos ferruginosos. Porém, o grau de inclinação do estrato concrecionado com  $Fe^{3+}$  é contrário ao fluxo da drenagem, o que indica que houve processo de basculamento posterior à sua formação.

Em um contexto geral, os sedimentos da Formação Barreiras, por se caracterizarem como sedimentos com predominância de estratos com característica dúctil fazem com que as

evidências neotectônicas se manifestem de forma suave. Além disso, a friabilidade do material não preserva por completo essas evidências, frente a processos erosivos.

## **6. Conclusões**

A aplicação de índices geomorfológicos, análise da drenagem e perfil longitudinal da área de estudo permitem afirmar que a região foi submetida a eventos neotectônicos, registrados por indicativos de basculamento, alterações abruptas de canais de drenagem e padrões retilinizados, com indicativos desses processos em nível regional, de sub-bacias e de trechos de drenagem.

O índice Fator de Assimetria (FAB), em contexto geral, demonstrou que a direção de basculamento das sub-bacias, mostram blocos basculados para S, o que pode indicar ação de forças compressivas N-S. Os basculamentos para esquerda estão agrupados mais comumente na região da bacia sedimentar do Almada, área em que há estudos indicando reativação de falhas, a partir do Neógeno. O maior índice de basculamento foi na sub-bacia Curupitanga, inclinado para oeste, e com padrões de drenagem atípicos das sub-bacias adjacentes.

Os índices Stream length-gradient (SL) e o Normalized channel steepness index - Ksn, foram ferramentas eficazes para detectar áreas com possíveis processos tectônicos em um contexto regional. A espacialização do SL total por Krigagem, demonstrou as áreas com maior atuação de processos neotectônicos, sendo os maiores valores registrados no complexo geomorfológico Serra das Lontras (soerguimento Neógeno), Bacia Sedimentar Almada e área de depósitos da Formação Barreiras, reforçando argumento de estudos anteriores que indicam reativações de falhas.

A análise detalhada em cinco sub-bacias representantes das áreas que apresentaram maiores valores de SLt, indicaram anomalias de 2ª ordem em vários trechos, dadas pela relação por segmento SLs com o total (SLs/SLt). No perfil longitudinal, nos trechos com anomalias, foram registrados afastamentos significativos do perfil longitudinal da linha de melhor ajuste, por subsidência ou ascensão. As evidências da neotectônica verificadas em campo, caracterizadas por fraturas, dobras e afloramentos rochosos estão associadas às áreas identificadas sob efeito de processos neotectônicos definidos pelos índices geomorfológicos.

## 7. Referências

- Almeida, Â. B., 2006. História De Preenchimento Do Vale Inciso Da Lagoa Encantada – Ilhéus-Ba, Durante O Quaternário., Dissertação (Curso de Pós-Graduação em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, 130 f.
- Almeida, F. F. M., 1977. O Cráton Do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 7(4), 349-364.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., 1998. Origem E Evolução Da Serra Do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 135-150.
- Arcanjo, J., 1993. Folha De Itabuna Sd. 24. Yb Vi, Estado Da Bahia, Escala 1: 100.000. DNPM/CPRM, inédito.
- Barbosa, J. F. S., 1996. O Embasamento Arqueano E Proterozóico Inferior Do Estado Da Bahia. *Geologia da Bahia, Texto Explicativo SME-SGM, Capítulo, 3, 63-83.*
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P., 2002. Geological Features and the Paleoproterozoic Collision of Four Archean Crustal Segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: A Synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74, 343-359. [dx.doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009](https://doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009)
- Barbosa, M. E. F., Furrier, M., 2011. Influência Neotectônica Identificada Através De Dados Morfométricos E De Produtos Cartográficos Na Bacia Hidrográfica Do Rio Guruji (Pb), Brasil *Revista Brasileira de Geografia Física*, 4(1), 215-228.
- Barbosa, M. E. F., Furrier, M., 2012. Técnicas De Geoprocessamento E Morfometria Aplicados Na Detecção De Atividades Neotectônicas No Grupo Barreiras, Estudo Da Bacia Hidrográfica Do Rio Guruji (Pb). *Acta Geográfica*, 6(11), 117-131. [dx.doi.org/10.5654/acta.v6i11.475](https://doi.org/10.5654/acta.v6i11.475)
- Bezerra, F. H. R., 1998. Neotectonics in Northeastern Brazil. Doctor. University College London, London, 208 p.
- Bezerra, F. H. R., 2000. Neotectonic Movements in Northeastern Brazil: Implications for a Preliminary Seismic-Hazard Assessment. *Brazilian Journal of Geology*, 30(3).
- Bezerra, F. H. R., Rossetti, D. F., Oliveira, R. G., Medeiros, W. E., Neves, B. B. B., Balsamo, F., Nogueira, F. C. C., Dantas, E. L., Andrades Filho, C., Góes, A. M., 2014. Neotectonic Reactivation of Shear Zones and Implications for Faulting Style and Geometry in the Continental Margin of Ne Brazil. *Tectonophysics*, 614(0), 78-90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.021>
- Bigarella, J. J., 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47, 365-393. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652001000300010>
- Bittencourt, A., Dominguez, J. M. L., Ussami, N., 1999. Flexure as a Tectonic Control on the Large Scale Geomorphic Characteristics of the Eastern Brazil Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 505-519. <http://www.jstor.org/stable/4298962>
- Braun, O., Ramalho, R., 1980. Geomorfologia Da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia*, 42(4), 822-861.
- Braun, O. P., 1971. Contribuição À Geomorfologia Do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32(3), 3-39.
- Bull, W. B., 2008. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology* John Wiley & Sons.
- Burnett, A., Schumm, S., 1983. Alluvial-River Response to Neotectonic Deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222(4619), 49-50. <http://dx.doi.org/10.1126/science.222.4619.49>

- Carvalho, K. D., 1965. Geologia Da Bacia Sedimentar Do Rio Almada. Boletim técnico da PETROBRAS, 8(1), 5-55.
- Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Ferrari, L., 2014. Response of a Landscape to Tectonics Using Channel Steepness Indices (Ksn) and Osl: A Case of Study from the Jalisco Block, Western Mexico. *Geomorphology*, 221, 204-214. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.017>
- Cox, R. T., 1994. Analysis of Drainage-Basin Symmetry as a Rapid Technique to Identify Areas of Possible Quaternary Tilt-Block Tectonics: An Example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571-581. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2)
- Cyr, A. J., Granger, D. E., Olivetti, V., Molin, P., 2014. Distinguishing between Tectonic and Lithologic Controls on Bedrock Channel Longitudinal Profiles Using Cosmogenic <sup>10</sup>be Erosion Rates and Channel Steepness Index. *Geomorphology*, 209, 27-38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.010>
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A., 2010. Quantitative Analysis of Relative Tectonic Activity in the Sarvestan Area, Central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121(3), 329-341. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.05.002>
- Di Luzio, M., Srinivasan, R., Arnold, J. G., 2002. Integration of Watershed Tools and Swat Model into Basins. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 38(4), 1127-1141. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2002.tb05551.x>
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E. A., 2008. Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004>
- Etchebehere, M. L., Saad, A. R., Fulfaro, V. J., Perinotto, J. a. D. J., 2004. Aplicação Do Índice "Relação Declividade-Extensão-Rde" Na Bacia Do Rio Do Peixe (Sp) Para Detecção De Deformações Neotectônicas. *Geologia USP. Série Científica*, 4(2), 43-56. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200004>
- Finnegan, N. J., Klier, R. A., Johnstone, S., Pfeiffer, A. M., Johnson, K., 2017. Field Evidence for the Control of Grain Size and Sediment Supply on Steady-State Bedrock River Channel Slopes in a Tectonically Active Setting. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2338-2349. 10.1002/esp.4187
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.-L., 2010. Dem and Gis Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonics: The Normandy Intraplate Area (Nw France). *Geomorphology*, 119(3-4), 172-180. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.017>
- Freitas, R. O., 1951. Ensaio Sobre O Relevo Tectônico Do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*(2), 171.
- Fujita, R. H., Gon, P. P., Stevaux, J. C., Santos, M. L. D., Etchebehere, M. L., 2011. Perfil Longitudinal E a Aplicação Do Índice De Gradiente (Rde) No Rio Dos Patos, Bacia Hidrográfica Do Rio Ivaí, Pr. *Revista Brasileira de Geociências*, 41, 597-603.
- Gandini, R., Rossetti, D. D. F., Netto, R. G., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., 2014. Neotectonic Evolution of the Brazilian Northeastern Continental Margin Based on Sedimentary Facies and Ichnology. *Quaternary Research*, 82(2), 462-472. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.07.003>
- Gomes, L. C. C., De Oliveira, E. P., Barbosa, J. F. S., Da Silva, P. C. F., 1998. Tectônica Associada À Colocação Dos Diques Alcalinos Félsicos E Máficos Neoproterozóicos Na

- Zona De Cisalhamento De Itabuna-Itajú Do Colônia, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 28(4), 449-458.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. New York: Oxford University Press 483 p.
- Green, D. J., 1997. Active Tectonics Earthquakes, Uplift, and Landscape. *Environmental & Engineering Geoscience*, III(3), 463-464. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.III.3.463>
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., Alves, F. M., 2007. Srtm-Based Morphotectonic Analysis of the Poços De Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 33(1), 10-19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2006.05.002>
- Hack, J. T., 1973. Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hare, P. W., Gardner, T., 1985. *Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism Along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica*. Allen and Unwin, Boston, 75-104.
- Hiruma, S. T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M., 2001. Neotectônica No Planalto De Campos Do Jordão, Sp. *Revista Brasileira de Geociencias*, 31(3), 375-384.
- Howard, A. D., Dietrich, W. E., Seidl, M. A., 1994. Modeling Fluvial Erosion on Regional to Continental Scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13971-13986. <http://dx.doi.org/10.1029/94JB00744>
- Joshi, P. N., Maurya, D. M., Chamyal, L. S., 2013. Morphotectonic Segmentation and Spatial Variability of Neotectonic Activity Along the Narmada–Son Fault, Western India: Remote Sensing and Gis Analysis. *Geomorphology*, 180–181, 292-306. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.023>
- Kale, V. S., Sengupta, S., Achyuthan, H., Jaiswal, M. K., 2014. Tectonic Controls Upon Kaveri River Drainage, Cratonic Peninsular India: Inferences from Longitudinal Profiles, Morphotectonic Indices, Hanging Valleys and Fluvial Records. *Geomorphology*, 227, 153-165. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.027>
- Lima, C. C. U., 2000. O Neotectonismo Na Costa Do Sudeste E Do Nordeste Brasileiro. *Revista de Ciência e Tecnologia*, 15, 91-102.
- Lima, C. C. U., Bezerra, F. H. R., Nogueira, F. C. C., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., 2014. Quaternary Fault Control on the Coastal Sedimentation and Morphology of the São Francisco Coastal Plain, Brazil. *Tectonophysics*, 633, 98-114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.026>
- Lima, C. C. U., Boas, G. S. V., Bezerra, F. H. R., 2006. Faciologia E Análise Tectônica Preliminar Da Formação Barreiras No Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 71-80. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009>
- Maia, R. P., Bezerra, F. H. R., 2014. Inversão Neotectônica Do Relevo Na Bacia Potiguar, Nordeste Do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(1), 61-74. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v15i1.419>
- Martin, L., Bittencourt, A., Flexor, J., Suguio, K., Dominguez, J., 1986. Neotectonic Movements on a Passive Continental Margin: Salvador Region, Brazil. *Neotectonics*, 1, 87-103.
- Martin, L., Suguio, K., 1992. Variation of Coastal Dynamics During the Last 7000 Years Recorded in Beach-Ridge Plains Associated with River Mouths: Example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99(1–2), 119-140. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90010-3](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(92)90010-3)

- Monteiro, K. D. A., Missura, R., Correa, A. C. D. B., 2010. Application of the Hack Index - or Stream Length-Gradient Index (SI Index) - to the Tracunhaém River Watershed, Pernambuco, Brazil. *Geociências (São Paulo)*, 29, 533-539.
- Nacif, P. G. S., Costa, O. V., Araujo, M., Santos, P. S., 2009. Geomorfodinâmica Da Região Do Complexo De Serras Das Lontras. In: Save Brasil, Iesb, B. International (Eds.), *Complexo De Serras Das Lontras E Una, Bahia: Elementos Naturais E Aspectos De Sua Conservação* São Paulo: SAVE Brasil. 9-14.
- Netto, A. S., Sanches, C. P., 1991. Roteiro Geológico Da Bacia De Almada, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), 186-198.
- Nunes, F. C., Silva, E. F., Vilas Bôas, G. S., 2011. Grupo Barreiras: Características, Gênese E Evidências De Neotectonismo. <http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/68532/1/BPD-194-Grupo-Barreiras.pdf>. acesso em 06 out 2016 /
- Oliveira, E., Mcnaughton, N., Armstrong, R., 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 338(1), 263-286. <https://doi.org/10.1144/SP338.13>
- Omuto, C. T., Vargas, R. R., 2015. Re-Tooling of Regression Kriging in R for Improved Digital Mapping of Soil Properties. *Geosciences Journal*, 19(1), 157-165. <https://doi.org/10.1007/s12303-014-0023-9>
- Pedreira, A. J., 1979. Possible Evidence of a Precambrian Continental Collision in the Rio Pardo Basin of Eastern Brazil. *Geology*, 7(9), 445-448. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<445:PEOAPC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<445:PEOAPC>2.0.CO;2)
- Pereira, A. D. C., 2001. Lagoa Encantada Testemunho De Uma Baía Quaternária Ilhéus – Bahia Brasil (Doutorado), Universidade do Minho, Braga-Portugal, 166 p.
- Pérez-Peña, J., Azañón, J., Azor, A., Delgado, J., González-Lodeiro, F., 2009. Spatial Analysis of Stream Power Using Gis: Slk Anomaly Maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(1), 16-25. <https://doi.org/10.1002/esp.1684>
- Queiroz, G. L., Salamuni, E., Nascimento, E. R., 2014. Azimuthfinder: Ferramenta Para a Extração De Dados E Apoio Na Análise Estrutural. *Geologia USP. Série Científica*, 14(1), 69-80. <https://doi.org/10.5327/z1519-874x201400010005>
- Richte, C. F., 1935. An Instrumental Earthquake Magnitude Scale\*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1), 1-32.
- Rios, V. P. L., Amaro, V. E., Vieira, M. M., Matos, M. F. A., Prudêncio, M. C., Camara, M. R., 2016. Influência Neotectônica Na Morfologia Do Sistema De Ilhas Barreiras, Nordeste Do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 17(3), 399 - 416. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i3.789>
- Rockwell, T., Keller, E., Johnson, D., 1985. Tectonic Geomorphology of Alluvial Fans and Mountain Fronts near Ventura, California, Tectonic Geomorphology. *Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium*. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, 183-207.
- Rodriguez, S. K., 1993. Neotectônica E Sedimentação Quaternária Na Região De Volta Grande Do Rio Xingu, Altamira, Pa (Mestrado), Universidade de São Paulo, São Paulo 119 p. <http://dx.doi.org/10.11606/D.44.1993.tde-11062015-105206>
- Rossetti, D. F., Góes, A. M., 2009. Marine Influence in the Barreiras Formation, State of Alagoas, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 741-755. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000400012>

- Rossetti, D. F., Góes, A. M., Souza, L. S. B., 2001. Estratigrafia Da Sucessão Sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) Com Base Em Radar De Penetração No Solo. *Revista Brasileira de Geofísica*, 19, 113-130. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2001000200001>
- Rossetti, D. F., Souza, L. S. B., Prado, R., Elis, V. R., 2012. Neotectonics in the Northern Equatorial Brazilian Margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 37(0), 175-190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.004>
- Saadi, A., 1993. Neotectônica Da Plataforma Brasileira: Esboço E Interpretação Preliminares. *Revista Geonomos*, 1(1 e 2), 1-15. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v1i1e2.233>
- Salamuni, E., Ebert, H. D., Hasui, Y., 2008. Morfotectônica Da Bacia Sedimentar De Curitiba. *Brazilian Journal of Geology*, 34(4), 469-478.
- Sanabria, L. L. O., Pereira, E., Antonioli, L., 2015. Revisão Estratigráfica Dos Depósitos Miocênicos Aflorantes Na Região Do Alto De Olivença, Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA*, 18, 3. <http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2015.3.11>
- Santos, L. F. F. D., Guedes, I. C., Etchebehere, M. L., 2011. Análise Neotectônica Do Pontal Do Paranapanema (Sp) Mediante Aplicação De Parâmetros Fluviomorfométricos. *Geociências (São Paulo)*, 30(4), 491-507.
- Schwanghart, W., Kuhn, N. J., 2010. Topotoolbox: A Set of Matlab Functions for Topographic Analysis. *Environmental Modelling & Software*, 25(6), 770-781. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. Short Communication: Topotoolbox 2 - Matlab-Based Software for Topographic Analysis and Modeling in Earth Surface Sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1-7. <http://dx.doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>
- Seeber, L., Gornitz, V., 1983. River Profiles Along the Himalayan Arc as Indicators of Active Tectonics. *Tectonophysics*, 92(4), 335-367. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90201-9](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(83)90201-9)
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. Tecdem: A Matlab Based Toolbox for Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing and Stream Profile Analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 250-260. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2010.06.008>
- Silva, P. G., Goy, J., Zazo, C., Bardaji, T., 2003. Fault-Generated Mountain Fronts in Southeast Spain: Geomorphologic Assessment of Tectonic and Seismic Activity. *Geomorphology*, 50(1), 203-225.
- Souza, A. D. O., Perez Filho, A., 2017. Aplicação Do Ksn Index E Do Si Index No Estudo Dos Knickpoints No Perfil Longitudinal Do Rio Ribeira De Iguape-Sp. 2017, 10. 10.11606/rdg.v0ispe.132180
- Souza, C. M. P., Costa, L. M., Moreau, A. M. S. S., Gomes, R. L., 2016. Sedimentological Parameters and Dating of Post-Barreiras Sediments from Region the Coastline. *Revista Mercator*, 15(3), 127-139. <http://dx.doi.org/10.4215/RM2016.1503.0008>
- Souza, J. J. L. L., Abrahão, W. a. P., Mello, J. W. V., Silva, J., Costa, L. M., Oliveira, T. S., 2015. Geochemistry and Spatial Variability of Metal(Loid) Concentrations in Soils of the State of Minas Gerais, Brazil. *Science of The Total Environment*, 505, 338-349. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.098>
- Suguio, K., 1999. *Geologia Do Quaternário E Mudanças Ambientais:(Passado +Presente Paulo's Comunicação e Artes Gráficas.*
- Suguio, K., Martin, L., 1996. The Role of Neotectonics in the Evolution of the Brazilian Coast. *Revista Geonomos*, 4(2). <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.200>

- Tatumi, S. H., Silva, L. P. D., Pires, E. L., Rossetti, D. F., Góes, A. M., Munita, C. S., 2008. Datação De Sedimentos Pós-Barreiras No Norte Do Brasil: Implicações Paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3), 514-524.
- Teixeira, W., Figueiredo, M. C. H., 1991. An Outline of Early Proterozoic Crustal Evolution in the São Francisco Craton, Brazil: A Review. *Precambrian Research*, 53(1), 1-22. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90003-S](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(91)90003-S)
- Terrizzano, C. M., Cortés, J. M., Zech, R., García Morabito, E., 2014. Drainage Anomalies as Indicators of Soft-Linked Deformation Zones between Neotectonic Structural Highs in the Precordillera, Central Andes of Argentina. *Geomorphology*, 224, 1-15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.004>
- Tricart, J., Silva, T. C., 1968. Estudos De Geomorfologia Da Bahia E Sergipe Publicação da Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia.
- Troiani, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M., Guerrero, J., 2014. Spatial Analysis of Stream Length-Gradient (SI) Index for Detecting Hillslope Processes: A Case of the Gállego River Headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.004>
- Tyagi, A. K., Chaudhary, S., Rana, N., Sati, S. P., Juyal, N., 2009. Identifying Areas of Differential Uplift Using Steepness Index in the Alaknanda Basin, Garhwal Himalaya, Uttarakhand. *Current Science*, 97(10), 1473-1477.
- Uhlein, A., Trompette, R. R., Egydio-Silva, M., 1998. Proterozoic Rifting and Closure, Se Border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 191-203. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00010-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00010-8)
- Vilas Boas, G. S., Sampaio, F. J., Pereira, A., 2001. The Barreiras Group in the Northeastern Coast of the State of Bahia, Brazil: Depositional Mechanisms and Processes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(3), 417-427. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652001000300010>
- Whipple, K. X., Tucker, G. E., 1999. Dynamics of the Stream-Power River Incision Model: Implications for Height Limits of Mountain Ranges, Landscape Response Timescales, and Research Needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900120>
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., Willett, S., 2006a. Tectonics from Topography: Procedures, Promise, and Pitfalls. *Special papers-geological society of america*, 398, 55.
- Wobus, C. W., Crosby, B. T., Whipple, K. X., 2006b. Hanging Valleys in Fluvial Systems: Controls on Occurrence and Implications for Landscape Evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F2), n/a-n/a. [10.1029/2005JF000406](http://dx.doi.org/10.1029/2005JF000406)

## CAPÍTULO III

### APRENDIZADO DE MÁQUINA PARA ANÁLISE DA NEOTECTÔNICA COM ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO NO SUL DA BAHIA - BRASIL

#### Resumo

Os algoritmos de aprendizado de máquina são ferramentas capazes de reconhecer padrões em dados de alta dimensão, entretanto não foram aplicados em estudos de neotectônica. Assim, foi realizado o teste de três algoritmos (Random Forest -RF, Cubist – CB e Support Vector Machine – SVM) para prever e espacializar dados do índice geomorfológico stream-length gradient (SL) para identificação de influência da neotectônica em região localizada em margem passiva no sul da Bahia, Brasil. O índice SL foi calculado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) para extensão total (SLt), segmentos (SLs) e a relação entre ambos (SLs/SLt). A predição dos valores foi com base em covariáveis preditivas (Geologia, Fator de Assimetria de Bacia, e 37 dados geomorfométricos advindos do MDE). O melhor algoritmo foi o RF, com melhor  $R^2$ . Em geral, foram observados os maiores valores de SLt e SLs para regiões serranas e áreas de bacia sedimentar do tipo graben, porém, as anomalias pela relação SLs/SLt foram maiores na bacia (graben), nas vertentes do horst circundante e nas áreas dos Tabuleiros Costeiros, tais áreas são caracterizadas, por vezes, pela presença de canais de drenagem retelinizados, com inflexões abruptas, relevos escarpados em contato com o mar ou paleofalésias associadas a falhas do Cretáceo. Esses pontos coincidem com neotectonismo relatado em estudos anteriores, além de evidências observadas em campo e em imagem de satélite. O método empregado foi eficiente para identificação de locais específicos de influência neotectônica e pode vir a se configurar em um excelente método para este fim, principalmente com inserção de novas covariáveis preditivas ligadas a este aspecto.

**Palavras-chave:** Neotectônica, Knickpoint, Tabuleiros Costeiros.

#### 1. Introdução

O termo neotectônica foi empregado no final da década de 40 pelo geólogo V.A. Obruchev para referir-se a movimentos crustais que ocorreram a partir do Neógeno (Mioceno e Plioceno) (Saadi, 1993; Jacques et al., 2014). Desde então, diversos trabalhos foram realizados com este enfoque, tanto em áreas tectonicamente ativas (Pichon & Angelier, 1979; Jackson & Mckenzie, 1984; Barka & Reilinger, 1997; Audin et al., 2003; Kothyari et al., 2017) quanto em margens passivas (Burnett & Schumm, 1983; Beck, 1988; Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Robertson, 2000; Peulvast et al., 2006; Rossetti et al., 2017).

Os estudos de neotectônica ganharam vulto com advento de Sistema de Informação Geográfica (SIG). Dados de sensoriamento remoto permitiram verificar evidências de

neotectônica em escalas regionais, com base na interpretação das formas do relevo, falhas geológicas, características da rede drenagem, configurações de bacias dentre outras, com aplicação em diversos contextos geológicos (Grohmann et al., 2007; Silva et al., 2007; Demoulin, 2011; Troiani et al., 2014; Nash & Eckardt, 2016; Brunetto et al., 2017).

Em relação a movimentos tectônicos, os sistemas fluviais são sensíveis a alteração da superfície, podendo manifestar parcialmente o fenômeno na geometria das bacias, que pode ser identificada pelo índice Fator de Assimetria de Bacia (Cox, 1994; El Hamdouni et al., 2008; Garrote et al., 2008), além de alterações nos sistemas fluviais, caracterizados por padrões anômalos nos perfis longitudinais dos rios, que podem ser identificado pelo índice stream length–gradient index - SL (Hack, 1973; Monteiro et al., 2010; Troiani et al., 2014; Dinesh et al., 2016). Apesar da eficiência destes métodos, parte dos estudos não apresentam os resultados de forma cartográfica, principalmente para o índice SL e quando o fazem é com uso de métodos de interpolação (Pérez-Peña et al., 2009; Font et al., 2010; Doranti-Tiritan et al., 2014; Troiani et al., 2014) ou representados por trechos de rios (Peters & Van Balen, 2007; Shahzad & Gloaguen, 2011; Toudeshki & Arian, 2011).

O uso de interpoladores geoestatísticos (krigagem), é por vezes, eficaz em regionalização (Tolosana-Delgado & Pawlowsky-Glahn, 2007), contudo a espacialização se baseia apenas nos valores da variável e no padrão estatístico a uma certa distância (dependência espacial) (Oliver & Webster, 1990). Por outro lado, alguns estudos vêm utilizando técnicas como o sistema de aprendizado de máquina, que se baseiam em algoritmos estatísticos capazes de aprender a relação entre uma variável e um banco de dados preditores, que uma vez aprendido, permite a aplicação dos relacionamentos a outras áreas (Vapnik, 1999).

O uso dos algoritmos de aprendizado de máquina para espacialização de uma variável, se baseiam no uso de algoritmos (decision tree, support vector machine, neuro-fuzzy, logistic regression, random forest) e já foram aplicados em vários estudos (Kovačević et al., 2010; Lacoste et al., 2011; Pradhan, 2013; Brungard et al., 2015). Além disso, além da variável, utilizam-se de covariáveis preditivas, muitas advindas principalmente de MDE. A eficiência deste método é relatado em estudos de geologia, geomorfologia e pedologia (Yao et al., 2008; Hengl & Macmillan, 2009; Cracknell & Reading, 2014; Brungard et al., 2015). Contudo, não há estudos específicos para identificação da neotectônica.

No caso do Brasil, apesar de situar-se em uma margem tectonicamente passiva, evidências de neotectonismo são relatadas, seja através de análises morfotectônicas (Monteiro

et al., 2010; Jacques et al., 2014), análise da paisagem e reativação de falhas geológicas (Furrier et al., 2006; Peulvast et al., 2006; Lima et al., 2017), presença de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (sismitos) (Bezerra et al., 2005; Lima, 2010), criação de espaço para estabelecimento de planícies costeiras (Lima et al., 2014), padrões anômalos de drenagem (Lima, 2010; Silva et al., 2012) e sedimentos influenciados por processos marinhos em altitude (Gandini et al., 2014; Sanabria et al., 2015). Alguns desses registros estão presentes nos sedimentos do Mioceno (Formação Barreiras) que ocorrem ao longo de 4.000 km no litoral brasileiro.

Estudos que identifiquem áreas influenciadas pela neotectônica de forma automatizada ainda são poucos na literatura. Portanto, o objetivo é usar algoritmos de aprendizagem de máquina para espacialização do índice geomorfológico stream-length gradiente (SL) com vista a identificação de processos neotectônicos em margem passiva na região Sul da Bahia.

### **1.1. Área de estudo e configuração regional**

A área de estudo compreende a área sul da Bahia, representada pela região litorânea do município de Ilhéus e Una, situado entre as coordenadas  $-14^{\circ} 41'$  a  $-15^{\circ} 35'$  de latitude sul e  $-39^{\circ} 40'$  a  $-38^{\circ} 99'$  de longitude W.Gr. A delimitação da área abrange um conjunto de 30 sub-bacias (Figura 1), que apresentam quatro domínios geomorfológicos mais representativos que são descritos a seguir.

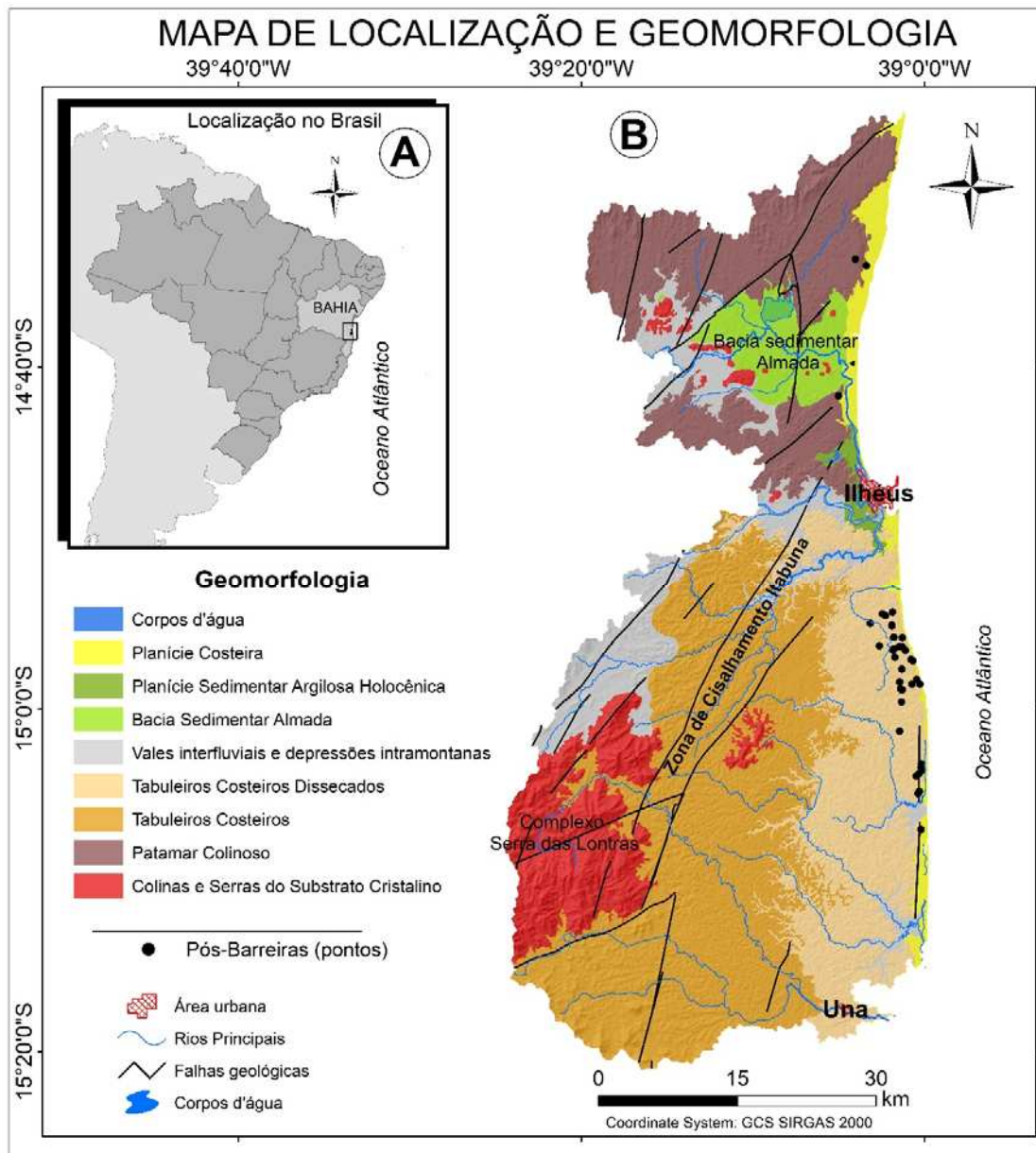
As Colinas e Serras do Substrato Cristalino são superfícies predominantemente com morfologia de Mar de Morro de altitudes de até 80 m, porém, na região sudoeste, apresentam a configuração de serras. Em geral são formadas por rochas do Complexo Buerarema – Enderbitos do Proterozoico (Granito-gnaiss-migmatítico e Granulitos).

Os Patamares Colinosos são formas de relevo que se configuram como planaltos pré-litorâneos, possuindo formas medianamente movimentadas no topo. Estão situados principalmente circundando a bacia sedimentar do Almada (graben) e no seu limite se configuram como escarpas estruturais (horst). Estão relacionadas à litologia do tipo básica metamorfizada do Paleoproterozóico, de composição cálcico-alcalina (Arcanjo, 1993; Oliveira et al., 2010).

Na porção mais baixa (graben), encontra-se a bacia sedimentar Almada, cuja origem está associada ao sistema de *rifts* implantado no Cretáceo inferior, quando teve início o processo

de separação das placas Sul-Americana e Africana (Netto & Sanches, 1991). A Bacia sedimentar do Almada apresenta uma geometria romboédrica, limitada por falhas normais e escarpas estruturais, sendo preenchida por sedimentos conglomeráticos fluviais, sedimentos eólicos da Formação Sergi (Cretáceo); Urucutuca (Cretáceo Superior) que contem folhelhos sílticos, depositados em bancos irregulares, interestratificados a conglomerados poligênicos mal selecionados e imaturos, com fenoclastos de granulito, quartzo, calcário, distribuídos numa matriz geralmente arenosa (Almeida, 2006); e sedimentos do Quaternário.

O domínio de Tabuleiros Costeiros ocorre na área sul da região, tratam-se de sedimentos da Formação Barreiras (Mioceno), que foram depositados por meio de fluxos de detritos/lama associado também com ambientes transicionais marinhos e não forma tabuleiros planos, porém, segue a morfologia semelhante as formas de Mar de Morro das rochas subjacentes. Os Tabuleiros também não estão mais em contato com mar, são paleofalésias.



**Figura 1.** (A) Mapa de localização da área de estudo. (B) Mapa geomorfológico sobre relevo sombreado.

## 2. Material e métodos

### 2.1. Variável Stream length–gradiente

A princípio foi delimitada a área de estudo, considerando o conjunto de sub-bacias hidrográficas mapeadas pelo software SWAT (soil water assesment tools) (Neitsch et al., 2002),

o qual permitiu delimitar 30 sub-bacias a partir do modelo digital SRTM (30 m) (Shuttle Radar Topography Mission).

Foi gerada a variável stream length–gradient (SL) (Hack, 1973), que consiste em um índice para a medição de anomalias na drenagem, uma vez que é sensível a mudanças de declive (knickpoints), que podem ser gerados ou por mudanças de litologia, rebaixamento de nível de base ou neotectônica (Green, 1997). O índice SL pode ser aplicado para extensão total da drenagem (SLt) ou por segmentos (SLs) (Monteiro et al., 2010; Ambili & Narayana, 2014; Doranti-Tiritan et al., 2014; Dinesh et al., 2016). O índice SL foi calculado de forma automatizada, com base na ferramenta Knickpoint finder, que está codificada na linguagem Python para uso na plataforma ArcGIS® (Queiroz et al., 2015). A ferramenta já foi testada em estudos de Salamuni et al. (2013); Sordi et al. (2015); Pérez-Peña et al. (2017).

O Knickpoint finder gera informações ligadas à rede de drenagem (fluxo de direção e acumulação e ordem de drenagem). Posteriormente, define o ponto de foz e nascente de cada rio por meio da ferramenta River Merge e transforma a drenagem em linhas 3D com valor Z. Com valores de altitude e comprimento é calculado o índice SL, tanto para extensão total de drenagem (SLt), quanto por segmento (SLs). Geram-se também os valores da relação SLs/SLt que se enquadram em classes categóricas de anomalias, na qual valores superiores a 10 são classificados como de anomalias de 1ª ordem, entre 2 e 10 são classificados como anomalias de 2ª ordem e inferiores a 2 não são considerados anômalos (Seeber & Gornitz, 1983), os índices são obtidos conforme equações:

$$SLt = \frac{\Delta H}{\ln(L)} \quad SLs = \left(\frac{\Delta h}{\Delta l}\right) L \quad \text{Relação SL} = \frac{SLs}{SLt}$$

Onde L = comprimento entre a cabeceira e o ponto final da drenagem, a foz no caso de SLt;  $\Delta H$  = altura da drenagem;  $\Delta h$  = diferença altimétrica no segmento analisado;  $\Delta l$  = comprimento do segmento de drenagem.

Com o conjunto de dados do índice SL foi realizado também uma análise estatística descritiva (média, mínimo, máximo, mediana, 1º quartil, 3º quartil, variância, desvio-padrão), para identificar as principais características inclusive separando os dados pelos principais domínios geomorfológicos.

## **2.2. Elaboração de banco de preditores**

A espacialização dos índices stream length–gradient (SL) tanto para extensão total SLt, por segmento SLs e dados da sua relação SLs/SLt, teve como base covariáveis preditivas, pois o método de aprendizado de máquina tenta buscar os preditores que melhor explicam a predição dos valores.

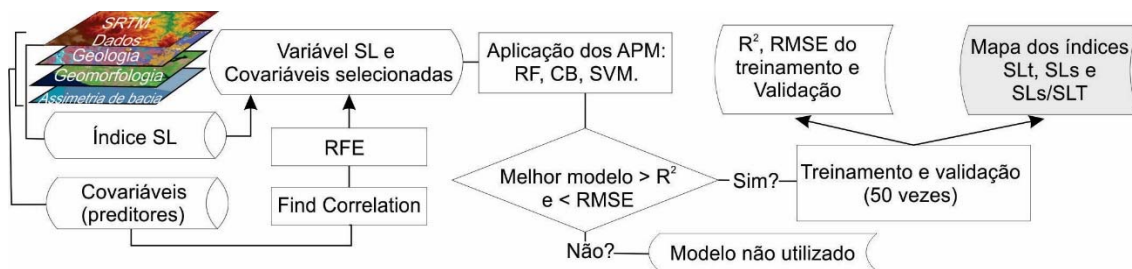
O banco de preditores (Tabela 1) utilizado, apresenta informações de geologia em escala 1:100.000 (CPRM, 2000); dados de fator de assimetria de bacia, pelo método estabelecido por Cox (1994); geomorfologia (SEI 2011; Souza et al., 2016b) e também dados geomorfométricos extraídos do SRTM, com uso do software R (Rcore, 2000), associado ao RSaga, que extrai diversas informações de relevo (Brenning, 2008) com procedimento já aplicado em Hengl et al. (2008); Olaya & Conrad (2009); Brungard et al. (2015).

**Tabela 1.** Covariáveis utilizadas para análise de importância.

<b>Covariáveis preditivas</b>	<b>Descrição</b>
<b>Atributos topográficos calculados a partir do MDE SRTM</b>	
Aspect	Orientação do terreno
Convergence Index	Índice de Convergência
Cross Sectional Curvature	Curvatura Transversal
Curvature classification	Classificação da curvatura
Difference	Diferença do gradiente hidrológico
Digital Elevation Model	Modelo digital de elevação
Flow Line Curvature	Curvatura da linha de fluxo
General Curvature	Curvatura geral
Gradient	Gradiente hidrológico
Hill	Morros
Hill Index	Índice de morros
Landforms	Formas do relevo
Longitudinal Curvature	Curvatura longitudinal
Mass Balance Index	Índice de balanço entre erosão e deposição
Maximal Curvature	Curvatura máxima
Mid-Slope Position	Posição de inclinação média
Minimal Curvature	Curvatura mínima
Multiresolution of Ridge Top	Índice que identifica áreas planas em altas altitudes
Normalized Height	Distância vertical entre a base e o cume normalizada
Planar Curvature	Curvatura plana
Profile Curvature	Curvatura no perfil
Real Surface Area	Cálculo real da área da célula
Slope	Declividade
Slope Height	Distância vertical entre a base e o cume do declive
Slope Index	Índice de declividade
Standardized Height	Inclinação entre a base e o cume do declive
Surface Specific Points	Pontos quantitativos da superfície do terreno
Tangencial Curvature	Curvatura tangencial
Terrain Ruggedness Index	Índice quantitativo da rugosidade da topografia
Terrain Surface Convexity	Convexidade superficial do terreno
Topographic Position Index	Diferença vertical entre a base e o cume do declive
Total Curvature	Curvatura total
Valley	Vale
Valley Depth	Profundidade do vale
Valley Index	Índice de elevação dos vales/morros
Vector Ruggedness Measure	Medida do vetor de rugosidade do terreno
Wetness Index	Índice de umidade
<b>Covariáveis categóricas e dados de sub-bacias</b>	
FAB	Fator de assimetria de bacia
Geologia	Mapa geológico da CPRM
Geomorfologia	Mapa geomorfológico SEI

### 2.3. Modelos de aprendizado de máquina

Todo o processo foi realizado no software R (Rcore, 2000) com base em três algoritmos de aprendizado de máquina (Random Forest, Cubist regression tree e Support Vector Machine) e os procedimentos estão resumidos na Figura 2. Os modelos selecionados foram com base no maior valor de  $R^2$  e menor valor do RMSE.



**Figura 2.** Fluxograma representativo das etapas de seleção de covariáveis e uso do algoritmo de aprendizado de máquina para predição dos valores de SL total, segmento e relação entre ambos. RFE- Recursive Feature elimination. APM- Algoritmo de Aprendizado de Máquina. RF- Random Forest, RMSE - raiz quadrada do erro médio quadrático.

O algoritmo Random Forest (RF) que foi desenvolvido por Breiman (2001), é uma classificação não paramétrica com base na combinação de muitas árvores preditivas (floresta), na qual cada árvore é gerada a partir de um vetor aleatório amostrado de forma independente e com a mesma distribuição para todas as árvores na floresta. As subdivisões dentro de cada árvore são determinadas com base em um subconjunto de covariáveis preditivas escolhidas aleatoriamente a partir do banco de preditores.

No software R foram definidos o número de árvores na floresta (*ntree*), o número mínimo de dados em cada nó terminal (*nodesize*) e o número de variáveis utilizadas em cada árvore (*mtry*). O valor de *Ntree* foi de 500 e foi utilizado valor padrão de *nodesize* que é de cinco para cada nó terminal. Com relação ao *mtry*, para problemas de regressão, o valor padrão estipulado foi de um terço do número total de covariáveis preditivas conforme especificações de Liaw & Wiener (2002).

O algoritmo cubist é uma ferramenta para gerar árvores de regressão (Quilan, 2010; Kuhn & Johnson, 2013). O funcionamento se baseia na combinação de árvore de regressão com modelagem local usando uma variante de regressão de mínimos quadrados lineares. Os resultados analíticos dos modelos cubist são expressos como coleções de regras, onde cada

regra possui um modelo linear multivariável e quando uma situação corresponda às condições de uma determinada regra, o modelo então a utiliza para calcular o valor previsto.

O algoritmo Support Vector Machines (SVM) é descrito matematicamente por Vapnik (1998) e tem a capacidade de definir limites de decisão não-lineares em espaço variável de alta dimensão, resolvendo um problema de otimização quadrática. O treinamento do classificador ocorre a partir de exemplos, pois utiliza apenas um subconjunto de amostras conhecidas no treinamento como vetores de suporte. O SVM pode ser aplicado em casos lineares, na qual o sistema encontra a margem máxima (M) que é utilizada para representar o limite de decisão ideal e também incorpora um parâmetro de custo (C) que é a penalidade para os vetores de suporte de classificação incorreta. Para casos lineares, o SVM utiliza variáveis de entrada com base em função kernel, as quais permitem que o SVM separe vetores de suporte separáveis não linearmente usando um hiperplano linear (Yu et al., 2012; Cracknell & Reading, 2014).

Os dados de sensoriamento remoto geralmente contêm classes que não são separáveis linearmente. Em tais casos, o SVM utiliza função polinomial (homogênea ou heterogênea), função de base radial gaussiana e função sigmoide (tangente hiperbólica) etc. Neste estudo foi utilizado o núcleo de base, o qual é utilizado em aplicações de sensoriamento remoto (Foody & Mathur, 2004).

#### **2.4. Seleção de preditores, treinamento, predição e validação dos modelos**

O uso de muitos preditores pode gerar resultados instáveis, com estimativas infladas e conseqüentemente com estatísticas de inferências tendenciosas, uma vez que pode ocorrer a situação em que duas ou mais covariáveis preditivas estão linearmente relacionadas (Dormann et al., 2013), o que é chamado de colinearidade (Belsley et al., 2005). Para resolução deste problema foi utilizada a função findcorrelation (Kuhn & Johnson, 2013), que permite excluir preditores altamente correlacionados.

A técnica de Random Forest-Recursive Feature Elimination (RF-RFE) (Guyon et al., 2002), também foi utilizada para redução do número de covariáveis, de modo a selecionar um conjunto de preditores menor possível para predição das variáveis analisadas. Assim, foram considerados os resultados com menor número de preditores e que apresentassem capacidade de predição abaixo de 3% em relação ao melhor  $R^2$  encontrado, o qual geralmente é predito com maior número de covariáveis. Este procedimento se baseia no princípio da parcimônia,

pois a síntese de métodos é essencial para eficiência do mapeamento (Mckenzie & Gallant, 2006; Ahrens, 2008).

O processo de predição e treinamento foi aplicado 50 vezes e durante estas etapas o classificador utilizava aleatoriamente uma parcela de 75% das amostras para treinamento e 25% para validação e gerava dados estatísticos a cada rotina. O princípio e aplicação desta técnica são fornecidos por Kohavi (1995); Kuhn & Johnson (2013) e Melville et al. (2018). Segundo os autores, tal procedimento é capaz de fornecer uma melhor estimativa pois cada rotina leva em consideração parcelas diferentes dos dados que estão sendo espacializados. No entanto, segundo Krstajic et al. (2014), o valor e a importância da repetição dos processos de validação não foram amplamente explorados e discutidos na literatura e atribuem isso aos custos e tempo computacionais associados para realizar os procedimentos.

O desempenho dos modelos de predição foi avaliado por meio de um conjunto de dados de validação independente e avaliados por meio do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) que é dado pela relação entre a soma dos quadrados dos resíduos da regressão (SQR) e a soma total dos quadrados (STQ). Foi utilizado também o RMSE (raiz quadrada do erro médio quadrático). Os valores foram calculados com bases nas equações:

$$R^2 = \frac{SQR}{STQ} = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad \text{equação 1}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n d_i^2}{n}} \quad \text{equação 2}$$

Onde na equação 1:  $R^2$  é o coeficiente de determinação ( $0 \leq R^2 \leq 1$ );  $y_i$  é o valor observado da variável dependente;  $\hat{y}_i$  é o valor estimado da variável dependente; e  $\bar{y}$  é a média da variável dependente. O coeficiente de determinação é sempre positivo e deve ser interpretado como a proporção da variância total da variável dependente  $y$ , que é explicada pelo modelo de regressão.

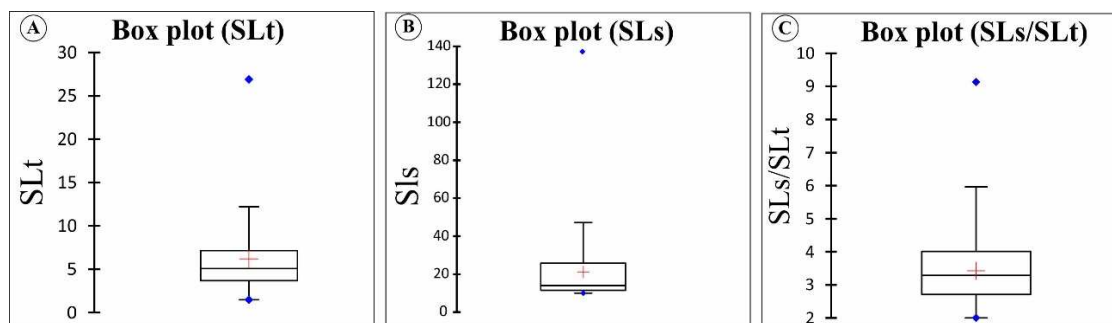
Onde na equação 2:  $d$  é a diferença entre os valores observados e os valores preditos; e  $n$  é o número total de amostras consideradas. Quanto maior valor de RMSE, maiores são as discrepâncias entre os conjuntos de dados comparados.

Importante salientar, que foram conduzidos trabalhos de campo com intuito de identificar estruturas de caráter dúctil ou rúptil e análise em imagem de satélite de alta resolução (1x1 m) e MDE – SRTM para identificação de características geomorfológicas que pudessem se configurar como evidência da neotectônica.

### 3. Resultados

#### 3.1. Análise índice stream length–gradiente

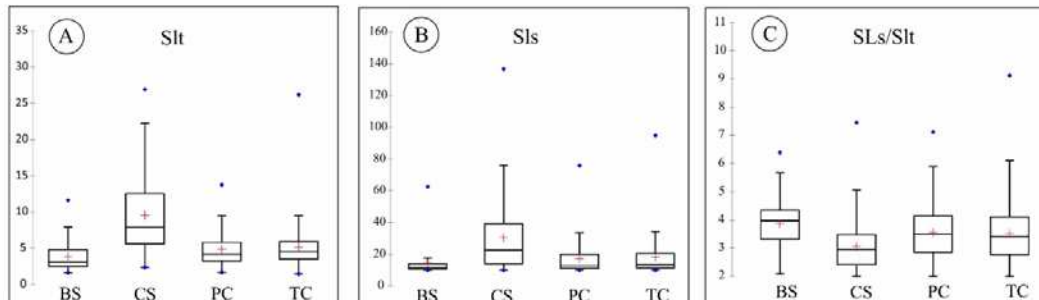
A ferramenta knickpoint finder identificou 3985 pontos, atribuindo para cada ponto os valores stream length–gradient e a partir dos valores, foi realizada uma análise descritiva dos dados (Figura 3). O valor de SLt máximo foi de 26,9 com baixo desvio padrão dos dados ( $5,05 \pm 3,92$ ). O valor de Sls apresentou valor máximo de 136 com alto desvio padrão ( $14 \pm 15,57$ ), ou seja, os pontos dos dados estão espalhados por uma ampla gama de valores, fato realçado também pela alta variância, isso deve-se ao fato de que o índice SLs considera vários segmentos da drenagem. As anomalias calculadas pela relação Sls/SLt foram de 2ª ordem, com valor máximo de 9,13.



**Figura 3.** Representação gráfica da média, mediana, desvio-padrão, 1º e 3º Quartil, outliers próximos e distantes e intervalo interquartilico do índice geomorfológico stream length–gradient calculados para extensão total da drenagem (A), por segmentos (B) e a relação entre ambos (C).

Ao considerar o índice SL separados pelos principais domínios geomorfológicos (Figura 4), foi observado que os maiores valores de SLt e Sls estão no domínio Colinas e Serras do Substrato Cristalino, com média de 9,5 e 30 respectivamente. Na área da bacia sedimentar os Sls apresentaram menores valores. Contudo, ao considerar a relação Sls/SLt, foi observado

que os maiores valores estão situados nas áreas da bacia sedimentar do Almada, Patamar Colinoso e Tabuleiros Costeiros.



**Figura 4.** Média, mediana, 1º e 3º Quartil, outliers próximos e distantes e intervalo interquartilico do índice geomorfológico Stream length–gradient calculados para extensão total da drenagem (A), por segmentos (B) e a relação entre ambos (C) e separados por domínios geomorfológicos: BS- Bacia Sedimentar Almada, CS- Colinas e Serras do Substrato Cristalino, PC- Patamar Colinoso, TC- Tabuleiros Costeiros

### 3.2. Algoritmos e preditores

Dos três algoritmos de aprendizado de máquina testados, o modelo Random Forest apresentou melhor desempenho (Tabela 2), com maiores valores de  $R^2$  e menores de RMSE, sendo maior  $R^2$  para variável SLt; o modelo Support Vector Machine sigma apresentou menor eficiência entre os classificadores, porém ainda com valores próximos. Dentre as variáveis analisadas, a que apresentou menor  $R^2$  foi a relação de SLs/SLt em todos os modelos testados.

Os resultados também apresentaram baixo overfitting, ou seja, as médias dos  $R^2$  do treinamento e o da validação não apresentaram grandes variações, demonstrando que modelo foi eficaz para prever novos resultados. Fato que destaca a eficiência do algoritmo de aprendizado de máquina, que é capaz de reduzir este problema estatístico (Drake et al., 2006; Were et al., 2015). Os dados de desvio padrão e coeficiente de variação também foram baixos, tanto no processo de treinamento e validação, indicando os bons resultados na espacialização.

**Tabela 2.** Resultados estatísticos após processo de treinamento e validação de 50 vezes por meio dos algoritmos de aprendizado de máquina.

Modelo >		Cubist			Random Forest			SVM		
Variável >		SLt	SLs	SLs/SLt	SLt	SLs	SLs/SLt	SLt	SLs	SLs/SLt
Treinamento	Média R <sup>2</sup>	0,48	0,38	0,25	0,50	0,40	0,25	0,45	0,36	0,23
	Desvio padrão	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
	CV %	3,13	4,59	3,52	2,98	3,52	2,93	4,21	5,52	3,30
	Média RMSE	2,85	12,23	0,84	2,77	12,02	0,83	2,95	12,67	0,85
	Desvio padrão	0,04	0,17	0,01	0,04	0,13	0,01	0,05	0,24	0,01
	CV %	1,26	1,41	1,18	1,39	1,08	1,00	1,68	1,88	1,04
Validação	Média R <sup>2</sup>	0,48	0,39	0,24	0,50	0,40	0,24	0,44	0,36	0,23
	Desvio padrão	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
	CV %	6,69	8,06	10,84	6,05	7,86	6,99	6,98	9,44	9,20
	Média RMSE	2,83	12,14	0,84	2,75	11,94	0,84	2,95	12,66	0,85
	Desvio padrão	0,09	0,40	0,03	0,09	0,40	0,02	0,12	0,49	0,03
	CV %	3,13	3,26	3,23	3,37	3,32	2,77	4,06	3,91	3,13

R<sup>2</sup> – Coeficiente de determinação, RMSE – Root-mean-square Error, CV – Coeficiente de variação

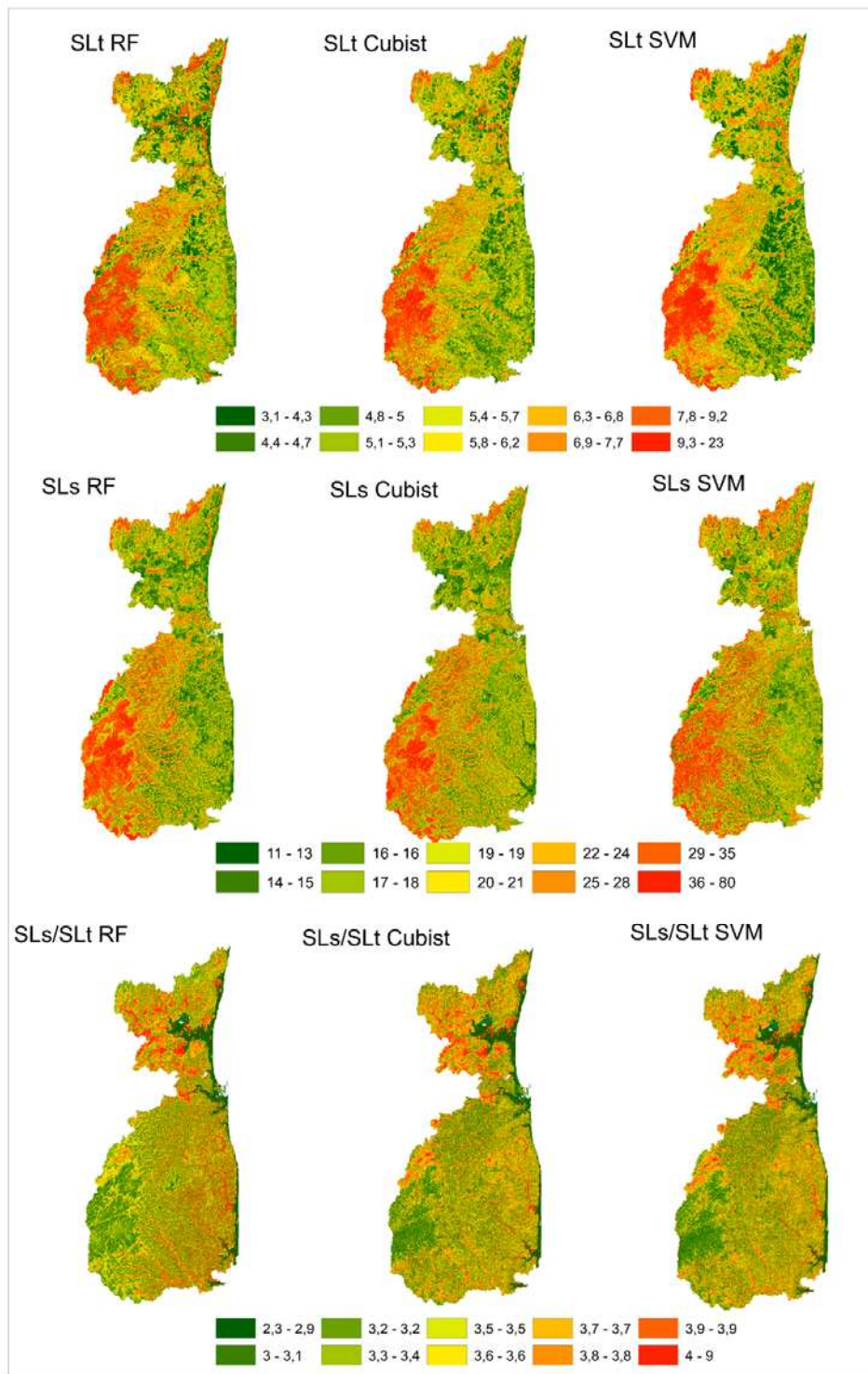
Do banco de preditores, o melhor modelo avaliado (random forest) se baseou principalmente nos preditores advindos do MDE SRTM, com dados que demonstram características de vales, distância entre cumes, curvatura, ou seja, dados que evidenciam características entre base e topo do relevo. Os preditores categóricos, geologia e geomorfologia tiveram pouca importância na predição, contudo a variável que demonstra o fator de assimetria de bacia (FAB) foi influente na predição dos valores de SLt e SLs. Para predição dos valores de SLs e a relação SLs/SLt, o algoritmo RF necessitou de maior número de preditores, 15 e 17 covariáveis, respectivamente (Tabela 3).

**Tabela 3.** Banco de covariáveis preditivas para espacialização do índice stream length–gradient, com base no algoritmo random forest (RF).

Níveis	variáveis analisadas pelo algoritmo RF		
	SLt	SLs	SLs/SLt
	Covariáveis preditivas selecionadas		
1	Valley_depth	Wetness index	Slope height
2	Slope height	Curvature minimal	Wetness index
3	Curvature minimal	Slope height	Topo position index
4	FAB	Convergence index	Standardized height
5	Wetness index	Profile curvature	Valley_depth
6	Vector ruggedness measure	Mult of ridge top	Normalized height
7	Profile curvature	FAB	Profile curvature
8	MDE	Topo position index	Convergence index
9	Slope	Terrain ruggedness index	Mult of ridge top
10	-	Real surface area	MDE
11	-	Slope	Longitudinal curvature
12	-	Longitudinal curvature	Curvature minimal
13	-	MDE	Slope
14	-	Standardized height	Vector ruggedness measure
15	-	Normalized height	Terrain ruggedness index
16	-	-	Real surface area

### 3.3. Variabilidade espacial

Em relação à distribuição espacial dos índices foi observado que não houve grandes diferenciações na espacialização entre os algoritmos testados (Figura 5). Como os mapas apresentaram padrões semelhantes, tomou-se como base a análise da espacialização de modo mais detalhado, resultante do algoritmo Random Forest (Figura 6), que apresentou melhor desempenho ( $R^2$  de 0,52 e RMSE de 2,68). Assim, foi observado que os maiores valores do índice geomorfológico SLt estão situados nas áreas mais elevadas, com cotas de 150 a 988 m. Estas áreas estão associadas ao complexo estrutural Serra das Lontras, que é formado por rochas cristalinas do Complexo Buerarema que abrange os Ortognaisses granulíticos, Enderbitos (Moraes Filho; Arcanjo, 1993; Nacif et al., 2009) e apresenta ainda dois importantes lineamentos (falhas) no sentido SW-NE e várias presenças de quedas d'água. Esta região é a melhor representante da morfologia Colinas e Serras do Substrato Cristalino na área de estudo (Figura 1).



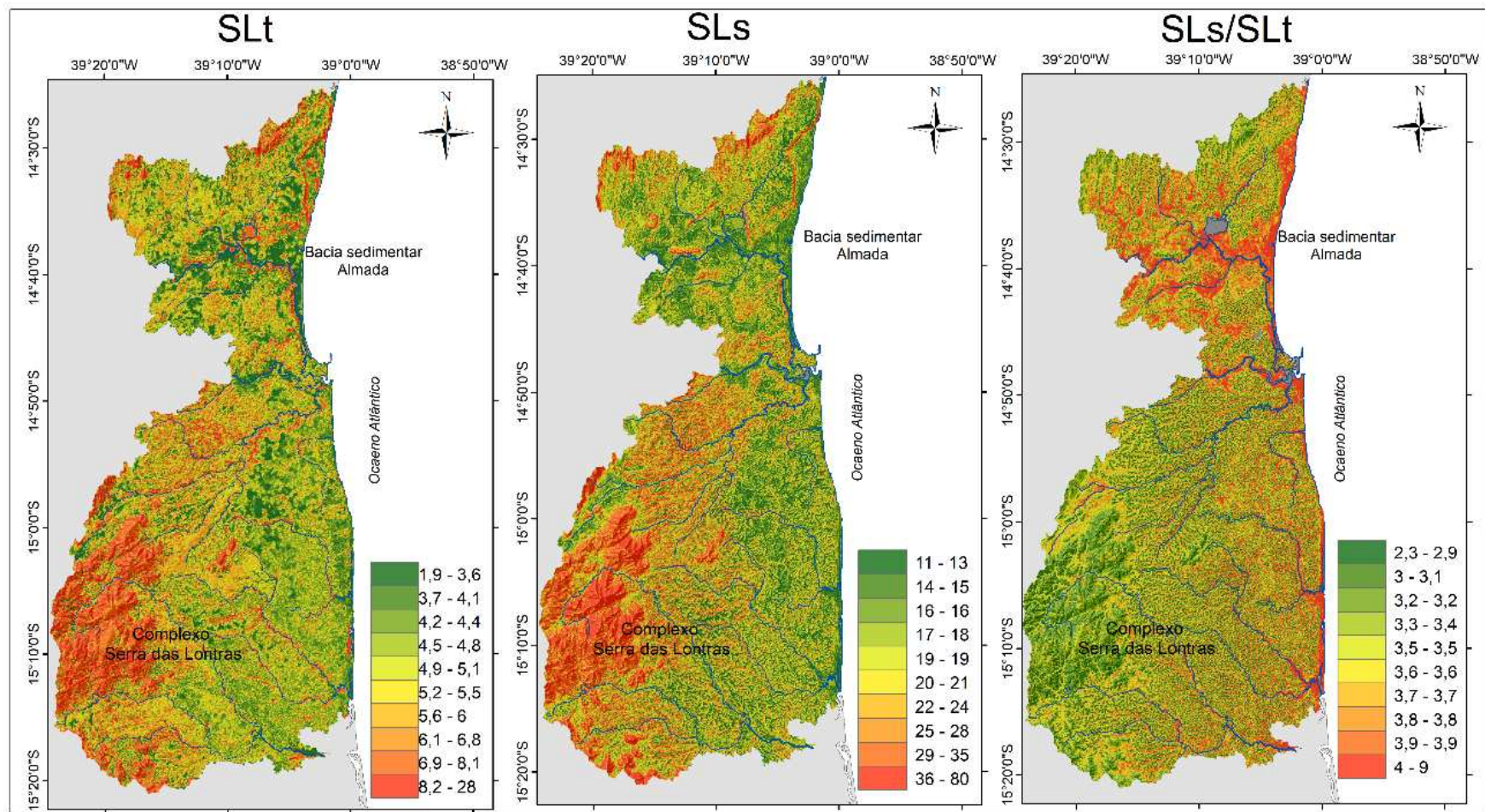
**Figura 5.** Resultados da espacialização pelos algoritmos RF- Random Forest, Cubist e SVM- Support Vector Machine, das variáveis stream length–gradiente Total (SLt) e por segmento (SLs) e relação entre ambas (SLs/SLt).

Os valores tenderam a aumentar na área da bacia sedimentar do Almada, variando de 6 a 10 de SLt e estes pontos estão em áreas elevadas que circundam a bacia sedimentar do Almada. Além disso, as bordas dos blocos estruturais que circundam a bacia sedimentar apresentaram maiores valores. Essas áreas são formadas praticamente pelos dois blocos estruturais de rochas metamórficas do complexo São José, estando inclusive em alguns locais, em contato direto com o mar, além de possuir, nesta região, maior valor de SLt. Na área da Bacia sedimentar do Almada há também muita presença de cachoeiras que apresentaram valores altos de SLt e que se prolongam também ao longo do curso do rio Almada na bacia sedimentar.

Na porção sudeste os valores de SLt tenderam a diminuir, estas áreas estão associadas aos depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras que formam os Tabuleiros Costeiros, que apresentam ocasionalmente afloramentos de rochas cristalinas do embasamento. Nos Tabuleiros Costeiros, os valores de SLt foram baixos comparados a outras áreas, em geral os valores tendem a aumentar no sentido W ou associado às vertentes dos cursos d'água e trechos próximos ao litoral.

De maneira geral, os menores valores SLt estão situados nas áreas planas de topo de morros e das baixadas, pelo fato destas áreas não apresentarem mudanças abruptas de declive (knickpoint). Estas são mais evidentes nas áreas aplainadas da bacia sedimentar do Almada que se encontram entre o horst (Patamar Colinoso) e as áreas aplainadas dos depósitos da Formação Barreiras.

O SI por segmentos (SLs) apresentou praticamente o mesmo padrão espacial do SLt, porém com valores bem maiores, até 80 de SIs. Entretanto, ao analisar a relação entre ambos (SIs/SLt), ficou evidente que as maiores anomalias estão localizadas na área da bacia sedimentar do Almada e também nas vertentes interfluviais e áreas de maiores declives no contexto dos Tabuleiros Costeiros (Formação Barreiras), enquanto que nas áreas do complexo Serra das Lontras, região a qual apresenta relevo muito movimentado, com declividades de 50 a 140%, antagonicamente, as anomalias foram menores.



**Figura 6.** Mapas da predição dos valores de stream length–gradiente: total (SLt) e por segmento (SLs) e relação entre ambas (SLs/SLt), pelo algoritmo Random Forest

## 4. Discussão

### 4.1 Avaliação dos algoritmos

Os algoritmos de aprendizado de máquina se mostraram eficientes para predição das variáveis analisadas, já que em geral os valores de  $R^2$  foram satisfatórios. O modelo random forest apresentou melhor desempenho ( $R^2 = \text{SLt } 0,50$ ;  $\text{SLs } 0,40$  e  $\text{Sls/SLt } 0,25$ ). Estes resultados estaticamente são considerados satisfatórios, já que em modelos quantitativos espaciais do solo, valores de  $R^2$  superiores a 0,70 são incomuns e valores de 0,50, ou menos, são comuns (Beckett, 1971; Malone et al., 2009).

Embora não haja trabalhos específicos para análise de processos neotectônicos por Algoritmo de aprendizado de máquina, estudos apontam a eficiência do modelo random forest principalmente quando comparados a modelos de regressão linear (Ahmad et al., 2010; Kuhn & Johnson, 2013; Hengl et al., 2015), além disso, o RF é capaz de fazer relações complexas considerando a distribuição de probabilidade da variável alvo e podem caber relações complexas não-lineares no espaço de  $p + 1$ -dimensional (onde  $p$  é o número de covariáveis).

A limitação do RF é que o ajuste do modelo e a geração de previsões demandam maior tempo, especialmente quando se trabalha com grande número de covariáveis. Além disso, o modelo trabalha com dados normalizados e elimina na espacialização os valores extremos. Melville et al. (2018) destacam ainda que o modelo RF pode ser tendencioso, uma vez que o RF usa múltiplas árvores de decisão para fazer previsões e o melhor modelo é identificado com um processo de votação ponderada para selecionar as variáveis preditivas mais significativas (Naidoo et al., 2012). No entanto, isso pode comprometer os resultados quando há um banco de preditores altamente correlacionados e em virtude disso foi realizado a eliminação de covariáveis com efeito de colinearidade.

Do banco de preditores selecionados para predição pelo RF, foi observado o uso predominante de dados que evidenciam características de vales, distância entre cumes e curvatura, o que é justificável, pois o índice SL é calculado ao longo da drenagem. A variável fator de assimetria de Bacia também foi importante para predição dos valores de SLt e SLs, o que indica que a inserção de dados mais relacionados a processos neotectônicos pode melhorar consideravelmente a predição dos índices.

Pode-se argumentar que o algoritmo RF se baseou nos pontos amostrados para buscar uma correlação com áreas não amostradas, tendo como base ainda, o banco de preditores, ou seja, o algoritmo foi capaz de espacializar a variável buscando regiões semelhantes as áreas amostradas, as quais anteriormente estavam limitadas ao curso d'água.

#### 4.2 Variabilidade Espacial

Em relação aos resultados encontrados pela aplicação do índice stream length–gradient, foi observado que os valores de SLt são baixos, com máximo de 26,9. Estudos em outras regiões conduzidos por Etchebehere et al. (2004); Font et al. (2010); Troiani et al. (2014) identificaram SLt de até 3.000. Porém, para área de estudo, os resultados de SLs foram altos, indicando que os knickpoints ocorrem principalmente em pequenos trechos.

Embora os valores de SLt sejam considerados baixos, quando comparados a outros resultados na literatura e considerando ainda a relação entre SLs/SLt, são aspectos que apontam para a interpretação de que a região já foi submetida a processos neotectônicos, pois indica que em pequenos trechos da drenagem há muita presença de quebras do relevo (knickpoints). Além disso, ao confrontar os resultados com estudos já conduzidos na região, a exemplo de Bittencourt et al. (1999); Pereira (2001), foi observado que as áreas de anomalias estão justamente em áreas identificadas como submetidas a processos neotectônicos. Assim, as discussões aqui geradas serão conduzidas basicamente para três regiões (Complexo Serra das Lontras, Bacia Sedimentar Almada + Patamar Colinoso e Tabuleiros Costeiros).

Os maiores valores de SLt foram identificados na região do Complexo Serra das Lontras, a qual foi submetida a processos de soerguimento também durante o Neógeno e coincide com eixo de arqueamento paralelo a linha de costa do sudeste do Brasil juntamente com maciços orientais das serras da Mantiqueira, do Mar e com o prolongamento destas até a Borborema (Braun, 1971; Hiruma et al., 2001; Nacif et al., 2009). Há nessa região, trechos com altos declives (Figura 7 B) e a drenagem que se estabeleceu recentemente não teve condições de erodi-las, fator este que condiciona grandes valores para SLt (24,7) e maiores ainda para SLs (136,7), pois existem vários “degraus” ao longo dos perfis longitudinais dos rios.

Embora o processo de soerguimento tenha se estendido até o Neógeno, admite-se que esta região já se encontrava em cotas bem elevadas nesse período, uma vez que não há registros de sedimentos recentes, muito menos registros de sedimentos da Formação Barreiras nas áreas

mais altas, os quais foram depositados em grande parte da região de entorno. Além disso, mesmo que houvesse depósitos mais antigos ou formados *in situ*, estes já seriam suficientemente submetidos a processos de ablação.

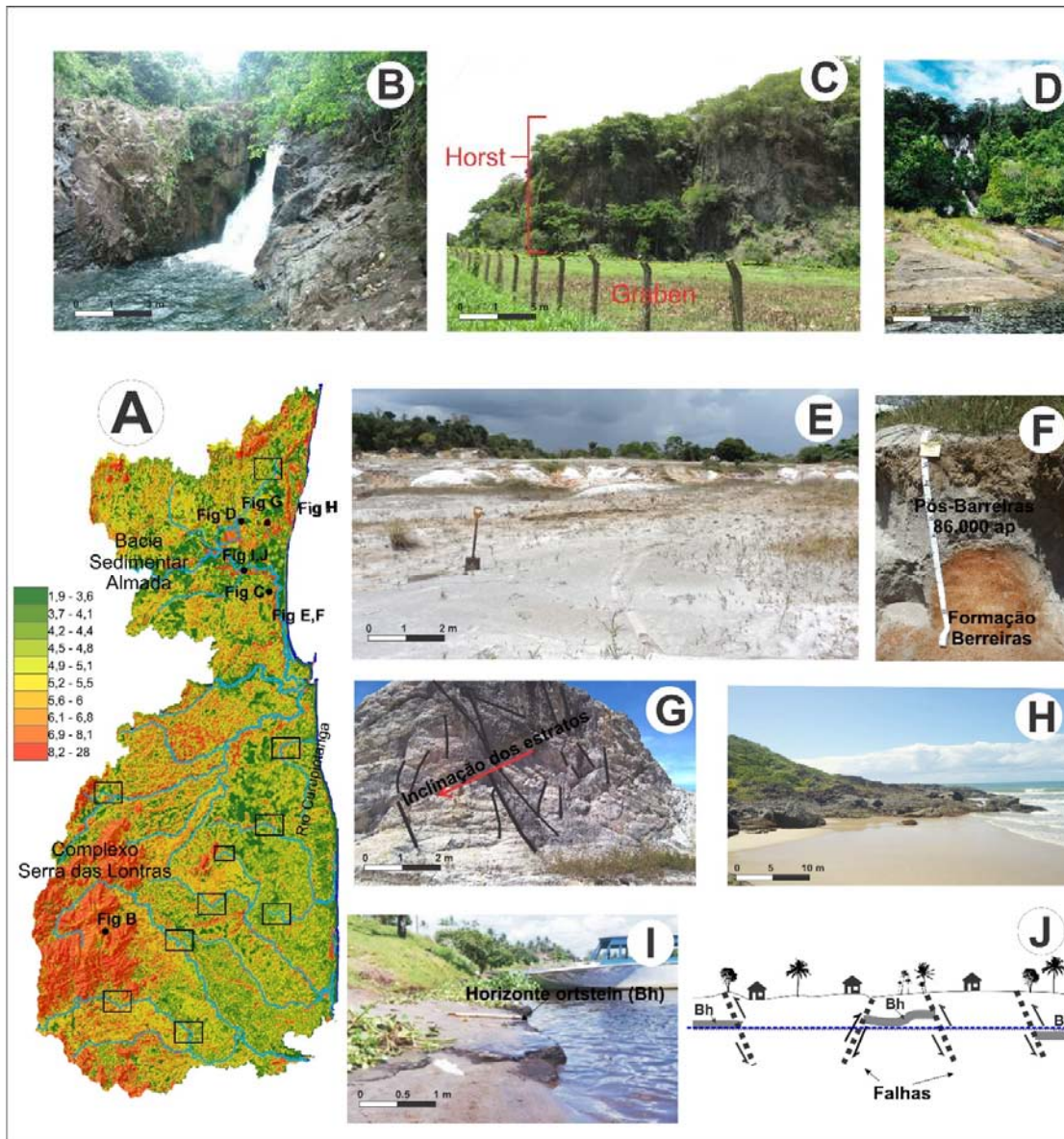
A região da Bacia Sedimentar do Almada apresentou algumas áreas com valores elevados de Slt e principalmente Sls. A tendência de aumento está associada às escarpas do horst que circunda a bacia (Figura 7 C) e áreas de quedas d'água (Figura 7 D). Essa região foi submetida a processos neotectônicos. Algumas evidências de neotectônica, é a presença de sedimentos da Formação Sergi (Figura 7 G), que embora sejam do período Cretáceo (Corrêa-Gomes et al., 2007), estão também, atualmente em cotas elevadas (80 m) e são extremamente fraturados, o que permite afirmar que a região encontrava-se em cota mais baixa, a ponto de favorecer a deposição de sedimentos durante o Cretáceo. Embora este processo não tenha sido devidamente estudado na região, estudos desenvolvidos por Maia & Bezerra (2014) em bacia do tipo rift, caso comparável a Bacia Sedimentar do Almada, identificaram sistemas de falhas em sequências sedimentares do Cretáceo e do Cenozoico que foram continuadas ou originadas devido a neotectônica. Assim, admite-se que a região foi submetida a reativação durante o Terciário e Quaternário.

O Argumento de reativação, se sustenta, devido a presença de sedimentos da Formação Barreiras (Mioceno) em altitude. O que se observa é que há um aumento da elevação à medida que se segue no sentido W-E, uma configuração geomorfológica que seria um impedimento para deposição de sedimentos advindos do interior (W), no caso sedimentos da Formação Barreiras. Além disso, há presença de depósitos datados por termoluminescência (86.000 a.p) em altitudes de 120 m (Figura 7 E e F) (Souza et al., 2016a; Souza et al., 2016b) que evidencia que a deposição no Pleistoceno Tardio, quando a região estava em cotas mais baixas, ou configuração do relevo favorável a deposição (declividades suavizadas).

A escarpa (horst) do Patamar Colinoso também está em contato direto com o mar (Figura 7 H). Porém, ao considerar que a plataforma brasileira apresenta deformação suave e que o mar desce cerca de 1 m a cada 1.000 anos (Suguio, 1999) é possível argumentar que a presença de afloramentos pré-cambrianos principalmente associados a escarpas, pode estar relacionado a continuação de eventos tectônicos durante o Cenozoico, fato já identificado em outros estudos em escarpas estruturais (Freitas, 1951; Riccomini et al., 1989; Suguio & Martin, 1996; Salamuni et al., 2008).

Na porção mais baixa da Bacia Sedimentar do Almada os valores de Slt tendem a aumentar e as regiões de valores mais altos estão associadas à presença de quedas d'água do rio Pipite, próximo à lagoa encantada (Figura 7 D) e ao longo curso do Rio Almada. Evidências de neotectônica nestas áreas são apresentadas por Pereira (2001), que demonstra que há um desnível entre a continuidade de horizontes espódicos ( Figura 7 I e J), característica que foi atribuída pelo autor a sistema de falhas.

Há também inflexões da drenagem do rio Almada que também podem ser reflexo da neotectônica, uma vez que o rio, que tinha seu sentido W-E, atualmente apresenta inflexão de quase 90° para o sul e segue o plano da falha Aritaguá até sua foz no litoral (Netto & Sanches, 1991; Souza et al., 2016b). Essas mudanças abruptas da drenagem, em alguns estudos é tida como resultante da neotectônica (Furrier et al., 2006; Lavarini et al., 2016; Corrêa Alves & Rossetti, 2017). Alia-se ao fato que na região, foram identificados anomalias de 1º ordem com base nos critérios de Seeber & Gornitz (1983).



**Figura 7.** (A) Mapa dos valores de SLt com identificação das figuras anexas (A a J); trechos anômalos da drenagem demarcados por retângulos cheios; (B) Cachoeira localizada no complexo Serra das Lontras. (C) Horst (110 m) que circunda a Bacia Sedimentar do Almada e que apresenta sedimentos Terciários e Quaternários no topo; (D) Queda d'água presente na area do horst da bacia sedimentar do Almada; (E) Sedimentos Barreiras e recoberto por sedimentos arenosos Pós-Barreiras, localizados no topo do horst; (F) contato entre sedimentos arenosos Pós-Barreiras e Formação Barreiras; (G) sedimentos da Formação Sergi com falhas e fraturas e com direção dos estratos inclinados para W; (H) Escarpas da Formação São José em contato direto com mar; (I) Horizontes espódicos ortstein ao longo do rio Almada, os quais apresentam desníveis. (J) Esquema representativo dos desníveis de horizontes espódicos associados a presença de falhas.

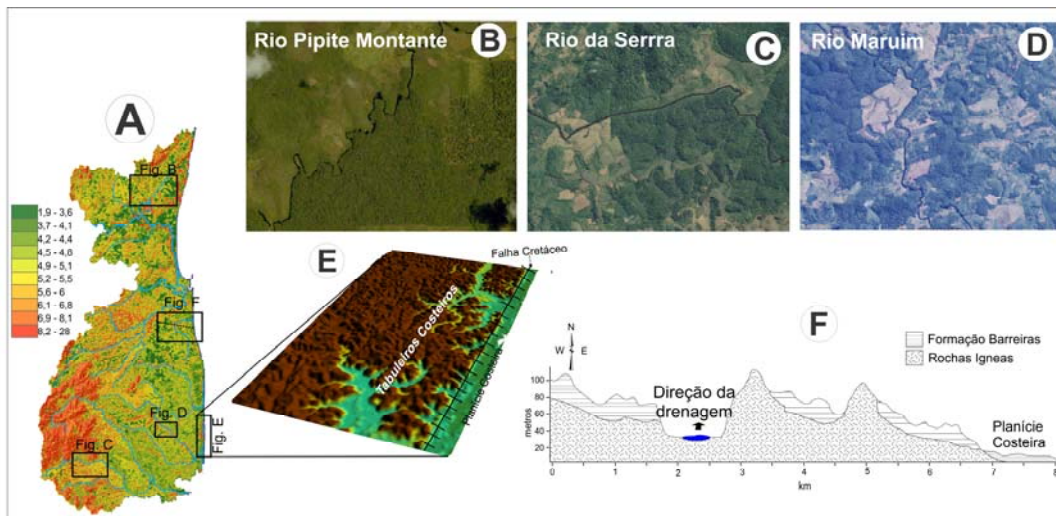
Ao considerar evidências por imagens de satélite é possível verificar com mais detalhes o comportamento da drenagem com inflexões e canais retelinizados nas drenagens do Rio Pipite, Rio da Serra, inclusive na área do Rio Maruim em áreas de Tabuleiros (Figura 8 B, C e D respectivamente). No contexto dos sedimentos da Formação Barreiras, os valores de SLt foram baixos, tal fato pode ser justificado pelas próprias características do material sedimentar que não tende a formar grandes desníveis, principalmente quando calculados em grandes extensões da drenagem. No entanto, os maiores valores de Slt e Sls estão justamente em áreas com padrões de drenagem e configurações de relevo anômalos.

Ao longo da linha de costa, nas áreas dos Tabuleiros Costeiros, é verificado o aumento dos valores de SLt e Sls em algumas regiões, as quais foram identificadas em estudos de Bittencourt et al. (1999), que observaram que há um perfeito paralelismo entre as linhas de paleofalésias e uma falha cretácea que ocorre ao longo do litoral (Figura 8 E). O avanço da paleofalésia para o interior do continente foi favorecido por processos de flexura continental, que foram capazes de reativar falhas antigas originadas durante a separação Brasil – África, criando uma zona mais suscetível a processos erosivos, diante dos avanços marinhos ocorridos no Quaternário. Em contraponto, os Tabuleiros Costeiros situados a 200 km ao sul da área de estudo estão em contato direto com o mar.

Em relação ao padrão anômalo de drenagem, esta característica é melhor representada na região da bacia do Curupitanga (Figura 8 F), na qual os valores de Slt e Sls são elevados, onde o rio apresenta um padrão diferenciado das drenagens adjacentes, que normalmente fluem no sentido W-E. Assim, aquele rio segue no sentido S-N infleta para W em um ângulo de quase 40° e segue um trecho de 3 km, infletindo novamente para E com um ângulo de 90°, onde finalmente segue em direção ao Atlântico; características de mudanças de direção e padrão retelinizado da drenagem em áreas da Formação Barreiras já foram atribuídas a neotectônica (Furrier et al., 2006; Lima et al., 2006).

Situados sobre os Tabuleiros Costeiros, há também presença de sedimentos arenosos (Pós-Barreiras) datados do Pleistoceno tardio até o Holoceno (de 6.9 a 85.4 ap), os quais recobrem a Formação Barreiras, e estão distribuídos até 5 km após a linha de costa, inclusive com características morfológicas de transporte em meio aquoso (Souza et al., 2016b). Estudos de Sanabria et al. (2015) também relataram a presença de estratos sedimentares da Formação Barreiras com evidências de influência marinha em altitude de 20 a 50 m. Embora haja necessidade de estudos mais aprofundados em relação a estas características, ambas podem

sustentar a ideia da neotectônica, pois variações do nível mar não alcançaram tais altitudes a ponto de influenciar os depósitos em cotas superiores a 50 m. Esta hipótese também é levantada por Gandini et al. (2014), para sedimentos Pós-Barreiras localizados a 1500 km de distância ao norte da área de estudo, posicionados em altitude de 15 a 40 m.



**Figura 8.** (A) Mapa dos valores de SLt com localização das figuras anexadas. (B,C,D) Padrões de drenagem anômalos em diferentes áreas e geomorfologia. (E) Paralelismo entre paleofalésias dos sedimentos dos Tabuleiros Costeiros e falhas do Cretáceo. (F) Perfil topográfico da área da bacia do rio Curupitanga demonstrando a direção da drenagem no sentido S-N devido a controle estrutural em área de sedimentos da Formação Barreiras.

Deve-se destacar, que a região de Olivença onde há presença de paleofalésias, é o único lugar ao longo da costa leste do Brasil, onde os afloramentos de recifes do Pleistoceno são encontrados. Datações em amostras de corais do gênero *Siderastrea* datadas pelo método Io/Th produziram idades médias de cerca de  $123,5 \pm 5,7$  a.p para terraços marinhos localizados entre  $-15^\circ$  S e  $-39^\circ$  W (Martin, 1982; Bernat et al., 1983). Naquele tempo, o nível relativo do mar estava a  $8 \pm 2$  m acima do nível atual (Dillenburg & Hesp, 2008) e a cota altimétrica atual dos corais pode ser reflexo também de soerguimento (Bittencourt et al., 1999), fato já verificado por Lopes et al. (2014) em outras regiões.

Outra evidência que reforça que a região é influenciada pela neotectônica, é que há registros de sismos em áreas próximas da região de estudo, com magnitudes entre  $2.8^\circ$  (coordenadas:  $-15,08$  S e  $-39^\circ 4$  W) até  $3.5^\circ$  (coordenadas:  $-15,08$  S /  $-39,04$  W e  $-14,84$  S e  $-39,6$  W) que ocorreram em 1976 e 1991 (RSB, 2017), indicando que a região ainda se encontra influenciada por esforços compressivos. Essa e outras evidências estão resumidas na Tabela 4.

**Tabela 4.** Resumo das Evidências de neotectônica para área de estudo.

Local	Evidências
Serra das Lontras	<ul style="list-style-type: none"><li>✓ Padrões de drenagem retilinizados e mudanças de direção;</li><li>✓ Presença cachoeiras (knickpoints)</li><li>✓ Ocorrência de sismos de até 3.5° em áreas adjacentes com litologia e semelhante (Rsb, 2017).</li></ul>
Bacia Sedimentar Almada	<ul style="list-style-type: none"><li>✓ Desnível de horizontes espódicos (Pereira, 2001);</li><li>✓ Mudanças de direção e padrões retilinizados da drenagem (Netto &amp; Sanches, 1991; Souza et al., 2016b);</li><li>✓ Presença de horst com sedimentos Terciários e Quaternários em altitude;</li><li>✓ Rochas Pré-Cambrianas em contato direto com o mar;</li><li>✓ Sedimentos do Cretáceo (Formação Sergi) fraturados.</li></ul>
Tabuleiros Costeiros	<ul style="list-style-type: none"><li>✓ Drenagem com mudanças de direção sentido (E-W)</li><li>✓ Paralelismo entre falhas do Cretáceo e linhas de falésias (Bittencourt et al., 1999);</li><li>✓ Camadas de sedimentos da Formação Barreiras em altitude (50 m) influenciado por processo marinhos (Sanabria et al., 2015).</li><li>✓ Presença de depósitos do Pleistoceno tardio e Holoceno em altitudes (Souza et al., 2016a; Souza et al., 2016b).</li><li>✓ Registros de corais em altitude (Bittencourt et al., 1999; Dillenburg &amp; Hesp, 2008).</li></ul>

## 5. Conclusões

A definição dos valores de stream length–gradiente (SL) permitiu identificar vários knickpoints de forma automatizada, com possibilidade de relacionar com eventos neotectônicos.

O melhor modelo pelo algoritmo de aprendizado de máquina foi o modelo Random Forest e Cubist, enquanto que o support Vector machine apresentou menor desempenho. Os modelos testados utilizaram banco de covariáveis preditivas que auxiliaram na espacialização dos valores de SL, sendo que os resultados podem ser melhorados tendo em vista a inserção de dados que melhor se relacionem com a neotectônica.

Na área de estudo, as áreas identificadas como anômalas pela relação SIs/Slt coincidem com áreas submetidas a processos neotectônicos relatados em estudos anteriores e dados verificados em campo, caracterizadas por presença de knickpoints, trechos de drenagem retilinizados, inflexões dos rios, escarpas em contato direto com o mar e paleofalésias associadas a falhas do cretáceo.

## 6. Referências

- Ahmad, S., Kalra, A., Stephen, H., 2010. Estimating Soil Moisture Using Remote Sensing Data: A Machine Learning Approach. *Advances in Water Resources*, 33(1), 69-80. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2009.10.008>
- Ahrens, R. J., 2008. Digital Soil Mapping with Limited Data Springer Science & Business Media. 10.1007/978-1-4020-8592-5
- Almeida, Â. B., 2006. História De Preenchimento Do Vale Inciso Da Lagoa Encantada – Ilhéus-Ba, Durante O Quaternário., Dissertação (Curso de Pós-Graduação em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, 130 f.
- Ambili, V., Narayana, A. C., 2014. Tectonic Effects on the Longitudinal Profiles of the Chaliyar River and Its Tributaries, Southwest India. *Geomorphology*, 217, 37-47. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.013>
- Arcanjo, J., 1993. Folha De Itabuna Sd. 24. Yb Vi, Estado Da Bahia, Escala 1: 100.000. DNPM/CPRM, inédito.
- Audin, L., Herail, G., Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J., Font, E., 2003. Geomorphological Markers of Faulting and Neotectonic Activity Along the Western Andean Margin, Northern Chile. *Journal of Quaternary Science*, 18(8), 681-694. 10.1002/jqs.787
- Barka, A., Reilinger, R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from Gps, Neotectonic and Seismicity Data. 1997, 40(3). 10.4401/ag-3892

- Beck, M. E., 1988. Analysis of Late Jurassic-Recent Paleomagnetic Data from Active Plate Margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 39-52. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90014-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90014-4)
- Beckett, P., 1971. Soil Variability: A Review. *Soils and fertilizers*, 34(1), 1-15.
- Belsley, D. A., Kuh, E., Welsch, R. E., 2005. *Regression Diagnostics: Identifying Influential Data and Sources of Collinearity*, 571 John Wiley & Sons.
- Bernat, M., Martin, L., Bittencourt, A., Vilas Boas, G., 1983. Datations Io-U Du Plus Haut Niveau Marin Du Dernier Interglaciaire Sur La Côte Du Brésil: Utilisation Du 229th Comme Traceur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Série 2: Mécanique...* 296, 197-200.
- Bezerra, F. H. R., Da Fonseca, V. P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F. P., Saadi, A., 2005. Liquefaction-Induced Structures in Quaternary Alluvial Gravels and Gravelly Sediments, Ne Brazil. *Engineering Geology*, 76(3), 191-208. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.007>
- Bezerra, F. H. R., Vita-Finzi, C., 2000. How Active Is a Passive Margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. *Geology*, 28(7), 591-594. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2)
- Bittencourt, A., Dominguez, J. M. L., Ussami, N., 1999. Flexure as a Tectonic Control on the Large Scale Geomorphic Characteristics of the Eastern Brazil Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 505-519. <http://www.jstor.org/stable/4298962>
- Braun, O. P., 1971. Contribuição À Geomorfologia Do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32(3), 3-39.
- Breiman, L., 2001. Random Forests. *Machine Learning*, 45(1), 5-32. [10.1023/a:1010933404324](https://doi.org/10.1023/a:1010933404324)
- Brenning, A., 2008. Statistical Geocomputing Combining R and Saga: The Example of Landslide Susceptibility Analysis with Generalized Additive Models. In: J. Böhner, T. Blaschke, L. Montanarella (Eds.), *SAGA—Seconds out*, *Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie*, 23-32.
- Brunetto, E., Kröhling, D. M., Zalazar, M. C., Francisconi, M. C., 2017. Analysis of the Interaction between Neotectonic and Surface Processes in a Low-Land Intracratonic Setting of South America. *Quaternary International*, 438(Part A), 141-159. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.018>
- Brungard, C. W., Boettinger, J. L., Duniway, M. C., Wills, S. A., Edwards, T. C., 2015. Machine Learning for Predicting Soil Classes in Three Semi-Arid Landscapes. *Geoderma*, 239(Supplement C), 68-83. [10.1016/j.geoderma.2014.09.019](https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.09.019)
- Burnett, A. W., Schumm, S. A., 1983. Alluvial-River Response to Neotectonic Deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222(4619), 49-50. [10.1126/science.222.4619.49](https://doi.org/10.1126/science.222.4619.49)
- Corrêa-Gomes, L. C., Dominguez, J. M. L., Barbosa, J. S. F., Da Silva, I. C., Pinto, M. V., 2007. Relações Entre Orógenos, Zonas De Cisalhamento, Quebra Continental E Deformações 3d. A História Tectônica Da Bacia Sedimentar De Almada, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 35(4), 105-115.
- Corrêa Alves, F., Rossetti, D. D. F., 2017. Neotectonic Record in South American Passive Margin Based on Morphostructural Analysis of Northern Paraíba Basin, Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 61(2), 95-108. [10.1127/zfg/2017/0383](https://doi.org/10.1127/zfg/2017/0383)
- Cox, R. T., 1994. Analysis of Drainage-Basin Symmetry as a Rapid Technique to Identify Areas of Possible Quaternary Tilt-Block Tectonics: An Example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571-581. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2)

- Cprm, 2000. Companhia De Pesquisa De Recursos Minerais Programa Levantamentos Geológicos Básicos Do Brasil. São Luís Ne/Se, Folhas Sa.23-X E Sa.23-Z. Estados Do Maranhão E Piauí. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM:
- Cracknell, M. J., Reading, A. M., 2014. Geological Mapping Using Remote Sensing Data: A Comparison of Five Machine Learning Algorithms, Their Response to Variations in the Spatial Distribution of Training Data and the Use of Explicit Spatial Information. *Computers & Geosciences*, 63(Supplement C), 22-33. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.10.008>
- Demoulin, A., 2011. Basin and River Profile Morphometry: A New Index with a High Potential for Relative Dating of Tectonic Uplift. *Geomorphology*, 126(1), 97-107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.033>
- Dillenburg, S. R., Hesp, P. A., 2008. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, 107 Springer.
- Dinesh, A. C., Markose, V. J., Jayappa, K. S., 2016. Generation of Stream Length Gradient Index Map Using Visual Basic Program – a Case Study from South India. In: N.J. Raju (Ed.), *Geostatistical and Geospatial Approaches for the Characterization of Natural Resources in the Environment: Challenges, Processes and Strategies*. Cham: Springer International Publishing. 761-765. 10.1007/978-3-319-18663-4\_117
- Doranti-Tiritan, C., Hackspacher, P. C., Souza, D. H. D., Siqueira-Ribeiro, M. C., 2014. The Use of the Stream Length-Gradient Index in Morphotectonic Analysis of Drainage Basins in Poços De Caldas Plateau, Se Brazil. *International Journal of Geosciences*, Vol.05No.11, 12. 10.4236/ijg.2014.511112
- Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., Mcclean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D., Lautenbach, S., 2013. Collinearity: A Review of Methods to Deal with It and a Simulation Study Evaluating Their Performance. *Ecography*, 36(1), 27-46. 10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x
- Drake, J. M., Randin, C., Guisan, A., 2006. Modelling Ecological Niches with Support Vector Machines. *Journal of Applied Ecology*, 43(3), 424-432. 10.1111/j.1365-2664.2006.01141.x
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E. A., 2008. Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004>
- Etchebehere, M. L., Saad, A. R., Fulfaro, V. J., Perinotto, J. a. D. J., 2004. Aplicação Do Índice "Relação Declividade-Extensão-Rde" Na Bacia Do Rio Do Peixe (Sp) Para Detecção De Deformações Neotectônicas. *Geologia USP. Série Científica*, 4(2), 43-56. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200004>
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.-L., 2010. Dem and Gis Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonics: The Normandy Intraplate Area (Nw France). *Geomorphology*, 119(3-4), 172-180. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.017>
- Foody, G. M., Mathur, A., 2004. A Relative Evaluation of Multiclass Image Classification by Support Vector Machines. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 42(6), 1335-1343. 10.1109/TGRS.2004.827257
- Freitas, R. O., 1951. Ensaio Sobre O Relevo Tectônico Do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*(2), 171.
- Furrier, M., Araújo, M. E. D., Meneses, L. F. D., 2006. Geomorfologia E Tectônica Da Formação Barreiras No Estado Da Paraíba. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 61-70.

- Gandini, R., Rossetti, D. D. F., Netto, R. G., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., 2014. Neotectonic Evolution of the Brazilian Northeastern Continental Margin Based on Sedimentary Facies and Ichnology. *Quaternary Research*, 82(2), 462-472. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.07.003>
- Garrote, J., Garzón Heydt, G., Cox, R. T., 2008. Multi-Stream Order Analyses in Basin Asymmetry: A Tool to Discriminate the Influence of Neotectonics in Fluvial Landscape Development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, 102(1), 130-144. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.023>
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., Alves, F. M., 2007. Srtm-Based Morphotectonic Analysis of the Poços De Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 33(1), 10-19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2006.05.002>
- Guyon, I., Weston, J., Barnhill, S., Vapnik, V., 2002. Gene Selection for Cancer Classification Using Support Vector Machines. *Machine Learning*, 46(1), 389-422. 10.1023/a:1012487302797
- Hack, J. T., 1973. Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hengl, T., Bajat, B., Blagojević, D., Reuter, H. I., 2008. Geostatistical Modeling of Topography Using Auxiliary Maps. *Computers & Geosciences*, 34(12), 1886-1899. 10.1016/j.cageo.2008.01.005
- Hengl, T., Heuvelink, G. B. M., Kempen, B., Leenaars, J. G. B., Walsh, M. G., Shepherd, K. D., Sila, A., Macmillan, R. A., Mendes De Jesus, J., Tamene, L., Tondoh, J. E., 2015. Mapping Soil Properties of Africa at 250 M Resolution: Random Forests Significantly Improve Current Predictions. *PLOS ONE*, 10(6), e0125814. 10.1371/journal.pone.0125814
- Hengl, T., Macmillan, R. A., 2009. Chapter 19 Geomorphometry — a Key to Landscape Mapping and Modelling. In: T. Hengl, H.I. Reuter (Eds.), *Developments in Soil Science Elsevier*. 433-460. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00019-6](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00019-6)
- Hiruma, S. T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M., 2001. Neotectônica No Planalto De Campos Do Jordão, Sp. *Revista Brasileira de Geociencias*, 31(3), 375-384.
- Jackson, J., Mckenzie, D., 1984. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77(1), 185-264. 10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x
- Jacques, P. D., Salvador, E. D., Machado, R., Grohmann, C. H., Nummer, A. R., 2014. Application of Morphometry in Neotectonic Studies at the Eastern Edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Geomorphology*, 213, 13-23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.037>
- Kohavi, R., 1995. A Study of Cross-Validation and Bootstrap for Accuracy Estimation and Model Selection. In: *Proceedings of the 14th international joint conference on Artificial intelligence - Volume 2*. 1643047: 1137-1143.
- Kothyari, G. C., Kandregula, R. S., Luirei, K., 2017. Response: Discussion of ‘Morphotectonic Records of Neotectonic Activity in the Vicinity of North Almora Thrust Zone, Central Kumaun Himalaya’. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.014>
- Kovačević, M., Bajat, B., Gajić, B., 2010. Soil Type Classification and Estimation of Soil Properties Using Support Vector Machines. *Geoderma*, 154(3), 340-347. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.11.005>
- Krstajic, D., Buturovic, L. J., Leahy, D. E., Thomas, S., 2014. Cross-Validation Pitfalls When Selecting and Assessing Regression and Classification Models. *Journal of Cheminformatics*, 6(1), 10. 10.1186/1758-2946-6-10

- Kuhn, M., Johnson, K., 2013. Applied Predictive Modeling, 810 Springer. 10.1007/978-1-4614-6849-3
- Lacoste, M., Lemerrier, B., Walter, C., 2011. Regional Mapping of Soil Parent Material by Machine Learning Based on Point Data. *Geomorphology*, 133(1), 90-99. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.026>
- Lavarini, C., Magalhães Júnior, A. P., Oliveira, F. S. D., Carvalho, A. D., 2016. Neotectonics, River Capture and Landscape Evolution in the Highlands of Se Brazil. *Mercator (Fortaleza)*, 15, 95-119.
- Liaw, A., Wiener, M., 2002. Classification and Regression by Randomforest. *R news*, 2(3), 18-22.
- Lima, C. C. U., 2010. Evidências Da Ação Tectônica Nos Sedimentos Da Formação Barreiras Presentes Do Litoral De Sergipe E Ao Norte Da Bahia. *Revista de Geografia (Recife)*, 27(1. Esp), 140-151.
- Lima, C. C. U., Bezerra, F. H. R., Nogueira, F. C. C., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., 2014. Quaternary Fault Control on the Coastal Sedimentation and Morphology of the São Francisco Coastal Plain, Brazil. *Tectonophysics*, 633, 98-114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.026>
- Lima, C. C. U., Boas, G. S. V., Bezerra, F. H. R., 2006. Faciologia E Análise Tectônica Preliminar Da Formação Barreiras No Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 71-80. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009>
- Lima, J. C. F., Bezerra, F. H. R., Rossetti, D. F., Barbosa, J. A., Medeiros, W. E., De Castro, D. L., Vasconcelos, D. L., 2017. Neogene–Quaternary Fault Reactivation Influences Coastal Basin Sedimentation and Landform in the Continental Margin of Ne Brazil. *Quaternary International*, 438(Part A), 92-107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.03.026>
- Lopes, R. P., Dillenburg, S. R., Schultz, C. L., Ferigolo, J., Ribeiro, A. M., Pereira, J. C., Holanda, E. C., Pitana, V. G., Kerber, L., 2014. The Sea-Level Highstand Correlated to Marine Isotope Stage (Mis) 7 in the Coastal Plain of the State of Rio Grande Do Sul, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86, 1573-1595.
- Maia, R. P., Bezerra, F. H. R., 2014. Inversão Neotectônica Do Relevo Na Bacia Potiguar, Nordeste Do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(1), 61-74. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v15i1.419>
- Malone, B. P., Mcbratney, A. B., Minasny, B., Laslett, G. M., 2009. Mapping Continuous Depth Functions of Soil Carbon Storage and Available Water Capacity. *Geoderma*, 154(1), 138-152. 10.1016/j.geoderma.2009.10.007
- Martin, L., 1982. Primeira Ocorrência De Corais Pleistocênicos Da Costa Brasileira: Datação Do Máximo Da Penúltima Transgressão. *Ciências da Terra*(3), 16-17.
- Mckenzie, N. J., Gallant, J. C., 2006. Chapter 24 Digital Soil Mapping with Improved Environmental Predictors and Models of Pedogenesis. In: P. Lagacherie, A.B. Mcbratney, M. Voltz (Eds.), *Developments in Soil Science* Elsevier. 327-349. 10.1016/S0166-2481(06)31024-0
- Melville, B., Lucieer, A., Aryal, J., 2018. Object-Based Random Forest Classification of Landsat Etm+ and Worldview-2 Satellite Imagery for Mapping Lowland Native Grassland Communities in Tasmania, Australia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 66(Supplement C), 46-55. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.11.006>

- Monteiro, K. D. A., Missura, R., Correa, A. C. D. B., 2010. Application of the Hack Index - or Stream Length-Gradient Index (SI Index) - to the Tracunhaém River Watershed, Pernambuco, Brazil. *Geociências (São Paulo)*, 29, 533-539.
- Moraes Filho, J., Região De Itapetinga, Sul Da Bahia (Borda Se Do Cráton Do São Francisco): Salvador: Cprm, 2007, 72p. Série Arquivos Abertos, 27.
- Nacif, P. G. S., Costa, O. V., Araujo, M., Santos, P. S., 2009. Geomorfodinâmica Da Região Do Complexo De Serras Das Lontras. In: Save Brasil, Iesb, B. International (Eds.), *Complexo De Serras Das Lontras E Una, Bahia: Elementos Naturais E Aspectos De Sua Conservação* São Paulo: SAVE Brasil. 9-14.
- Naidoo, L., Cho, M. A., Mathieu, R., Asner, G., 2012. Classification of Savanna Tree Species, in the Greater Kruger National Park Region, by Integrating Hyperspectral and Lidar Data in a Random Forest Data Mining Environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 69(Supplement C), 167-179. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2012.03.005>
- Nash, D. J., Eckardt, F. D., 2016. Drainage Development, Neotectonics and Base-Level Change in the Kalahari Desert, Southern Africa. *South African Geographical Journal*, 98(2), 308-320. 10.1080/03736245.2015.1028987
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J. E. A., Srinivasan, R., Williams, J., 2002. Soil and Water Assessment Tool User's Manual Version 2000. GSWRL report, 202(02-06).
- Netto, A. S., Sanches, C. P., 1991. Roteiro Geológico Da Bacia De Almada, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), 186-198.
- Olaya, V., Conrad, O., 2009. Chapter 12 Geomorphometry in Saga. In: T. Hengl, H.I. Reuter (Eds.), *Developments in Soil Science* Elsevier. 293-308. 10.1016/S0166-2481(08)00012-3
- Oliveira, E., Mcnaughton, N., Armstrong, R., 2010. Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 338(1), 263-286. <https://doi.org/10.1144/SP338.13>
- Oliver, M. A., Webster, R., 1990. Kriging: A Method of Interpolation for Geographical Information Systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4(3), 313-332. 10.1080/02693799008941549
- Pereira, A. D. C., 2001. Lagoa Encantada Testemunho De Uma Baía Quaternária Ilhéus – Bahia Brasil (Doutorado), Universidade do Minho, Braga-Portugal, 166 p.
- Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2017. Swathprofiler and Nprofiler: Two New Arcgis Add-Ins for the Automatic Extraction of Swath and Normalized River Profiles. *Computers & Geosciences*, 104(Supplement C), 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Pérez-Peña, J., Azañón, J., Azor, A., Delgado, J., González-Lodeiro, F., 2009. Spatial Analysis of Stream Power Using Gis: Slk Anomaly Maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(1), 16-25. <https://doi.org/10.1002/esp.1684>
- Peters, G., Van Balen, R. T., 2007. Tectonic Geomorphology of the Northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global and Planetary Change*, 58(1), 310-334. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.041>
- Peulvast, J.-P., Sales, V. C., Bezerra, F. H. R., Betard, F., 2006. Landforms and Neotectonics in the Equatorial Passive Margin of Brazil. *Geodinamica Acta*, 19(1), 51-71. 10.3166/ga.19.51-71

- Pichon, X. L., Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and Trench System: A Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area. *Tectonophysics*, 60(1), 1-42. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90131-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90131-8)
- Pradhan, B., 2013. A Comparative Study on the Predictive Ability of the Decision Tree, Support Vector Machine and Neuro-Fuzzy Models in Landslide Susceptibility Mapping Using Gis. *Computers & Geosciences*, 51(Supplement C), 350-365. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.08.023>
- Queiroz, G. L., Salamuni, E., Nascimento, E. R., 2015. Knickpoint Finder: A Software Tool That Improves Neotectonic Analysis. *Computers & Geosciences*, 76, 80-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.11.004>
- Quilan, J. R., 2010. An Overview of Cubist. Retrieved From <http://www.rulequest.com/cubist-win.html>. 05 dec / 2017.
- Rcore, 2000. R Language Definition. Vienna, Austria: R foundation for statistical computing.
- Riccomini, C., Peggia, A. U. G., Saloni, J. C. L., Kohnke, M. W., Figueira, R. M., 1989. Neotectonic Activity in the Serra Do Mar Rift System (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2), 191-197. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90046-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90046-1)
- Robertson, A. H. F., 2000. Mesozoic-Tertiary Tectonic-Sedimentary Evolution of a South Tethyan Oceanic Basin and Its Margins in Southern Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 173(1), 97-138. 10.1144/gsl.sp.2000.173.01.05
- Rossetti, D. F., Alves, F. C., Valeriano, M. M., 2017. A Tectonically-Triggered Late Holocene Seismite in the Southern Amazonian Lowlands, Brazil. *Sedimentary Geology*, 358, 70-83. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.07.003>
- Rsb, 2017. Rede Sismográfica Brasileira - Brazilian Seismic Bulletin, Epicentros Até 2014. [http://www.rsbr.gov.br/catalogo\\_sb.html](http://www.rsbr.gov.br/catalogo_sb.html). 06 dec / 2017.
- Saadi, A., 1993. Neotectônica Da Plataforma Brasileira: Esboço E Interpretação Preliminares. *Revista Geonomos*, 1(1 e 2), 1-15. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v1i1e2.233>
- Salamuni, E., Do Nascimento, E. R., Da Silva, P. a. H., Queiroz, G. L., Da Silva, G., 2013. Knickpoint Finder: Ferramenta Para a Busca De Geossítios De Relevante Interesse Para O Geoturismo. 2013, 70. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v70i0.32797>
- Salamuni, E., Ebert, H. D., Hasui, Y., 2008. Morfotectônica Da Bacia Sedimentar De Curitiba. *Brazilian Journal of Geology*, 34(4), 469-478.
- Sanabria, L. L. O., Pereira, E., Antonioli, L., 2015. Revisão Estratigráfica Dos Depósitos Miocênicos Aflorantes Na Região Do Alto De Olivença, Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA*, 18, 3. <http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2015.3.11>
- Seeber, L., Gornitz, V., 1983. River Profiles Along the Himalayan Arc as Indicators of Active Tectonics. *Tectonophysics*, 92(4), 335-367. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90201-9](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(83)90201-9)
- Sei, 2011. Superintendência De Estudos Econômicos E Sociais Da Bahia. Mapa Digital Do Estado Da Bahia. Salvador-Bahia.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. Tecdem: A Matlab Based Toolbox for Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing and Stream Profile Analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 250-260. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2010.06.008>
- Silva, C. L., Morales, N., Crósta, A. P., Costa, S. S., Jiménez-Rueda, J. R., 2007. Analysis of Tectonic-Controlled Fluvial Morphology and Sedimentary Processes of the Western

- Amazon Basin: An Approach Using Satellite Images and Digital Elevation Model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79, 693-711.
- Silva, G. P. R. D., Etchebehere, M. L., Saad, A. R., Franco-Magalhães, A. O. B., 2012. Análise De Perfis Segmentados De Drenagem Para a Avaliação Morfotectônica Na Bacia Hidrográfica Do Alto Rio Jaguari (Sp-Mg). *Geociências (São Paulo)*, 31, 259-271.
- Sordi, M. V., Salgado, A. a. R., Paisani, J. C., 2015. Evolução Do Relevo Em Áreas De Tríplíce Divisor De Águas Regional-O Caso Do Planalto De Santa Catarina: Uma Análise Morfoestrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(4). <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i4.791>
- Souza, C. M. P., Costa, L. M., Gomes, R. L., Moreau, A. M. S. S., 2016a. Análise Das Áreas De Ocorrência E Características Morfológicas De Sedimentos Pós-Barreiras Na Região Sul Da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 9(5).
- Souza, C. M. P., Costa, L. M., Moreau, A. M. S. S., Gomes, R. L., 2016b. Sedimentological Parameters and Dating of Post-Barreiras Sediments from Region the Coastline. *Revista Mercator*, 15(3), 127-139. <http://dx.doi.org/10.4215/RM2016.1503.0008>
- Suguio, K., 1999. *Geologia Do Quaternário E Mudanças Ambientais:(Passado +Presente Paulo's Comunicação e Artes Gráficas.*
- Suguio, K., Martin, L., 1996. The Role of Neotectonics in the Evolution of the Brazilian Coast. *Revista Geonomos*, 4(2). <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.200>
- Tolosana-Delgado, R., Pawlowsky-Glahn, V., 2007. Kriging Regionalized Positive Variables Revisited: Sample Space and Scale Considerations. *Mathematical Geology*, 39(6), 529-558. 10.1007/s11004-007-9107-7
- Toudeshki, V. H., Arian, M., 2011. Morphotectonic Analysis in the Ghezel Ozan River Basin, Nw Iran. 2011, 3(1). 10.5539/jgg.v3n1p258
- Troiani, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M., Guerrero, J., 2014. Spatial Analysis of Stream Length-Gradient (Sl) Index for Detecting Hillslope Processes: A Case of the Gállego River Headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.004>
- Vapnik, V., 1998. *Statistical Learning Theory*. 1998 Wiley, New York.
- Vapnik, V. N., 1999. An Overview of Statistical Learning Theory. *IEEE Transactions on Neural Networks*, 10(5), 988-999. 10.1109/72.788640
- Were, K., Bui, D. T., Dick, Ø. B., Singh, B. R., 2015. A Comparative Assessment of Support Vector Regression, Artificial Neural Networks, and Random Forests for Predicting and Mapping Soil Organic Carbon Stocks across an Afromontane Landscape. *Ecological Indicators*, 52(Supplement C), 394-403. 10.1016/j.ecolind.2014.12.028
- Yao, X., Tham, L. G., Dai, F. C., 2008. Landslide Susceptibility Mapping Based on Support Vector Machine: A Case Study on Natural Slopes of Hong Kong, China. *Geomorphology*, 101(4), 572-582. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.02.011>
- Yu, L., Porwal, A., Holden, E.-J., Dentith, M. C., 2012. Towards Automatic Lithological Classification from Remote Sensing Data Using Support Vector Machines. *Computers & Geosciences*, 45(Supplement C), 229-239. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.11.019>

## CAPÍTULO IV

### ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO BARREIRAS E DEPÓSITOS PÓS-BARREIRAS NA REGIÃO SUL DA BAHIA, BRASIL

#### Resumo

Os sedimentos da Formação Barreiras da região sul da Bahia (Ilhéus-Una) ocasionalmente é recoberto por sedimentos arenosos (Pós-Barreiras), cuja origem ainda é controversa e pode registrar a associação de diversos fenômenos que ocorreram durante o Quaternário. O objetivo foi analisar comparativamente os sedimentos Formação Barreiras e Pós-Barreiras, de modo criar base para identificação do ambiente de formação dos Pós-Barreiras. As análises entre os sedimentos basearam-se na elaboração de perfil litoestratigráfico com classificação das fácies, enquanto que em amostras dos sedimentos foram caracterizadas por parâmetros sedimentológicos, morfometria dos grãos, mineralogia e análises palinológicas. Amostras dos sedimentos Pós-Barreiras foram datadas por luminescência. O estudo revelou que os sedimentos Pós-Barreiras não guardam relação de intemperismo *in situ* da Formação Barreiras e foram depositados no final do Pleistoceno ao Holoceno. A análise de fácies sedimentares e dados dos parâmetros sedimentológicos permitem distinguir os dois sedimentos devido as mudanças texturais e padrão granulométrico. A palinologia dos sedimentos demonstrou presença de foraminíferos marinhos em estratos da Formação Barreiras em cotas de 60 m, enquanto que nas áreas de contato (Formação Barreiras e Pós-Barreiras) há indicativo que a Formação Barreiras foi coberta pelos sedimentos recentes, devido a presença de fitoclastos que indicam a presença de um paleoambiente com vegetação (área úmida). O ambiente deposicional dos Pós-Barreiras foi em fase marinha regressiva, porém a posição altitudinal dos Pós-Barreiras guarda forte relação com processos neotectônicos, uma vez que as áreas de ocorrência se associam a zonas que foram reativadas durante Quaternário.

**Palavras – chaves:** Estratigrafia, Quaternário, sedimentologia, datação, palinologia, neotectônica

#### 1. Introdução

Ao longo da costa brasileira ocorre a presença de sedimentos silicilásticos de origem majoritariamente continental, denominados Formação Barreiras e estão registrados desde o paralelo -22° S até 4° N. Os depósitos são do período Mioceno e foram interpretados inicialmente, como sendo originados por meio de fluxos de detritos e lama, cuja deposição iniciou quando o mar estava em nível mais baixo que o atual (Branner, 1902; Mabessone et al., 1972; Bigarella, 1975; Vilas Boas et al., 2001). Entretanto, além das variações climáticas que favoreceram transporte dos sedimentos, estudos apontam a influência de oscilações eustáticas

e em alguns casos o ambiente de deposição foi caracterizado por transicional de marinho raso e sistemas fluviais entrelaçados. (Rossetti et al., 1990; Arai, 1997; Arai, 2006; Rossetti & Góes, 2009; Sanabria et al., 2015).

Outra influência no contexto da Formação Barreiras é a neotectônica. Embora a região costeira do Nordeste brasileiro e a placa tectônica Africana tenham sido as últimas porções a se separarem (final do Cretáceo) (Matos, 1992; Mohriak et al., 2008; Rossetti et al., 2011a), esforços compressivos ainda se mantiveram, inclusive com evidências relatadas em estudo de áreas costeiras, caracterizadas por ação de movimentos epirogênicos e movimentos de flexura continental, desníveis topográficos, falhas, juntas de alívio, camadas de sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras, com características de bioturbação e com evidências de icnofósseis marinhos em altitude (Martin et al., 1986; Saadi, 1993; Bezerra, 2000; Peulvast et al., 2006; Lima, 2010; Gandini et al., 2014; Lima et al., 2014; Sanabria et al., 2015).

Existem ainda a presença de sedimentos ocorrem sobre os da Formação Barreiras, em várias partes do Brasil, são denominados como Pós-Barreiras. Os estudos pioneiros com estes materiais, seja por reconhecimento ou enfoque estratigráfico, podem ser atribuídos, salvo engano, a Amador & Dias (1978), Amador (1981) e Rossetti et al. (1989). Desde então, alguns estudos foram conduzidos e identificaram a presença de Pós-Barreiras principalmente em regiões costeiras acima do paralelo -8° S. Que classifica os materiais como depósitos sedimentares do Pleistoceno Tardio ao Holoceno (Tatumi et al., 2008; Rossetti et al., 2011b; Gandini et al., 2014).

No Estado da Bahia, a primeira referência de sedimentos Pós-Barreiras pode ser atribuída a Tricart & Silva (1968) que relatam a presença de sedimentos arenosos na região de Salvador e Ilhéus, classificando-os como dunas, sendo as mais recentes caracterizadas como areias brancas de origem da transgressão Flandriana, enquanto as ocreas, mais consolidadas como Pré-Flandrianas. Estudos subsequentes apresentaram maior enfoque em sedimentos Pós-Barreiras na Bahia (Vilas Boas & Pereira, 1999; Souza et al., 2016a; Souza et al., 2016b). Porém, estudos estratigráficos ainda não foram conduzidos e inclusive, os depósitos na região de Ilhéus-BA se configuram excelente área para pesquisas desse cunho, pois há presença de paleofalésias e atividades de lavra que exibem associação de fácies Pós-Barreiras e Formação Barreiras.

A descrição de fácies e caracterização dos sedimentos podem fornecer indicativos importantes acerca da origem dos sedimentos. Além disso, embora sedimentos da Formação

Barreiras e Pós-Barreiras tenham características a-fossilíferas, estudos identificaram a presença de camadas da Formação Barreiras (Sanabria et al., 2015), e Pós-Barreiras (Gandini et al., 2014) com evidência de atividade marinha, ou ainda padrões granulométricos que denotam tal influência (Rossetti et al., 2011b; Souza et al., 2016b). No entanto, tal constatação se concretiza como fato intrigante, uma vez que essas camadas foram registradas em cotas de até 50 m para Formação Barreiras (Arai, 2006; Sanabria et al., 2015) e cotas de 15 a 60 m para Pós-Barreiras (Rossetti et al., 2011b; Gandini et al., 2014; Souza et al., 2016b), isso levanta a questão de movimentos neotectônicos nessas áreas, uma vez que as variações do nível do mar conhecidas após o Neógeno não alcançaram tais altitudes.

Apesar dos sedimentos da Formação Barreiras terem sido foco em estudos estratigráficos (Bigarella & Andrade, 1964; Mabessone et al., 1972; Rossetti et al., 1989; Araújo et al., 2006; Sanabria et al., 2015). Porém, a sucessão sedimentar Pós-Barreiras ainda carece de maiores estudos, quanto à origem, ambiente deposicional e características gerais. Baseado nisso, pretendeu-se analisar fácies sedimentares de associação dos sedimentos Formação Barreiras e Pós-Barreiras, de modo criar bases para compreensão do processo de origem dos sedimentos Pós-Barreiras e suas possíveis correlações com intemperismo *in situ*, neotectônica e mudanças relativas do nível marinho.

## **2. Materiais e Métodos**

Foram realizadas descrições de fácies sedimentares dos sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras, incluindo parâmetros como a litologia, textura, estrutura sedimentar, e análise dos contatos (acamamento). As características das fácies foram documentadas em campo e auxiliaram a construção de perfis litoestratigráficos, associados a registros em fotografias e fotomosaicos.

Amostras coletadas, foram submetidas a procedimentos para remoção da matéria orgânica com 20 mL de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> + 20 mL de água destilada e com aquecimento a 80°C até cessar a reação (Suguio, 1973). Posteriormente, as amostras foram separadas nas frações silte, argila e areia baseado na adaptação da metodologia de Ruiz (2005), no qual foi utilizado 50 g de material e 70 mL do dispersante NaOH 0,1 mol L<sup>-1</sup> e com repouso por um período de 6 horas e submetidos a agitação por 16 horas em agitador orbital.

Nas amostras de areia livres de argila, silte e matéria orgânica, foram utilizados 40 g de amostras, peneiradas em intervalo de 1/5 na escala sedimentológica phi ( $\phi$ ), com variação de -1 a 4  $\phi$ . A partir dos dados foram empregadas análises estatísticas para obter informações e descrever as propriedades (Parâmetros sedimentológicos) (Folk & Ward, 1957), com obtenção dos valores da mediana (Md), da média ( $M_z$ ), do desvio-padrão ( $\sigma_I$ ), da assimetria ( $Sk_I$ ) e da curtose gráfica ( $K_G$ ). Os cálculos foram com base na metodologia proposta por Folk & Ward (1957) (Tabela 5), com uso do programa de análise de sedimentos Sysgran 3.0 (Camargo, 2006).

**Tabela 5.** Medidas estatísticas da distribuição de frequência e respectivas fórmulas de cálculo (Folk & Ward, 1957).

Diâmetro médio	$M_z = \frac{\phi_{84} + \phi_{50} + \phi_{16}}{3}$
Mediana	$Med = \phi_{50}$
Assimetria	$SK_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16} + 2 \phi_{50}}{2 (\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} - \phi_5 - 2 \phi_{50}}{2 (\phi_{95} - \phi_5)}$
Desvio-padrão	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$
Curtose gráfica	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$

$\phi_5$ ,  $\phi_{16}$ ,  $\phi_{25}$ ,  $\phi_{50}$ ,  $\phi_{75}$ ,  $\phi_{84}$ ,  $\phi_{95}$  são os valores dos diâmetros em escala  $\phi$ , obtidos na curva de frequência acumulada, correspondentes aos percentis de 5, 16, 25, 50, 75, 84 e 95%, respectivamente.

Amostras de areias representativas das fácies Barreiras e Pós-Barreiras, foram analisadas comparativamente com base em sua morfometria. Foram extraídas fotografias com uso de microscópio na fração areia (0,36 a 0,25 mm) e foi calculado o grau de arredondamento que considera as bordas do grão e também esfericidade que analisa a proximidade do grão com uma esfera (Bowman et al., 2000). Foi utilizado o software Image-J (Rasband, 2011). A descrição e fórmulas utilizadas estão sumarizadas em Cox & Budhu (2008). Os resultados numéricos foram interpretados com bases nas classificações nominais de arredondamento e esfericidade apresentadas por Powers (1953); Suguio (1973).

A mineralogia das frações argila, silte e areia foi determinada com base em difratometria de raios X realizada por meio do aparelho PANalytical X'Pert Pro com tubo de  $\text{CoK}\alpha$ , operado entre os ângulos de varredura 4 e  $50^\circ 2\theta$ . Todos os difratogramas foram interpretados de acordo com Chen (1977).

Para caracterização da época de depósito dos materiais, foi realizada a datação por Termoluminescência Opticamente Estimulada (LOE). Foram coletados oito pontos para datação em áreas de taludes arenosos ou perfis abertos, ambos previamente limpos de materiais superficiais; o material foi armazenado em tubos de plástico de PVC de 30 cm de comprimento com 5 cm de diâmetro, os quais foram inseridos horizontalmente na área de coleta. Os tubos foram protegidos em ambos os lados com tampas, sem transparência para evitar incidência de luz solar. As análises foram realizadas no Laboratório de Datação Ltda, São Paulo, Brasil (Datação-Ltda).

Na datação foi utilizado o protocolo de datação SAR (Single Aliquot Regeneration) com 15 alíquotas (amostras), ou seja, são feitas 15 curvas de calibração e encontradas 15 idades, o que permite construir um histograma de idades e interpretar a variação na amostragem, sendo o protocolo SAR mais eficiente em processos de datação (Bassinet et al., 2006; Buylaert et al., 2008).

Os métodos de datação por LOE permite obter idades desde poucas dezenas de anos até cerca de 1,5 Ma anos (Aitken, 1985; Sallun et al., 2007) e se baseia no princípio que materiais geológicos recebem radiações ionizantes (partículas  $\alpha$  e  $\beta$  e radiação  $\gamma$ ) provenientes de raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais como  $\text{U}^{235}$ ,  $\text{U}^{238}$ ,  $\text{Th}^{232}$  e  $\text{K}^{40}$ . Parte desta radiação provoca ionização por efeito fotoelétrico, efeito Compton e por produção de pares.

Ao aquecer o mineral termicamente ou estimulá-lo opticamente, os elétrons aprisionados são liberados e podem recombinar-se com defeitos da rede cristalina, emitindo luminescência. O número desses defeitos cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente e ao tempo de irradiação. Assim, quando se mede a luz emitida por esses centros é possível, por exemplo, determinar quando um mineral se cristalizou ou quando um sedimento foi exposto à luz solar pela última vez em um tempo maior que 6-8 horas.

As análises prévias consistem em tratamento para remoção carbonato por adição de ácido clorídrico- HCL (20%) e dissolução dos silicatos por imersão em ácido fluorídrico- HF concentrado (70%). Posteriormente separa-se os grãos de quartzo e feldspato com politungstato

de sódio (SPT em inglês) e em seguida, são separadas em alíquotas, sendo que parte delas foram submetidas à leitura de luminescência com uma luz azul (470 nm) e a detecção através de um filtro Hoya U-340 de 5 mm para obtenção da luminescência natural (TL), e outras partes foram irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes (LOE) e finalmente são medidas as razões TL/LOE. Para evitar uma queda ou aumento na sensibilidade dos grãos que formam uma alíquota em função da dose aplicada, foram aplicadas e medidas as doses de teste (DT) constantes. (Wallinga et al., 2000).

As idades das amostras foram calculadas segundo a equação (1), onde: I = idade (anos); P = paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal pela incidência de radiações ionizantes;  $DA_{\gamma}$ ,  $DA_{\beta}$  e  $DA_{r.c.}$  = doses anuais (Gy/ano) relativas às radiações- $\gamma$ , partículas- $\beta$  e aos raios cósmicos, respectivamente.

$$I = \frac{P}{DA_{\gamma} + DA_{\beta} + DA_{r.c.}}$$

A amostragem palinológica foi realizada em fácies que apresentavam teor de carbono orgânico total superior a 4% que tem maior capacidade de preservação de palinormorfos (Salgado-Labouriau, 2007). Foram selecionadas três amostras em fácies de folhelhos da Formação Barreiras e duas amostras nas fácies orgânicas nas zonas de contato Formação Barreiras e Pós-Barreiras.

Para recuperação dos palinormorfos foi empregado o protocolo de Uesugui (1979), que se constituiu da desagregação, seguida de dissolução dos componentes minerais, remoção de carbonato por HCl (20%) e dissolução dos silicatos por HF (70%). Posteriormente as etapas foram: oxidação com ácido nítrico ( $HNO_3$ ), para concentração de palinormorfos; separação por densidade de quaisquer minerais resistentes; e passagem pelo crivo para a eliminação de matéria orgânica fina disseminada. As lâminas de palinormorfos foram examinadas em detalhe a partir de imagens capturadas usando microscópio Zeiss. Todo procedimento foi realizado no Laboratório de Paleoecologia Vegetal - Departamento de Geologia e Paleontologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

### 3. Resultados

#### 3.1 Descrição de Fácies

As fácies deposicionais correspondem a descrição de quatro afloramentos (AF-1 a AF4) sendo 3 (AF-2 a AF4) com associação Formação Barreiras e Pós-Barreiras. Estão localizadas entre os municípios de Ilhéus e Una. Com representação litoestratigráfica e fotos representativas das fácies identificadas (Figura 1).

***Arenito grosso estratificação cruzada (Aec)***– São arenitos granodecrescentes, em que na base apresenta conglomerados arenosos maciços ferruginizados e na parte superior, variação de areia grossa a média pobremente selecionadas, brancas com estratificações cruzadas acanaladas, com ângulo de inclinação de  $\cong 20^\circ$  S e  $7,2^\circ$  N. Em geral, tratam-se de sedimentos caulinizados, onde na base, aparecem mais ferruginosos devido a oxidação de óxidos de ferro e manganês (Nunes et al., 2011).

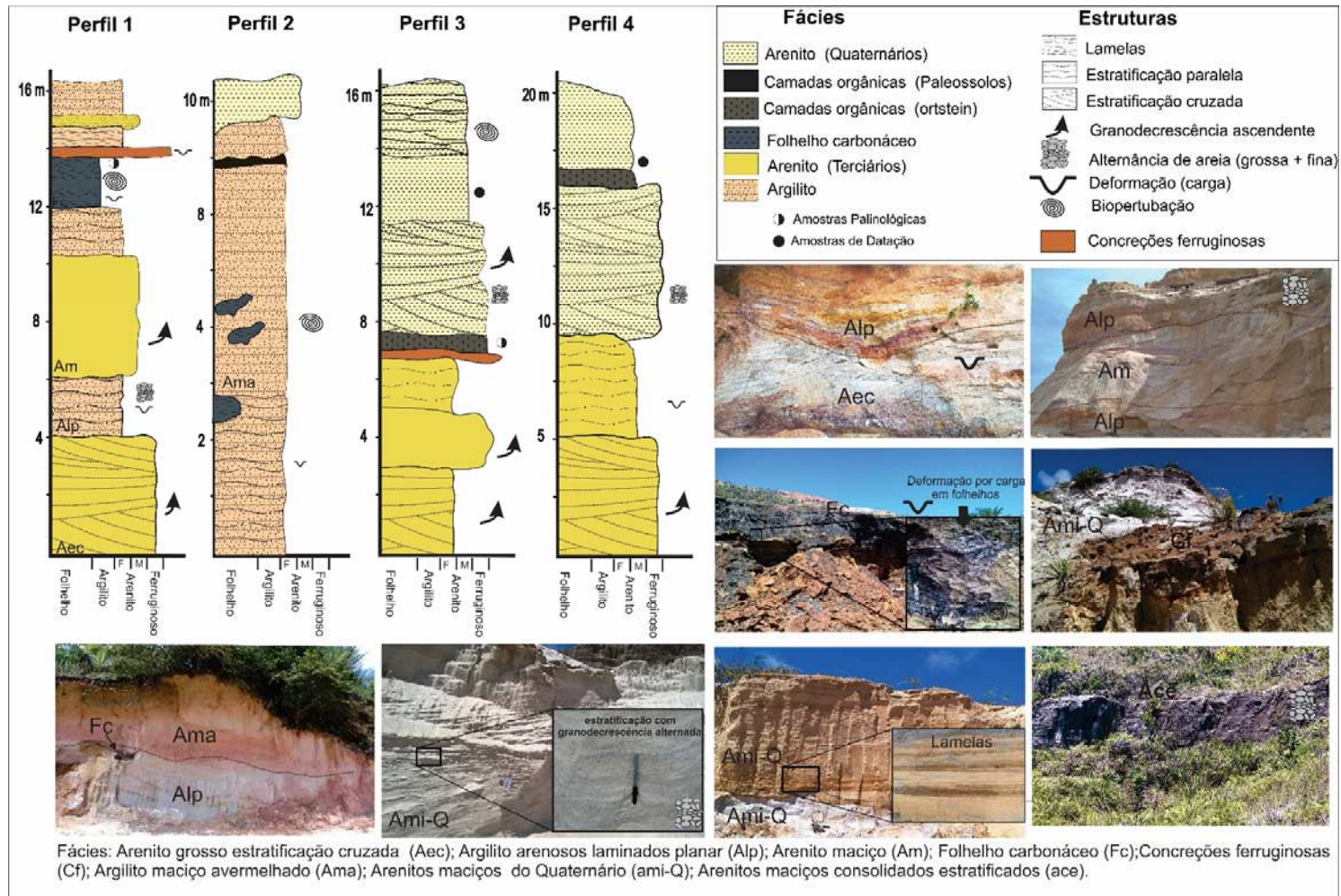
***Argilitos arenosos laminados planar (Alp)*** – São materiais argiloso-arenoso com padrão deposicional planar, de colorações variegadas e com presença da fração areia média a grossa nas camadas variegadas. Apresentam repetidamente pequenas lentes delgadas ( $\cong 1$  cm) mais argilosas dentro das camadas variegadas, o qual condiciona a textura argilosa da fácies. Na coluna 1 em sua base é possível observar inclinação de baixo ângulo entre as camadas, porém em alguns casos podem apresentar efeito estrutura de carga na base do pacote, cuja origem pode ser associada ao peso do pacote sedimentar ou subsidência ainda que leve nas bordas dos sedimentos. Quando ocorre na porção mais elevada do perfil as camadas planares tornam-se mais espessas e homogêneas, o que pode indicar a deposição por um fluxo mais contínuo. Além disso, em superfície as cores variegadas são poucas em relação a parte basal, podendo correlacionar ao maior intemperismo na superfície após a deposição.

***Arenito maciço (Am)***– Se assemelham aos descritos por Sanabria et al. (2015), na qual apresenta uma granodecrescência ascendente, ou seja mais grosso na base e fino no topo, possuem alguns metros de extensão, tons amarelados, granulometria média a grossa, de aspecto maciço, compostos de grãos de quartzo, e subordinadamente, feldspatos caulinizados, com baixa maturidade textural. O aspecto maciço pode ser resultante de transporte dos sedimentos por fluxo de sedimentos concentrados e homogêneos (Moraes Filho, 1999; Sanabria et al., 2015).

**Folhelho carbonáceo (Fc)** - Os folhelhos, geralmente são depositados principalmente em planícies de inundação, região costeira de baixa energia, lagos, deltas, plataformas marinhas e bacias de fundo oceânico (Tucker, 2003). Nas fácies analisadas, se apresentam com coloração majoritariamente preta e amarelada nas bordas, possivelmente relacionado à oxidação do enxofre. Estas fácies sedimentares foram descritas por Sanabria et al. (2015) e são verificadas na porção elevada dos perfis estratigráficos. Podem apresentar deformidade (estrutura de carga) nos estratos sedimentares que se apresenta como dúctil. São geralmente preservados por concreções ferruginosas que podem ocorrer na base ou topo dos folhelhos.

As concreções ferruginosas, embora não se configurem uma fácies sedimentar, elas se fazem presentes em alguns estratos, principalmente nas áreas de contato entre diversas fácies. Tendencialmente se formam entre camadas mais arenosas (topo) com mais argilosas (abaixo), são extremamente duras e são limintantes da infiltração e tornam-se caminhos preferenciais das águas no sentido horizontal. Quando ocorre na porção mais emersa do perfil litoestratigráfico são mais dúcteis, o que pode indicar que a formação da concreção é mais recente quando comparadas as carapaças que ocorrem em maior profundidade, as quais possuem maior grau de cimentação, além disso, as concreções superficiais podem ser acompanhadas de camadas com teor de matéria orgânica de  $\cong 10 \text{ dag kg}^{-1}$ , são extremamente duras, e na área da pedologia são denominadas como ortstein (Chesworth, 2008), formadas pela iluviação de Fe e compostos orgânicos.

**Argilito maciço avermelhado (Ama)** – Constituído de argila, são geralmente avermelhados e nas camadas mais superiores são amarelados devido a influência da precipitação, que permite o predomínio de óxido de ferro hidratado (oxi-hidróxido de ferro - Goethita). Classificam-se verticalmente e lateralmente em estratos não deformados, apresentam pontualmente seixos caulinitizados principalmente na área de contato com camadas subjacentes, as laminações de caráter variegado são quase ausentes. Na porção superior é possível observar ocasionalmente antigas camadas orgânicas (horizonte A de Latossolos), soterrados por material sedimentar argiloso ou ainda por sedimentos mais arenosos (Pós-Barreiras), que se configuram como paleossolos. As litofácies de Ama, são geralmente associadas a depósitos de fluxo de lama em ambiente subaquoso de baixa energia, caracterizado por um dos ambientes de deposição dos sedimentos da Formação Barreiras (Lima et al., 2006; Sanabria et al., 2015).



**Figura 1.** Perfil estratigráfico composto pelas fácies de sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras. As fotos exemplificam as fácies e estruturas sedimentares observadas em campo, com respectivas siglas das fácies.

***Arenitos do Quaternário (ami-Q)***- Consistem exclusivamente em um pacote de arenito podendo variar de  $\cong 1$  m de espessura (Perfil litoestratigráfico 2) até  $\cong 7$  m (Perfil litoestratigráfico 3,4). Podem variar de moderadamente selecionados quando ocorrem no topo dos perfis e pobremente selecionados quando ocorrem em camadas mais profundas, o que pode indicar retrabalhamento eólico das camadas superiores. Quando ocorrem na porção mais basal, podem apresentar estratificações do tipo cruzada (planar), apresentam variação gradual e progressiva de granulometria, que podem indicar sazonalidade nos ciclos de deposição, retomadas do processo de deposição e/ou alterações da energia de transporte.

Quando ocorrem na porção mais superficial, em geral são pacotes arenosos mais homogêneos, com presença esporádica de feições lamelares, que deve ter origem pedogenética, pois são horizontalizadas, não ocorrem em profundidade (Schaetzl, 2001), porém são influenciadas pela gradação das frações de areia fina a média ( $\cong 3$  cm) que ocorrem nestas seções.

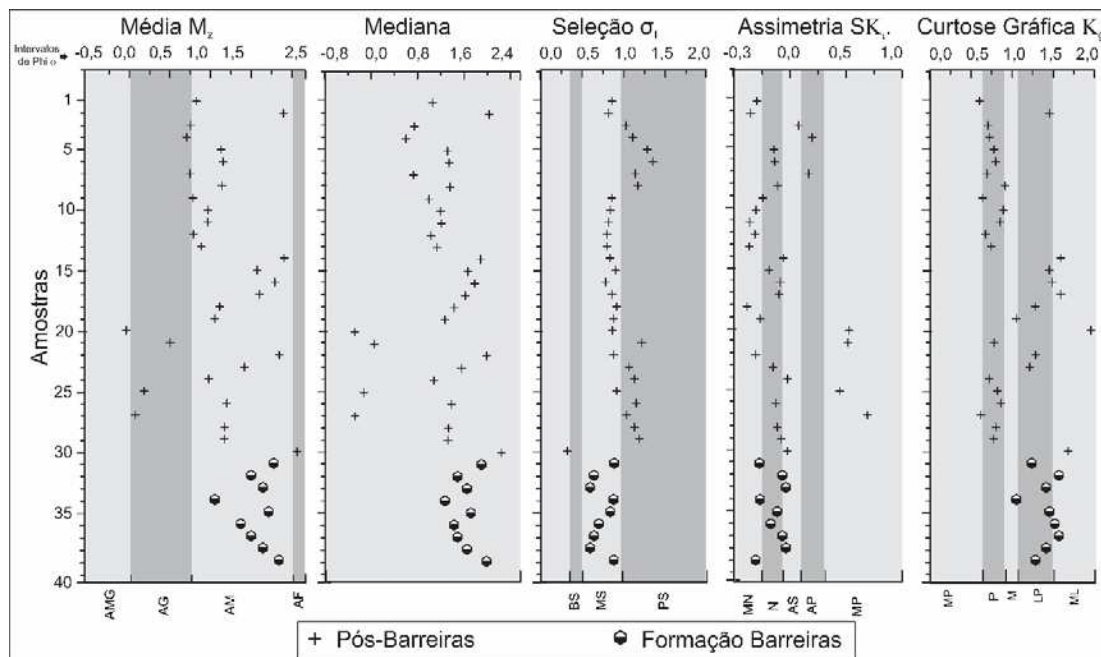
***Arenitos do Quaternário consolidados estratificados (ace)*** – São arenitos moderadamente selecionados, com maior grau de cimentação e apresentam estratificações majoritariamente plano paralela e ocasionalmente estratificação cruzada em pequenas faixas. O limite superior é definido pela granodecrescência ascendente (areia grossa para areia fina) e pela presença de camada cimentada com matéria orgânica (ortstein), que é subjacente a fácies *ami*.

### **3.2 Parâmetros sedimentológicos e morfometria das areias**

Os dados dos parâmetros sedimentológicos (Figura 2), demonstraram que a Formação Barreiras apresenta certos agrupamentos. Há predomínio de fração areia média, moderadamente selecionada, com assimetria tendencialmente negativa. A curtose que é uma medida de forma, que caracteriza o achatamento da curva em função da distribuição de probabilidade relacionada ao grau de polimodalidade dos sedimentos, foi de mesocúrtica a muito leptocúrtica. Porém determinadas fácies ainda podem apresentar frações mais grossas, que também é uma característica física da Formação Barreiras (Nunes et al., 2011).

Os sedimentos Pós-Barreiras apresentaram um maior espectro de variação entre os parâmetros sedimentológicos (Figura 2), variando desde areia muito grossa a fina, mas com predomínio de areia média. Quanto ao grau de seleção, foram observados dois agrupamentos, variando de muito selecionados a pobremente selecionados, com predomínio de assimetria

negativa e muito negativa, ou seja, a distribuição se acha desviada para menores valores de  $\phi$ , porém houve algumas amostras na faixa de muito positiva. Quanto à curtose, a maior parte das amostras foi classificada como platicúrtica, podendo indicar mistura de frações mais grossas ou finas tendendo a se concentrar nos extremos da escala analisada.

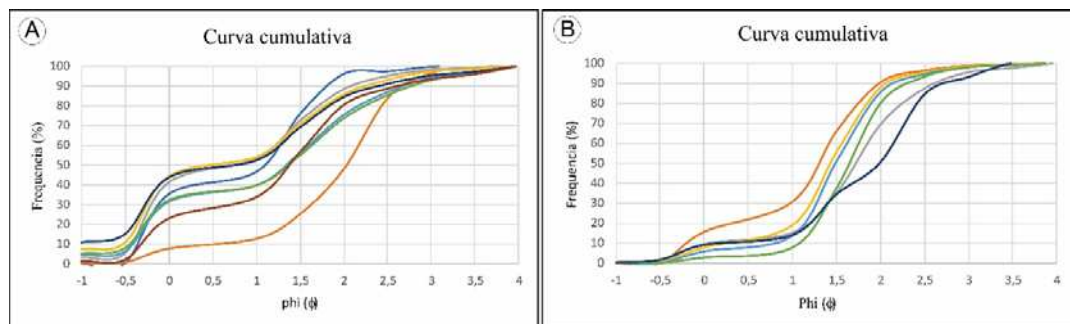


**Figura 2.** Parâmetros sedimentológicos calculados para os sedimentos Formação Barreiras e Pós-Barreiras. Média (AMG- areia muito grossa, AG- areia grossa, AM- areia média, AF- areia fina); Grau de seleção  $\sigma_1$  (BS- bem selecionados, MS- Moderadamente selecionados, PS- pobremente selecionados); Assimetria  $SK_1$  (MN - muito negativa, N – negativa, AS - aproximadamente simétrica, AP- assimetria positiva, MP- muito positiva); Curtose Gráfica  $K_g$  (MP- Muito platicúrtica, P- platicúrtica, M- mesocúrtica, LP- leptocúrtica, ML- muito leptocúrtica).

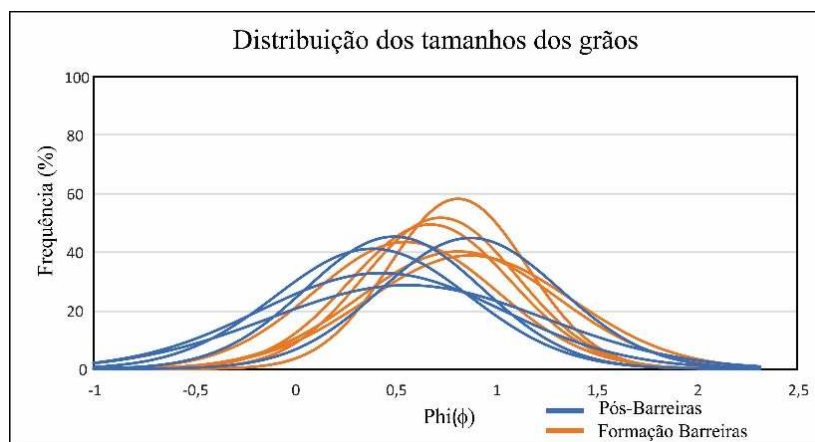
A distribuição cumulativa e distribuição normalizada são capazes de fornecer informações consideráveis sobre os componentes sedimentares e seus tipos de distribuição, dadas as propriedades físicas dos meios de transporte e a maneira do processo de transporte, o tamanho do grão do sedimento mobilizado (Sun et al., 2002). Assim, a título de comparação foram selecionadas aleatoriamente algumas amostras de Pós-Barreiras para comparação com as da Formação Barreiras.

As curvas cumulativas demonstraram que os sedimentos Pós-Barreiras (Figura 3 A) apresentam predomínio de areias mais grossas com maior percentual de retenção nos intervalos

de -1 a 1  $\phi$ , ao contrário dos sedimentos da Formação Barreiras (Figura 3 B) que demonstrou a presença de frações menos grossas nos intervalos maiores que - 0,5  $\phi$ . Além disso, o comportamento da distribuição normal de alguns pontos (Pós-Barreiras e Formação Barreiras) (Figura 4) enfatiza os resultados dos parâmetros sedimentológicos da Figura 2, ou seja, predomínio de areias mais grossas nos sedimentos Pós-Barreiras e tendência a assimetria negativa e curtose platicúrtica.



**Figura 3.** Frequência e curvas cumulativas de sedimentos (A) Pós-Barreiras, (B) Formação Barreiras.

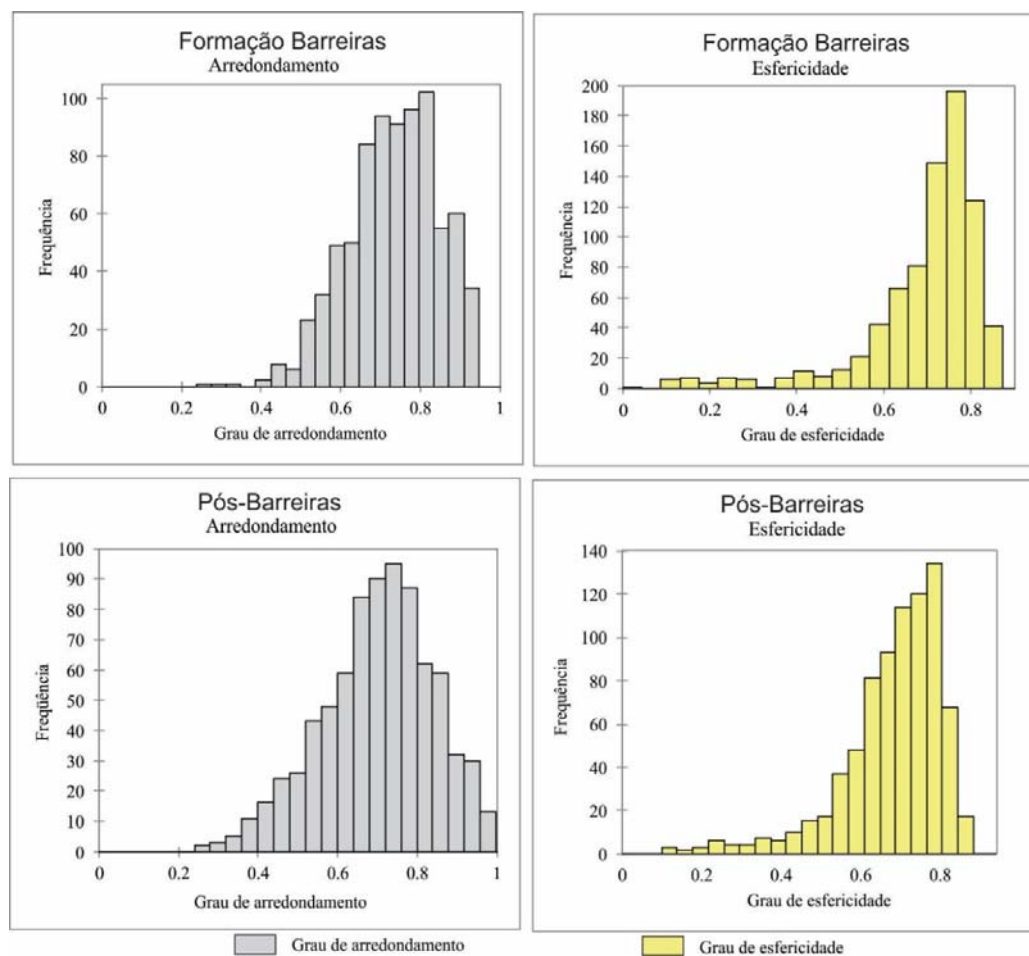


**Figura 4.** Distribuição normal de algumas amostras de sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras.

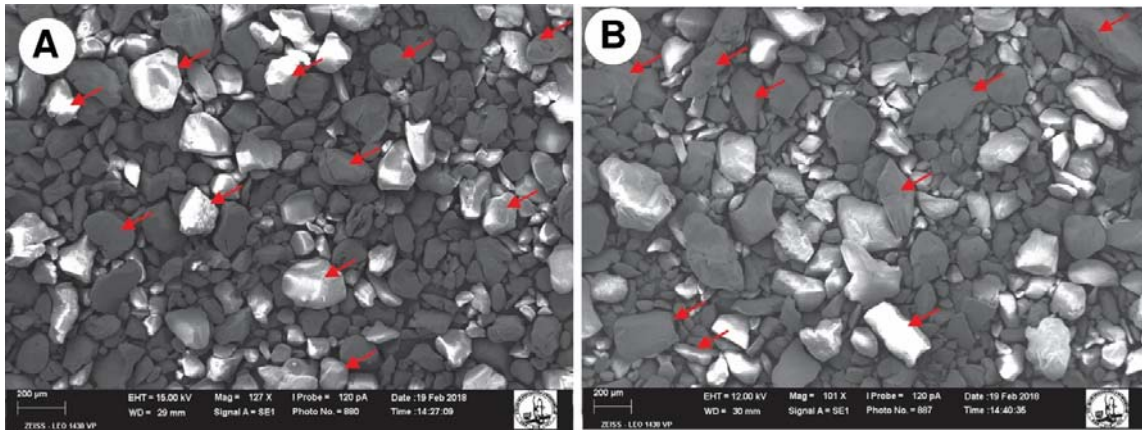
A morfometria foi com base na análise de 789 grãos de areia de sedimentos Pós-Barreiras e Formação Barreiras por microscópio petrográfico, embora este método seja menos eficiente ao ser comparado com Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV, o primeiro é menos dispendioso, o que facilita análise com maior número de grãos. Além disso, estudos de

Cox & Budhu (2008) concluíram que um microscópio de luz produz imagens de grãos com qualidade suficiente para observar a forma do grão.

Foi observado que os sedimentos Pós-Barreiras e Formação Barreiras possuem características semelhantes na morfometria dos grãos (Figura 5), contudo, os Pós-Barreiras apresentam maiores frequências do histograma, na categoria de sub-arredondados ( $> 0,4$ ). A esfericidade também foi semelhante entre os perfis, porém, os sedimentos Pós-Barreiras tendem a ser mais esféricos, enquanto que a Formação Barreiras possui maior quantidade de grãos mais alongados (Figura 5). Para exemplificar melhor as diferenças, duas amostras foram selecionadas para análise por MEV e demonstrou a mesma tendência (visual) das análises de morfometria dos grãos (Figura 6).



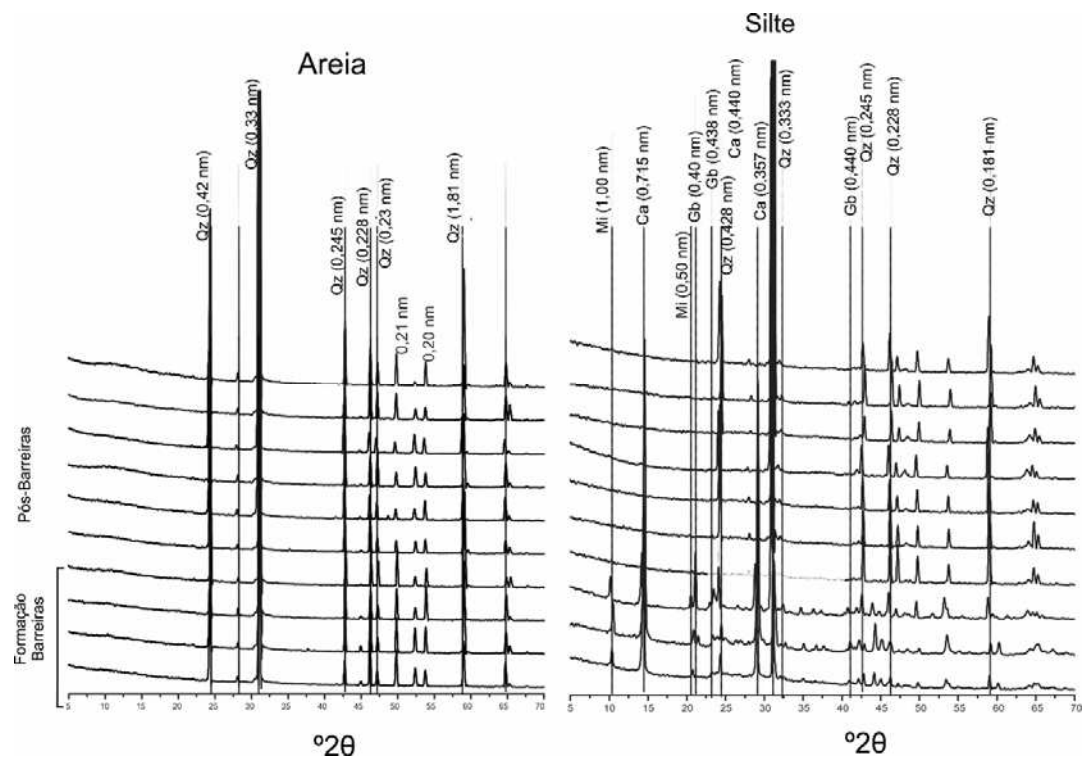
**Figura 5.** Histogramas representativos do Grau de arredondamento esfericidade, para sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras.



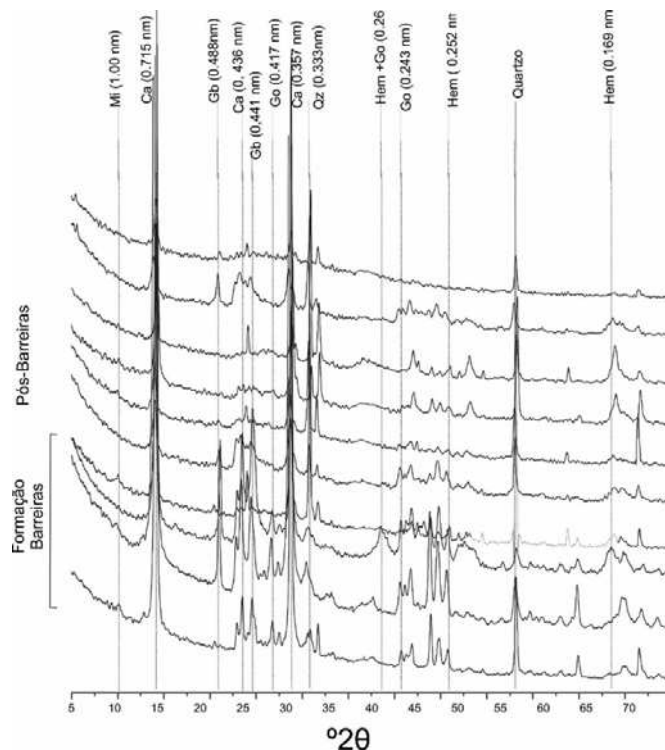
**Figura 6.** Fotografias de microscopia eletrônica de varreduras para (A) sedimentos Pós-Barreiras e (B) sedimentos da Formação Barreiras. Setas vermelhas indicando as diferenças de alongamento dos grãos.

### 3.3 Mineralogia dos sedimentos

Em geral há pouca diversidade mineralógica nos sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras, dado pelo os espectros de DRX (Figura 7 e 8), porém, algumas especificidades foram observadas. Em ambos sedimentos há predominantemente quartzos (Qz) com picos em 0.43, 0.35 e 0.28 nm, identificados na fração areia. Na fração silte, os sedimentos da Formação Barreiras diferem do Pós Barreira, devido a presença de mica (1.0, 0.47 e 0.32 nm), caulinita (0.715, 0.36 e 0.38 nm) e gibbsita (0.488, 0.440 e 0.240 nm) nos sedimentos da Formação Barreiras. A constituição mineralógica da argila se mostrou tipicamente caulínica (0.71, 0.35 e 0.43 nm), com pequenos picos referentes a presença de mica, além de gibbsita (0.48, 0.44 e 0.24 nm) e os óxidos-hidróxidos de Fe: hematita (0.269, 0.252 e 169 nm) e goethita (0.417, 0.243 e 0.268 nm). Há possibilidade que haja minerais mais resistentes, porém, não foram identificados devido à presença de quartzo nas frações silte e argila, desviando alguns picos.



**Figura 7.** Difratoogramas de raios X da fração areia e silte dos sedimentos da formação Barreiras e Pós-Barreiras. Siglas: Mi- mica, Ca- Caulinita, Gb- Gibbsita, Qz-Quartzo.

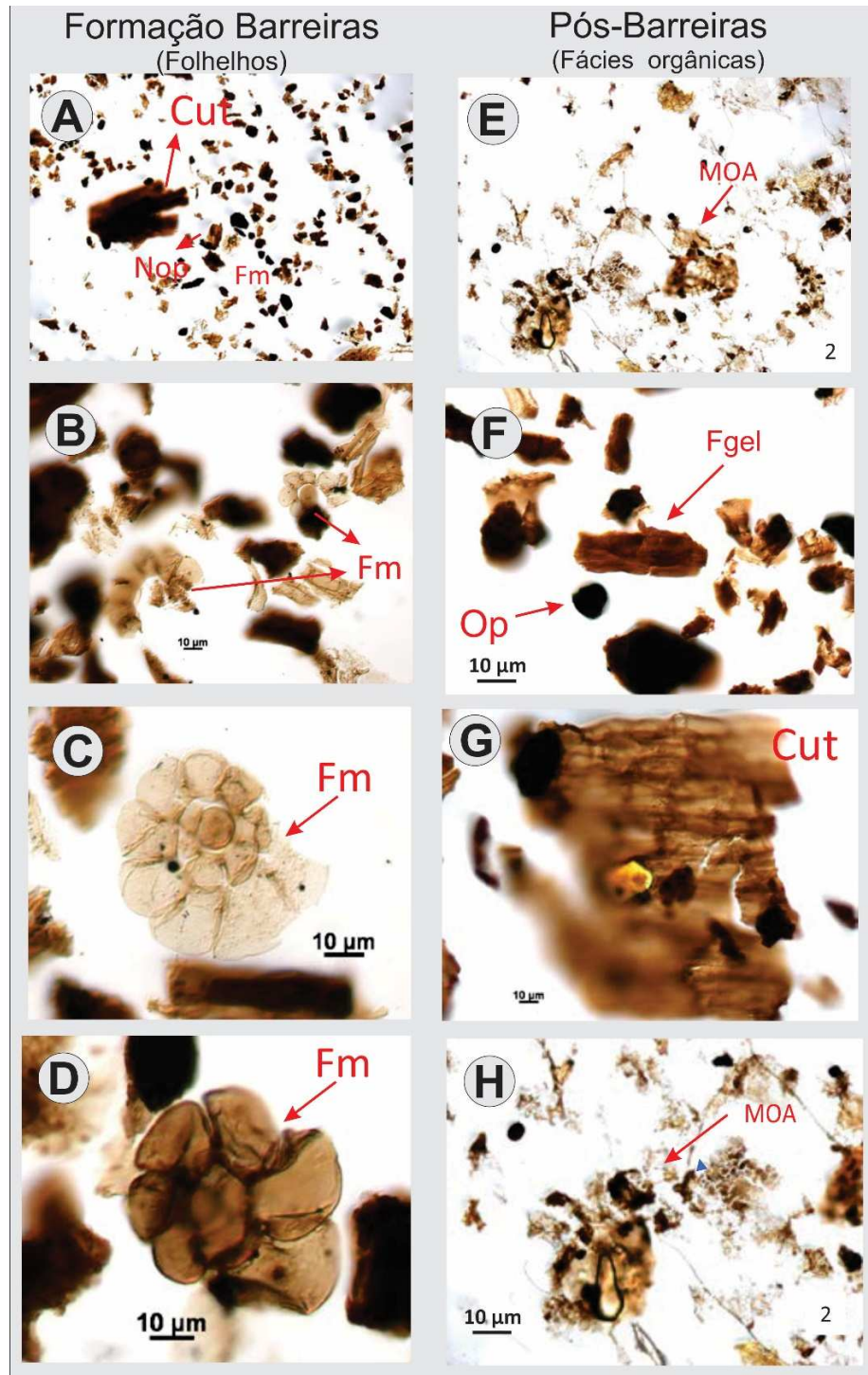


**Figura 8.** Difratomogramas de raios X da fração argila dos sedimentos da formação Barreiras e Pós-Barreiras. Siglas: Mi- mica, Ca- Caulinita, Gb- Gibbsita, Go- Goethita, Qz-Quartzo, Hem- Hematita

### 3.4 Análise palinológica

A fossilização de palinóforos não ocorre da mesma maneira como na maioria dos organismos que é por mineralização, mas, se baseia em baixa alteração da parede externa dos organismos, denominada exina, um polímero orgânico bastante resistente (Salgado-Labouriau, 2007). A preservação ocorre principalmente em ambientes redutores, enquanto que em ambiente em oxigênio, ela desaparece. Embora os sedimentos da Formação Barreiras apresentem baixa preservação palinológica, (Arai, 2006), em algumas camadas há presença de fácies formadas em ambiente redutor, o mesmo se aplica aos Pós-Barreiras.

A interpretação das lâminas palinológicas foi feita com base em Tyson (1993); Tyson (1995) e os resultados estão na Figura 9. As lâminas das amostras de folhelhos de sedimentos da Formação Barreiras, continham abundância de elementos lenhosos (fragmentos de plantas) chamados fitoclastos não-opacos que perfazem mais de 90% da matéria orgânica (MO) da amostra. Há também, presença de palinóforos de origem marinha foraminíferos da espécie *Cibicides terryi* (Coryell & Mossman, 1942) relacionado a idade do Neogeno Plioceno.



**Figura 9.** Fotomicrografias palinológica da Formação Barreiras (lista esquerda) e Pós-Barreiras (lista direita). A e E - vista geral das amostras; B, C, D - palinoforaminíferos, Fgel - Fitoclasto gelificado; G - cutículas vegetais. H- Matéria orgânica amorfa. Siglas: Cut-cuticula; Nop=fitoclastos não opaco; fm=microforaminífero; MOA=matéria orgânica amorfa; Op-fitoclasto opaco; fgel=fitoclasto gelificado.

As amostras dos sedimentos Pós-Barreiras apresentaram alta abundância de matéria orgânica amorfa, além de fitoclastos gelificados (gelified) que são fitoclastos transformados em meio aquáticos (pântanos, brejos, solos úmidos). Há também esporos e hifas de fungos indicando que o ambiente era de umidade elevada, estes são caracterizados por elementos filamentosos que formam o micélio da fase vegetativa dos fungos. Há também presença de cutículas, caracterizadas por partículas cor amarelo-pálido a marrom claro, delgadas, com estrutura celular.

### **3.5 Cronologia (datação termoluminescência)**

Cinco amostras de sedimentos Pós-Barreiras foram coletadas em diferentes profundidades (Tabela 6). As amostras são datadas do Pleistoceno tardio ao Holoceno, a profundidade de coleta variou de 0,3 a 12 m. As idades mais antigas foram registradas nas camadas mais profundas, há diminuição progressiva da idade ascendente; as camadas superiores são mais jovens (Holoceno). Contudo, não guarda relação de idade com camadas subjacentes (Formação Barreiras) as quais são datadas do Mioceno até, no máximo, o Pleistoceno inferior (Bigarella & Andrade, 1964; Nunes et al., 2011).

As amostras mais antigas do Pós-Barreiras apresentam cores ocre, possuem estratificação e são mais grosseiras, enquanto que as areias mais jovens são mais soltas, brancas e predominantemente mais finas, podendo indicar um retrabalhamento na parte superficial por algum mecanismo de transporte, presumivelmente eólico, que tende a selecionar os grãos mais finos.

**Tabela 6.** Resultados de concentrações de isótopos radioativos ( $U=^{235}U+^{238}U$ ,  $^{232}Th$  e  $^{40}K$ ), taxas de dose anual (DA), paleodoses e (ka) idades, dos sedimentos Pós-Barreiras obtidas a partir de análises de Luminescência Opticamente protocolo SAR (Single Aliquot Regeneration – 15 alíquotas).

Amostras (prof - m)	$^{232}Th$ (ppm)	U (ppm)	$^{40}K$ (%)	DA ( $\mu Gy/Ano$ )	P (Gy)	Idades (ka)
P1 (0,3 m)	$2,77 \pm 0,20$	$0,08 \pm 0,10$	$0,45 \pm 0,13$	$990 \pm 190$	34,9	$35,400 \pm 7,870$
P2 (12 m)	$2,92 \pm 0,22$	$0,59 \pm 0,11$	$1,18 \pm 0,26$	$540 \pm 100$	74,3	$138,500 \pm 35,900$
P3 (4 m)	$9,89 \pm 0,45$	$1,00 \pm 0,12$	$1,04 \pm 0,29$	$1,870 \pm 225$	189,4	$101,500 \pm 18,350$
P4 (4 m)	$2,40 \pm 0,19$	$0,96 \pm 0,10$	$0,20 \pm 0,12$	$620 \pm 95$	59,6	$97,100 \pm 27,500$
P5 (4,9 m)	$5,76 \pm 0,30$	$0,51 \pm 0,10$	$0,62 \pm 0,25$	$1,120 \pm 200$	123,4	$110,350 \pm 25,500$

Prof- Profundidade em metros.

#### 4. Discussão

Os dados apresentados nesta pesquisa sustentam a ideia que os depósitos de sedimentos de areias (arenitos), em geral mal consolidadas (Pós-Barreiras) que ocorrem de forma discordante, sobrejacente a Formação Barreiras, não guardam relação com intemperismo *in situ* dos sedimentos do Terciários – Mioceno (Formação Barreiras) que estão subjacentes.

As inconformidades entre os sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras nas fácies sedimentares podem ser definidas pela mudança, em alguns casos abrupta de sedimentos mais argilosos para sedimentos arenosos, seguida também de alterações no plano de estratificação, uma vez que na Formação Barreiras as estratificações são em camadas mais grossas, enquanto que nos sedimentos Pós-Barreiras, quando há estratificação, se manifesta em camadas mais delgadas. Além disso, os pacotes situados no topo (sem estratificação) apresentam areia mais fina, característica sugestiva de retrabalhamento eólico, fato já mencionado para outras regiões do Brasil por Rossetti et al. (1989); Tatumi et al. (2008).

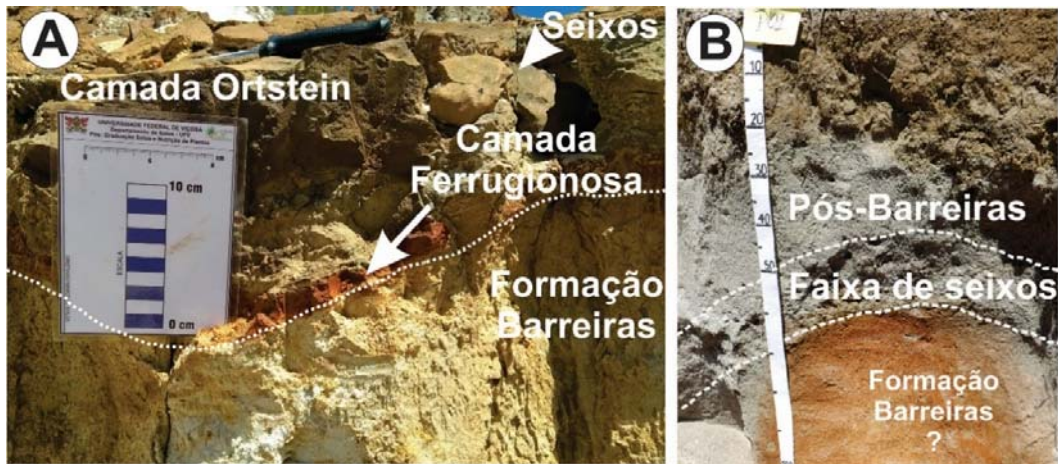
Cabe mencionar, que em áreas de Tabuleiros Costeiros, principalmente na região do Estado do Espírito Santo e Extremo Sul da Bahia ( $- 40^{\circ} 9'$  a  $38^{\circ} 9'$  W;  $- 19^{\circ} 7'$  a  $-16^{\circ} 0'$  S), áreas arenosas podem ser formadas pelo intemperismo do Barreiras, em que processos de acidólise causam degradação da argila contribuindo inclusive para o formato abaciado (côncavo) propiciado pela perda de argila do sistema, há também tendência de acumulação de água (Moreau et al., 2006; Oliveira et al., 2010). Contudo, estas características diferem do padrão das areias na região de Ilhéus e Una, em padrão de forma, fitofisionomia, posição geográfica, como já apresentado no Capítulo I (Souza et al., 2016a).

A geocronologia dos sedimentos Pós-Barreiras obtida por luminescência estimulada opticamente (LOE), ratificam que os depósitos arenosos são de origem deposicional, uma vez apresentaram idades do Pleistoceno tardio ao Holoceno. Na região de Ilhéus, este argumento foi sugerido a princípio por Tricart & Silva (1968) e foram datados por Souza et al. (2016b) e as idades foram confirmadas nesta pesquisa, com datação de cinco amostras, com base em 15 alíquotas, datadas pelo protocolo SAR (Single Aliquot Regeneration), tido como mais eficiente (Wallinga et al., 2000). Os resultados estão em sintonia com as idades obtidas por vários autores em sedimentos sobrepostos a Formação Barreiras em vários locais do Brasil (Tatumi et al., 2008; Rossetti et al., 2011b; Gandini et al., 2014).

Cabe mencionar que embora o Pós-Barreiras não tenha origem pelo intemperismo *in situ* do Barreiras, foi observada a ocorrência de determinadas feições pedogênicas. Há fácies ferruginosas e/ou camadas orgânicas entre os limites das fácies da Formação Barreiras e Pós-Barreiras, que tem sua origem devido a processos de e-iluviação, em que hidróxi Al-Si e Fe em solução (formas inorgânicas) são transportadas em subsuperfície entre as camadas arenosas e tendem a se acumular nas fácies mais argilosas da Formação Barreiras, que se configura um limitante físico para continuação do processo de eluviação. Há também transporte e acúmulo de compostos orgânicos (Anderson et al., 1982; Gomes et al., 2007) que formam camadas orgânicas endurecidas (ortstein) (Figura 10).

As fácies de concreções mais rígidas estão no interior dos sedimentos da Formação Barreiras e têm sua origem relacionada também a iluviação do Fe, mas devido ao grau de rigidez das concreções é inegável que sua formação é mais antiga em relação as que estão nas zonas de contato dos sedimentos entre Formação Barreiras e Pós-Barreiras. As concreções nas zonas de contato, também foram identificadas por Rossetti et al. (1989), que afirmam que os sedimentos Pós-Barreiras acham-se separados do subjacente quase sempre por meio de placas de arenitos ferruginosos ou seixos de quartzo.

A presença de seixos possivelmente se configura como um pavimento detrítico, indicando que antes da deposição dos sedimentos Pós-Barreiras, houve retirada de areia e partículas mais finas, por deflação (eólica) ou carreamento por chuvas, mantendo como material residual, seixos e calhaus na superfície. A presença de seixos na área de contato indica a descontinuidade entre os dois sedimentos.



**Figura 10.** Características identificadas nas áreas de contato de sedimentos Pós-Barreiras. (A) camadas orgânicas de arenito cimentados associado a carapaças ferruginosas sobre sedimentos Terciários. (B) Pós-Barreiras com predomínio de areia média a grossa, sobreposto a faixa de seixos de 2 a 4 cm de diâmetro, com sedimentos abaixo não categorizado, situado a 112 m de altitude.

Os parâmetros sedimentológicos podem demonstrar diferentes populações de tamanho de grão, assimetria, grau de seleção, com uso dos resultados para identificação de processos transporte e deposição (Sun et al., 2002; Hartmann, 2007; Amireh, 2015). Contudo, as discussões aqui apresentadas têm como objetivo maior a distinção entre sedimentos do Barreiras e Pós-Barreiras do que, necessariamente, gerar discussões conclusivas acerca do mecanismo de transporte e deposição dos referidos sedimentos.

Em análise das áreas de contato, foi observado que as características sedimentológicas da Formação Barreiras estão em consonâncias com as relatadas na literatura (Abrahão et al., 1998; Vilas Boas et al., 2001; Santos et al., 2006), ou seja, predominantemente areia média, mal selecionadas, assimetria negativa e curtose leptocúrtica, sendo estes dois últimos indicativos de ambiente de maior energia na deposição (Friedman, 1967; Butt & Russell, 1999), padrão este resultante da remoção dos grãos finos através do joeiramento (winnowing) ou adição de material grosso.

Os sedimentos Pós-Barreiras apresentaram uma maior diversificação nos parâmetros sedimentológicos, em alguns casos diferindo do padrão dos sedimentos subjacentes. Há um predomínio de areia média, moderadamente selecionada a pobremente selecionada, sendo este padrão identificado por Tatumi et al. (2008) na região Nordeste do Estado do Pará (Bragantina)

(coordenadas -3° S a 0° e -46 a -50 W) a 1.700 km de distância sentido Noroeste da área de estudo.

Em geral, os resultados dos parâmetros sedimentológicos indicam que os sedimentos Pós-Barreiras foram depositados em ambiente de deposição de maior energia. Contudo, há ressalvas que merecem menção, pois estudos em diversas regiões do mundo apontam conclusões díspares a respeito de caracterização de ambiente paleodeposicional, cabendo a interpretação a cada região específica. O predomínio da fração areia média associado a padrões de assimetria muito negativa a negativa registrados nas amostras, são características comumente associados a zonas praias (Friedman, 1961; Sudan et al., 2004), porém isso não é regra, principalmente quando há influências de outros ambientes (Bittencourt, 1992; Amireh, 2015).

Os dados de curtose mostram que os sedimentos Pós-Barreiras apresentam um padrão diversificado, sendo que 60% estão na faixa de muito platicúrtica a platicúrtica, o que indica que o transporte tende a ser unidirecional, padrão este associado a processos eólicos ou fluviais (Martins, 1965) e nas amostras em questão, os grãos são mais grossos uma vez que a assimetria foi negativa, este conjunto de características foram relatadas para algumas dunas por Zhu et al. (2014), e apresentado como característica de fácies Pós-Barreiras por Ochoa et al. (2013). Não obstante, 40% dos dados apresentaram curvas de meso a muito leptocúrticas, sendo esta característica associado a dunas, quando os sedimentos estão próximos da área fonte (Zhu et al., 2014).

A mineralogia não demonstrou grandes diferenças entre os sedimentos analisados, o que é reflexo das características do material de origem, que é pobre quimicamente, além disso, os Pós-Barreiras são majoritariamente arenosos, o que implica ainda em uma menor diversificação mineral ao se comparar com a Formação Barreiras. A presença de caulinita, mesmo nos sedimentos arenosos, é comum em razão do intenso intemperismo que ocorre em regiões tropicais e subtropicais (Carvalho et al., 2013). A presença de quartzo também é comum na fração argila, e esta característica foi constatada pela análise de solos arenosos, porém, o quartzo é restrito à fração argila grossa (0,2 a 2  $\mu\text{m}$ ) (Guillet et al. 1975; Gustafsson et al. 1999; Carvalho et al. 2013).

A mineralogia não configura uma boa técnica para distinguir os dois sedimentos, como já sugerido por Ochoa et al. (2013). Todavia sutis diferenças na mineralogia da fração argila

são observadas. Nos sedimentos da Formação Barreiras, há presença de illita e goethita mais marcante que nos sedimentos subjacentes.

A morfometria dos grãos indicou que os sedimentos da Formação Barreiras têm predomínio de grãos arredondados a sub-angulares nas amostras analisadas, porém com maior esfericidade, sendo essa característica encontrada em alguns estudos para fração areia e seixos, inclusive analisados em lâminas petrográficas (Araújo et al., 2006; Balsamo et al., 2010; Sena, 2016). A imaturidade dos grãos de areia, indica que o transporte dos sedimentos ocorreu em sistemas fluviais entrelaçados, em clima quente e seco, associados a rios pequenos e temporários, fluxos hiperconcentrados (Bigarella, 1975; Vilas Boas et al., 2001; Lima et al., 2006).

Os sedimentos Pós-Barreiras apresentaram maior diversidade na morfometria dos grãos, com maior frequência na faixa de grãos arredondados em relação a Formação Barreiras, e com predominância de sedimentos mais grosseiros. Cabe ressaltar, que Pós-Barreiras é um termo genérico, atribuído para sedimentos depositados sobre o Barreiras, apresentando por vezes variações na granulometria, a qual pode variar conforme a região, comumente de argilo-arenosos a arenosos (Tatumi et al., 2008; Gandini et al., 2014).

Nesse sentido, quando são arenosos, os sedimentos Pós-Barreiras da área de estudo são tendencialmente mais grossos, com maior frequência na faixa de mais grãos arredondados ao serem comparados aos sedimentos da Formação Barreiras, fato identificado por Ochoa et al. (2013), que indica aumento de categorias arredondadas em direção aos depósitos mais jovens. A esfericidade de ambos sedimentos tende a se concentrar na mesma faixa de esfericidade, porém o Pós-Barreiras apresentou também maior variação de grãos mais esféricos a pouco esféricos.

A respeito da origem dos sedimentos poder-se-ia ter possibilidades de deposição por processos eólicos, marinhos, ou a associação de ambos. Baseado nas evidências apresentadas no capítulo I (Souza et al., 2016a), os sedimentos Pós-Barreiras são depósitos oriundos das áreas litorâneas. Ao considerar que a origem foi por processos eólicos, assume-se que o transporte não foi suficiente a ponto de expressar características nos parâmetros sedimentológicos e morfométricos típicos de ambiente eólicos. Ao considerar ambiente marinho, a posição altitudinal dos sedimentos não se associa a nenhuma variação de nível de mar conhecida para a época de deposição. Além disso, mesmo por processos eólicos, para algumas áreas haveria um impedimento geomorfológico a deposição, pois alguns pontos estão

associados a relevo escarpado muito próximo à linha de costa ou após paleofalésias, o que emerge a ideia de eventos neotectônicos que ocorreram após a deposição, fato apresentado nos Capítulos II e III.

Os resultados de análises palinológicas indicam que as camadas de folhelhos da Formação Barreiras, que estão situadas em altitude de 20 a 60 m foram influenciadas pelo nível do mar, dada a presença constante de elementos marinhos (palinoforaminíferos) junto com material orgânico lenhoso, sendo este último manifestado pela presença de fitoclastos não-opacos, que sugere proximidade com área fonte. Este ambiente se associa a um ambiente marinho raso com influência de aporte continental, que se caracteriza um dos ambientes de deposição de sedimentos da Formação Barreiras (Arai, 2006; Furrier et al., 2006).

Embora seja conhecida a influência marinha nos sedimentos da Formação Barreiras, a posição geográfica e cota altimétrica dos sedimentos, de certa maneira, fornecem indicativo de ação neotectônica por reativação de falhas, pois as fácies de folhelho estão em cotas de até 60 m e distam  $\cong$  1 km da linha de costa atual e estão bem preservados, ou seja, após a deposição deve ter ocorrido reativação de falhas, o que promoveu soerguimento, excluindo os folhelhos da ação de novos eventos transgressivos, os quais foram potencialmente erosivos e ocorreram do Mioceno ao Quaternário. Alia-se ao fato que as linhas de falésias, nas quais estão presentes as fácies de folhelho estão associadas a falha geológica do Cretáceo na região (Bittencourt et al., 1999).

Nas fácies com acúmulo de matéria orgânica (MO), nas zonas de contato da Formação Barreiras e Pós-Barreiras, foi verificada alta presença de MO amorfa, indicando um ambiente com alta preservação da MO, principalmente na amostra coletada mais próxima à superfície. A concentração de MO pode ter sido formada por iluviação em um ambiente com acumulação de água, uma vez que os registros palinológicos, presentes na área de contato são comumente associados a pântanos, brejos, solos úmidos.

Na segunda amostra das fácies de contato, houve presença de fitoclastos, fitoclastos gelificados e cutículas vegetais, o que fornece indícios de que o ambiente foi superficial e as fácies orgânicas não foram formadas por iluviação, inclusive há pacotes arenosos de até 10 m acima da fácies orgânica. Assume-se que a deposição dos sedimentos arenosos (Pós-Barreiras) não foi de forma abrupta, possibilitando a criação de paleoambiente com acumulação de água (redutor) capaz de preservar os registros palinológicos, sendo esta característica não fortemente aplicável ao modelo atual.

Reconhecido o fato que os sedimentos Pós-Barreiras não têm sua origem relacionado ao intemperismo *in situ* da Formação Barreiras, e considerando as informações acerca das variações do nível marinho, processos neotectônicos ocorridos na região e idades dos sedimentos, é possível criar um cenário de deposição.

A princípio, à geocronologia dos Pós-Barreiras estão em consonância com estudos anteriores de Souza et al. (2016b), que inclusive se associam as idades sugeridas por Tricart & Silva (1968) para região, bem como idades identificadas em outras regiões do Brasil (Tatumi et al., 2008; Rossetti et al., 2011b; Gandini et al., 2014). As idades obtidas permitem afirmar que a deposição dos sedimentos Pós-Barreiras ocorreu próximo as fases transgressivas do nível marinho, a saber penúltima transgressão (120.000 ano a.p) e última transgressão (7.000 anos a.p).

A sedimentação da Formação Barreiras foi em ambiente de nível marinho mais baixo que o atual, a aproximadamente 23 milhões a.p, uma vez que há registros sedimentares abaixo da linha de costa atual (Bigarella & Andrade, 1964; Vilas Boas et al., 2001). Contudo, em algumas fases, durante a deposição, houve influência marinha nos estratos que estão situados acima do nível do mar atual, sendo este fato comprovado pela presença de folhelhos com foraminíferos marinhos da espécie (*Cibicides terryi*). Entretanto, para ter ocorrido este fato, admite-se que a configuração do relevo em direção ao mar durante esta fase era mais suave, o que favoreceu a influência marinha (Figura 11 A). Além disso, a deposição de sedimentos advindos do continente, deve ter continuado até o Plioceno, uma vez que os folhelhos são recobertos por sedimentos terrígenos relacionados ainda Formação Barreiras.

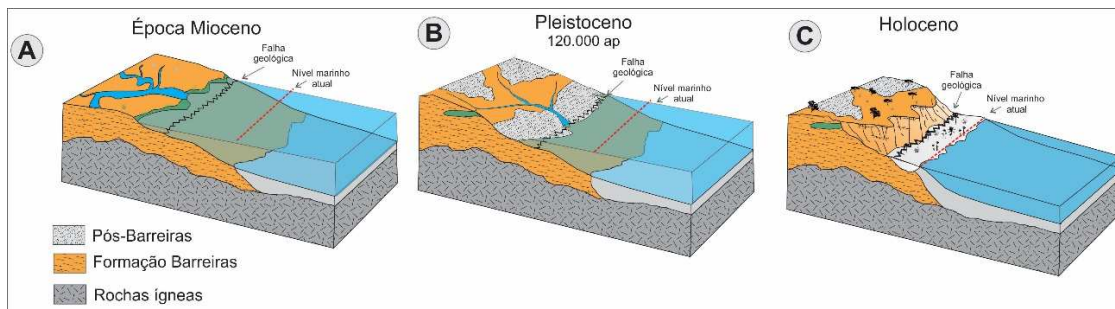
No Quaternário, houve uma nova fase de elevação do nível do mar reconhecida como penúltima transgressão (120.000 ano a.p), em que este atingiu cotas de  $8 \pm 2$  metros acima do nível atual (Bittencourt et al., 1983), inclusive com registro de corais de 12 m na região de Ilhéus (Martin, 1982) (Figura 11 B) . A transgressão foi capaz de fornecer grande quantidade de areia na antiga linha de praia, que foram mobilizadas para o interior do continente por processos eólicos mesmo com recuo progressivo do mar. Este argumento se sustenta, tendo em vista que os parâmetros sedimentológicos fornecem indicações que areias podem ser bastante diversificadas, apresentando características de areias de praia ou padrões semelhantes as areias da Formação Barreiras, o que é forte indicativo de mistura de sedimentos.

Na fase do Holoceno, pode ter ocorrido nova sedimentação das areias, ou ainda retrabalhamento eólico, pois as idades encontradas por Souza et al. (2016b) são próximas a

7.000 anos a.p. Esta idade mais recente pode também estar associada a retrabalhamento das areias por processos eólicos, com consequente exposição a luz solar e zerando contador, dado que a LOE calcula as idades baseado na última irradiação solar ao grão. Contudo, areias com idades semelhantes na região de Salvador, Estado de Sergipe e Alagoas, categorizadas como dunas, são associadas a proximidade com eventos transgressivos (Martin et al., 1980; Bittencourt et al., 1983; Martin et al., 1996). Vale salientar que as areias que foram depositadas podem ter sido também influenciadas pela fração areia da Formação Barreiras.

Para última transgressão (7.000 anos a.p) na área de estudo, há maiores registros, categorizados por erosão da frente das antigas falésias, as quais já estavam possivelmente em fase de reativação (Bittencourt et al., 1999); formação de terraços marinhos na Bacia Sedimentar do Almada (Martin & Suguio, 1992) a qual se configura como paleobaia; e registro de algas nas escarpas rochosas que ocorrem na linha de costa (Martin et al., 1996; Pereira, 2001).

Na fase de deposição ou após a deposição das areias (Pós-Barreiras), reativações da falha geológica do Cretáceo continuaram, conforme sugerido por Bittencourt et al. (1999), promovendo uma elevação dos estratos dos sedimentos da Formação Barreiras, fato corroborado pela presença de fácies de folhelho com icnofósseis marinhos em altitude de até 60 m, o que também é sugerido por Sanabria et al. (2015). A reativação de falhas favoreceu a erosão da frente dos Tabuleiros Costeiros, devido a criação da zona de fraqueza diante as variações do nível marinho que ocorreram no Holoceno e que, atualmente, se configuram como paleofalésias (Figura 11 C).



**Figura 11.** (A) Fase do mioceno deposição da Formação Barreiras em sistema marinho raso e formação das fácies de Folhelho. (B) Fase após o fim da deposição dos sedimentos da Formação Barreiras. Corresponde à fase da penúltima transgressão marinha, com aporte de areia ao longo do litoral que foi transportado em situação de relevo com declividade suavizada. (C) reativação de falhas do Cretáceo com criação de paleofalésias e emersão de fácies de folhelhos (depósitos mar raso) e dos depósitos arenosos Pós-Barreiras.

Ao Norte da área de estudo, onde ocorrem sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras em cotas mais elevadas (120 m), o soerguimento ocorreu de forma mais acentuada. Nesta região, os depósitos da Formação Barreiras são mais delgados e devido ao contínuo soerguimento não sofreram erosão marinha, contudo houve sedimentação de areias no Pleistoceno, haja vista que há Pós-barreiras nas cotas mencionadas. Outras evidências de neotectônica são apresentadas nos Capítulos II e III e em estudos publicados (Netto & Sanches, 1991; Pereira, 2001) A estabilidade tectônica só ocorreu nos últimos 7.000 anos (Martin & Suguio, 1992; Martin et al., 1996; Pereira, 2001), e os autores mencionam como evidência de estabilidade devido a presença de algas na face das escarpas que se associam as últimas variações do nível marinho conhecidas para região.

## 5. Conclusões

As informações apresentadas permitem afirmar que os sedimentos arenosos, denominados como Pós-Barreiras, os quais ocorrem sobre os da Formação Barreiras, não guardam relação com intemperismo *in situ* dos sedimentos subjacentes. A diferenciação entre os sedimentos, é melhor explicada em ordem decrescente de potencialidade por: Datação (Pleistoceno tardio ao Holoceno), análises de palinomorfos (presença de clastos e cutículas vegetais em Pós-Barreiras), análises fáciesológicas (contatos abruptos e alterações de textura), parâmetros sedimentológicos (distinção entre padrão granulométrico), morfometria de grãos e mineralogia.

A posição atual dos sedimentos Pós-Barreiras se associa a neotectônica. A neotectônica é sugerida devido à presença de palinóforos marinhos em camadas mais superficiais dos sedimentos da Formação Barreiras (cotas de até 60 m de altitude) e pela presença de sedimentos Pós-Barreiras após as paleofalésias ou sobre escarpas as quais deveriam se configurar uma barreira geográfica para deposição seja eólica/marina.

A distribuição granulométrica dos sedimentos Pós-Barreiras é mais diversificada, o que sugere a participação de areias da frente de praia, aliados a areias da Formação Barreiras e com possível retrabalhamento na porção mais superficial, com presença de areias mais finas.

## 6. Referências

- Abrahão, W. a. P., Costa, L. M., Mello, J. W. V., Neves, J. C. L., 1998. Distribuição De Freqüência De Tamanho Da Fração Areia E Compacidade Relativa De Solos Desenvolvidos De Sedimentos Do Grupo Geológico Barreiras. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 22, 1-9.
- Aitken, M. J., 1985. *Thermoluminescence Dating*. London: Academic Press.
- Amador, E., 1981. Depósitos Continentais Do Pleistoceno Superior (Pós-Barreiras) No Estado Do Rio De Janeiro. In: IV Simpósio do Quaternário do Brasil. 42.
- Amador, E., Dias, G., 1978. Considerações Preliminares Sobre Depósitos Do Terciário Superior Do Norte Do Espírito Santo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 50(1), 121.
- Amireh, B. S., 2015. Grain Size Analysis of the Lower Cambrian–Lower Cretaceous Clastic Sequence of Jordan: Sedimentological and Paleo-Hydrodynamical Implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97, 67-88. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.029>
- Anderson, H. A., Berrow, M. L., Farmer, V. C., Hepburn, A., Russell, J. D., Walker, A. D., 1982. A Reassessment of Podzol Formation Processes. *Journal of Soil Science*, 33(1), 125-136. 10.1111/j.1365-2389.1982.tb01753.x
- Arai, M., 1997. Dinoflagelados (Dinophyceae) Miocênicos Do Grupo Barreiras Do Nordeste Do Estado Do Pará (Brasil). *Revista Universidade de Guarulhos*, 2, 98-106.
- Arai, M., 2006. A Grande Elevação Eustática Do Mioceno E Sua Influência Na Origem Do Grupo Barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 1-6. 10.5327/S1519-874X2006000300002
- Araújo, V. D. D., Reyes-Peres, Y. A., Lima, R. D. O., Pelosi, A. P. D. M. R., Menezes, L., Córdoba, V. C., Lima-Filho, F. P., 2006. Fácies E Sistema Depositional Da Formação Barreiras Na Região Da Barreira Do Inferno, Litoral Oriental Do Rio Grande Do Norte. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 43-49.
- Balsamo, F., Storti, F., Salvini, F., Silva, A. T., Lima, C. C., 2010. Structural and Petrophysical Evolution of Extensional Fault Zones in Low-Porosity, Poorly Lithified Sandstones of the Barreiras Formation, Ne Brazil. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1806-1826. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.010>
- Bassinot, C., Mercier, N., Miallier, D., Pilleyre, T., Sanzelle, S., Valladas, H., 2006. Thermoluminescence of Heated Quartz Grains: Intercomparisons between Sar and

- Multiple-Aliquot Additive Dose Techniques. *Radiation Measurements*, 41(7), 803-808. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.04.013>
- Bezerra, F. H. R., 2000. Neotectonic Movements in Northeastern Brazil: Implications for a Preliminary Seismic-Hazard Assessment. *Brazilian Journal of Geology*, 30(3).
- Bigarella, J. J., 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47, 365-393. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652001000300010>
- Bigarella, J. J., Andrade, G. O., 1964. Considerações Sobre a Estratigrafia Dos Sedimentos Cenozóicos Em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, 2, 2-14.
- Bittencourt, A., Dominguez, J. M. L., Ussami, N., 1999. Flexure as a Tectonic Control on the Large Scale Geomorphic Characteristics of the Eastern Brazil Coastal Zone. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 505-519. <http://www.jstor.org/stable/4298962>
- Bittencourt, A., Martin, L., Dominguez, J. M. L., Ferreira, Y., 1983. Evolução Paleogeográfica Quaternária Da Costa Do Estado De Sergipe E Da Costa Sul Do Estado De Alagoas. *Revista Brasileira de Geociencias*, 13, 93-97.
- Bittencourt, A. C., 1992. A Questão Da Predominância Ou Não De Valores Negativos De Assimetria Das Distribuições Granulométricas Para Os Depósitos Da Face Da Praia-Uma Polêmica Revisitada. *Revista Brasileira de Geociencias*, 22(1), 107-111.
- Bowman, E. T., Soga, K., Drummond, T. W., 2000. Particle Shape Characterisation Using Fourier Analysis University of Cambridge, Department of Engineering.
- Branner, J. C., 1902. Geology of the Northeast Coast of Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 13(1), 41-98.
- Butt, T., Russell, P., 1999. Suspended Sediment Transport Mechanisms in High-Energy Swash. *Marine geology*, 161(2), 361-375. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00043-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00043-2)
- Buylaert, J. P., Murray, A. S., Vandenberghe, D., Vriend, M., De Corte, F., Van Den Haute, P., 2008. Optical Dating of Chinese Loess Using Sand-Sized Quartz: Establishing a Time Frame for Late Pleistocene Climate Changes in the Western Part of the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Geochronology*, 3(1), 99-113. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.05.003>
- Camargo, M. D., 2006. Sysgran: Um Sistema De Código Aberto Para Análises Granulométricas Do Sedimento. *Revista Brasileira de Geociencias*, 36(2), 371-378.
- Carvalho, V. S., Ribeiro, M. R., Souza, V. S., 2013. Caracterização De Espodossolos Dos Estados Da Paraíba E Do Pernambuco. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 37, 1454-1463. [10.1590/S0100-06832013000600003](https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000600003)
- Chen, P.-Y., 1977. Table of Key Lines in X-Ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in Clays and Associated Rocks. Bloomington- Indiana: Department of Natural Resources- Geological Survey. 67.
- Chesworth, W., 2008. Ortstein. In: W. Chesworth (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*. Dordrecht: Springer Netherlands. 502-502. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9\\_394](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3995-9_394)
- Coryell, H. N., Mossman, R. W., 1942. Foraminifera from the Charco Azul Formation, Pliocene, of Panama. *Journal of Paleontology*, 16(2), 233-246.
- Cox, M. R., Budhu, M., 2008. A Practical Approach to Grain Shape Quantification. *Engineering Geology*, 96(1), 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.05.005>
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos River Bar (Texas); a Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26.
- Friedman, G. M., 1961. Distinction between Dune, Beach, and River Sands from Their Textural Characteristics. *Journal of Sedimentary Research*, 31(4), 514.

- Friedman, G. M., 1967. Dynamic Processes and Statistical Parameters Compared for Size Frequency Distribution of Beach and River Sands. *Journal of Sedimentary Research*, 37(2).
- Furrier, M., Araújo, M. E. D., Meneses, L. F. D., 2006. Geomorfologia E Tectônica Da Formação Barreiras No Estado Da Paraíba. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 61-70.
- Gandini, R., Rossetti, D. D. F., Netto, R. G., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., 2014. Neotectonic Evolution of the Brazilian Northeastern Continental Margin Based on Sedimentary Facies and Ichnology. *Quaternary Research*, 82(2), 462-472. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.07.003>
- Gomes, F. H., Vidal-Torrado, P., Macías, F., Gherardi, B., Perez, X. L. O., 2007. Solos Sob Vegetação De Restinga Na Ilha Do Cardoso (Sp). I-Characterização E Classificação. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31(6), 1563-1580. 10.1590/S0100-06832007000600033
- Hartmann, D., 2007. From Reality to Model: Operationalism and the Value Chain of Particle-Size Analysis of Natural Sediments. *Sedimentary Geology*, 202(3), 383-401. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.013>
- Lima, C. C. U., 2010. Evidências Da Ação Tectônica Nos Sedimentos Da Formação Barreiras Presentes Do Litoral De Sergipe E Ao Norte Da Bahia. *Revista de Geografia (Recife)*, 27(1. Esp), 140-151.
- Lima, C. C. U., Bezerra, F. H. R., Nogueira, F. C. C., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., 2014. Quaternary Fault Control on the Coastal Sedimentation and Morphology of the São Francisco Coastal Plain, Brazil. *Tectonophysics*, 633, 98-114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.026>
- Lima, C. C. U., Boas, G. S. V., Bezerra, F. H. R., 2006. Faciologia E Análise Tectônica Preliminar Da Formação Barreiras No Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 6, 71-80. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009>
- Mabessone, J., Silva, A., Beurlen, K., 1972. Estratigrafia E Origem Do Grupo Barreiras Em Pernambuco, Paraíba E Rio Grande Do Norte. *Brazilian Journal of Geology*, 2(3), 173-188.
- Martin, L., 1982. Primeira Ocorrência De Corais Pleistocênicos Da Costa Brasileira: Datação Do Máximo Da Penúltima Transgressão. *Ciências da Terra*(3), 16-17.
- Martin, L., Bittencourt, A., Flexor, J., Suguio, K., Dominguez, J., 1986. Neotectonic Movements on a Passive Continental Margin: Salvador Region, Brazil. *Neotectonics*, 1, 87-103.
- Martin, L., Da Silva Pinto Bittencourt, A., Da Silva Vilas Boas, G., Flexor, J., 1980. Mapa Geológico Do Quaternario Costeiro Do Estado Da Bahia: Escala 1/250 000: Texto Explicativo.
- Martin, L., Suguio, K., 1992. Variation of Coastal Dynamics During the Last 7000 Years Recorded in Beach-Ridge Plains Associated with River Mouths: Example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99(1-2), 119-140. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90010-3](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(92)90010-3)
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.-M., 1996. Quaternary Sea-Level History and Variation in Dynamics Along the Central Brazilian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3), 303-354.
- Martins, L. R., 1965. Significance of Skewness and Kurtosis in Environmental Interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 35(3), 768-770.
- Matos, R. M. D., 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11(4), 766-791. 10.1029/91TC03092

- Mohriak, W., Nemčok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic Divergent Margin Evolution: Rift-Border Uplift and Salt Tectonics in the Basins of Se Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 294(1), 365-398. 10.1144/sp294.19
- Moraes Filho, J. C. R., 1999. Formações Superficiais Cenozoicas. In: C.R. Silva (Ed.), Projeto Porto Seguro – Santa Cruz Cabrália, Geologia. Salvador: CPRM – Serviço Geológico do Brasil - Departamento de Gestão Territorial. 21-36.
- Moreau, A. M. S. D. S., Costa, L. M., Ker, J. C., Gomes, F. H., 2006. Gênese De Horizonte Coeso, Fragipã E Duripã Em Solos Do Tabuleiro Costeiro Do Sul Da Bahia. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 30(6), 1021-1030.
- Netto, A. S., Sanches, C. P., 1991. Roteiro Geológico Da Bacia De Almada, Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2), 186-198.
- Nunes, F. C., Silva, E. F., Vilas Bôas, G. S., 2011. Grupo Barreiras: Características, Gênese E Evidências De Neotectonismo. <http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/68532/1/BPD-194-Grupo-Barreiras.pdf>. acesso em 06 out 2016 /
- Ochoa, F. L., Góes, A. M., De Fátima Rossetti, D., Sawakuchi, A. O., Cassini, L. V., Coutinho, J. M. V., 2013. Discriminação Dos Depósitos Cenozoicos Da Parte Emersa Da Bacia Paraíba (Ne, Brasil) Por Meio De Minerais Pesados E Granulometria. Brazilian Journal of Geology, 43(3), 555-570. 10.5327/Z2317-48892013000300010
- Oliveira, A. P. D., Ker, J. C., Silva, I. R. D., Fontes, M. P. F., Oliveira, A. P. D., Neves, A. T. G., 2010. Spodosols Pedogenesis under Barreiras Formation and Sandbank Environments in the South of Bahia. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 34, 847-860. 10.1590/S0100-06832010000300026
- Pereira, A. D. C., 2001. Lagoa Encantada Testemunho De Uma Baía Quaternária Ilhéus – Bahia Brasil (Doutorado), Universidade do Minho, Braga-Portugal, 166 p.
- Peulvast, J.-P., Sales, V. C., Bezerra, F. H. R., Betard, F., 2006. Landforms and Neotectonics in the Equatorial Passive Margin of Brazil. Geodinamica Acta, 19(1), 51-71. 10.3166/ga.19.51-71
- Powers, M. C., 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. Journal of Sedimentary Research, 23(2), 117-119.
- Rasband, W. S., 2011. ImageJ, U.S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA. <http://imagej.nih.gov/ij/>.
- Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., Neves, B. B. B., 2011a. Sediment Deformation in Miocene and Post-Miocene Strata, Northeastern Brazil: Evidence for Paleoseismicity in a Passive Margin. Sedimentary Geology, 235(3-4), 172-187. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.005>
- Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Góes, A. M., Valeriano, M. M., Andrades-Filho, C. O., Mittani, J. C. R., Tatum, S. H., Brito-Neves, B. B., 2011b. Late Quaternary Sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, Sea Level and Tectonics in Eastern South America Passive Margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 300(1-4), 191-204. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.026>
- Rossetti, D. F., Góes, A. M., 2009. Marine Influence in the Barreiras Formation, State of Alagoas, Northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81(4), 741-755. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000400012>
- Rossetti, D. F., Góes, A. M., Truckenbrodt, W., 1990. A Influência Marinha Nos Sedimentos Barreiras. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 2, 17-29.

- Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W., Góes, A. M., 1989. Estudo Paleoambiental E Estratigráfico Dos Sedimentos Barreiras E Pós-Barreiras Na Região Bragantina, Nordeste Do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi . Série ciências da terra*, 25 -74.
- Ruiz, H. A., 2005. Incremento Da Exatidão Da Análise Granulométrica Do Solo Por Meio Da Coleta Da Suspensão (Silte+ Argila). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29, 297-300.
- Saadi, A., 1993. Neotectônica Da Plataforma Brasileira: Esboço E Interpretação Preliminares. *Revista Geonomos*, 1(1 e 2), 1-15. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v1i1e2.233>
- Salgado-Labouriau, M. L., 2007. Critérios E Técnicas Para O Quaternário. São Paulo: Edgard Blucher. 404.
- Sallun, A. E. M., Suguio, K., Tatumi, S. H., Yee, M., Santos, J., Barreto, A. M. F., 2007. Datação Absoluta De Depósitos Quaternários Brasileiros Por Luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2), 402-413.
- Sanabria, L. L. O., Pereira, E., Antonioli, L., 2015. Revisão Estratigráfica Dos Depósitos Miocênicos Aflorantes Na Região Do Alto De Olivença, Litoral Sul Do Estado Da Bahia, Brasil. *REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA*, 18, 3. <http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2015.3.11>
- Santos, P. D. F., Mello, C. L., Morais, R. M. O. D., Ribeiro, C. D. S., 2006. Estudo De Depósitos Da Formação Barreiras Com Base Em Reflexão Por Ondas De Radar. 2006, 6(2). 10.5327/s1519-874x2006000300005
- Schaetzl, R. J., 2001. Morphologic Evidence of Lamellae Forming Directly from Thin, Clayey Bedding Planes in a Dune. *Geoderma*, 99(1), 51-63. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00063-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00063-X)
- Sena, N. C., 2016. Solos Coesos Desenvolvidos Sobre Sedimentos Da Formação Barreiras No Estado Do Amapá (Mestrado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 90.
- Souza, C. M. P., Costa, L. M., Gomes, R. L., Moreau, A. M. S. S., 2016a. Análise Das Áreas De Ocorrência E Características Morfológicas De Sedimentos Pós-Barreiras Na Região Sul Da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 9(5).
- Souza, C. M. P., Costa, L. M., Moreau, A. M. S. S., Gomes, R. L., 2016b. Sedimentological Parameters and Dating of Post-Barreiras Sediments from Region the Coastline. *Revista Mercator*, 15(3), 127-139. <http://dx.doi.org/10.4215/RM2016.1503.0008>
- Sudan, P., Whitmore, G., Uken, R., Woodbourn, S., 2004. Quaternary Evolution of the Coastal Dunes between Lake Hlabane and Cape St Lucia, Kwazulu-Natal. *South African Journal of Geology*, 107(3), 355-376. 10.2113/107.3.355
- Suguio, K., 1973. *Introdução À Sedimentologia* São Paulo: Blucher/EDUSP. 312.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., Su, R., 2002. Grain-Size Distribution Function of Polymodal Sediments in Hydraulic and Aeolian Environments, and Numerical Partitioning of the Sedimentary Components. *Sedimentary Geology*, 152(3), 263-277. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00082-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00082-9)
- Tatumi, S. H., Silva, L. P. D., Pires, E. L., Rossetti, D. F., Góes, A. M., Munita, C. S., 2008. Datação De Sedimentos Pós-Barreiras No Norte Do Brasil: Implicações Paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3), 514-524.
- Tricart, J., Silva, T. C., 1968. *Estudos De Geomorfologia Da Bahia E Sergipe* Publicação da Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia.
- Tucker, M. E., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. Chichester: John Wiley & Sons. 234.

- Tyson, R. V., 1993. Palynofacies Analysis. In: D.G. Jenkins (Ed.), Applied Micropalaeontology. Dordrecht: Springer Netherlands. 153-191. 10.1007/978-94-017-0763-3\_5
- Tyson, R. V., 1995. Abundance of Organic Matter in Sediments: Toc, Hydrodynamic Equivalence, Dilution and Flux Effects, Sedimentary Organic MatterSpringer. 81-118. 10.1007/978-94-011-0739-6\_5
- Uesugui, N., 1979. Palinologia: Técnicas De Tratamento De Amostras. Boletim técnico da PETROBRAS, 22(4), 229-240.
- Vilas Boas, G., Pereira, M. C., 1999. Alteração Antrópica E Intensificação Morfogênica Em Modelados Nos Sedimentos Pós-Barreiras Em Salvador/Bahia. In: VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Porto Seguro - BA: Abequa. 3.
- Vilas Boas, G. S., Sampaio, F. J., Pereira, A., 2001. The Barreiras Group in the Northeastern Coast of the State of Bahia, Brazil: Depositional Mechanisms and Processes. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 73(3), 417-427. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652001000300010>
- Wallinga, J., Murray, A., Wintle, A., 2000. The Single-Aliquot Regenerative-Dose (Sar) Protocol Applied to Coarse-Grain Feldspar. Radiation Measurements, 32(5), 529-533. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00091-3](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00091-3)
- Zhu, B.-Q., Yu, J.-J., Rioual, P., Ren, X.-Z., 2014. Particle Size Variation of Aeolian Dune Deposits in the Lower Reaches of the Heihe River Basin, China. Sedimentary Geology, 301, 54-69. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.12.006>

## Considerações Finais

Os resultados desta pesquisa sustentam a ideia que as areias que recobrem os sedimentos da Formação Barreiras na região de Ilhéus, são resultantes de processos deposicionais que ocorreram no Quaternário.

A análise do fator topográfico demonstrou que os sedimentos ocorrem em áreas de forma de relevo com baixa declividade, variando principalmente de 40 a 80 m de altitude. Além disso, não são registrados sedimentos além de 5 km após a linha de costa, fato que sustenta a ideia que as areias são advindas do litoral.

As áreas que ocorrem os sedimentos Pós-Barreiras, foram regiões identificadas como submetidas a processos neotectônicos, este fato sugere que a posição altitudinal dos sedimentos é correlacionada também com movimentos de soerguimento. Este argumento se sustenta, pois há presença de areia grossa em altitude, contudo a posição altitudinal dos sedimentos descarta a influência direta de processos marinhos. Assim, ao assumir que o processo de deposição foi eólico, seria necessária uma configuração de relevo com cotas mais baixas e relevo suavizado em direção ao litoral para que favorecesse o carreamento das areias para altitudes de 60 a 80 m, principalmente considerando que em muitas áreas atualmente há paleofalésias, neste caso, admite-se que a região foi submetida a neotectônica.

Os diversos índices para identificação da neotectônica na região, apontou coincidentemente as mesmas áreas, indicando que a associação de vários índices é eficaz para análise desse cunho e a concordância entre os resultados dos diferentes índices pode sustentar o argumento da atividade neotectônica. Inclusive, o método de aprendizado de máquina para predição do índice (stream-length gradient) se configurou um método mais robusto, capaz de identificar áreas específicas como submetidas a neotectônica, as quais foram observadas em campo ou confrontadas com dados da literatura.

As evidências mais marcantes de neotectônica na região encontram-se nos estratos da Formação Barreiras. Foi observado a presença de foraminíferos marinhos em estratos em cotas elevadas indicando realmente ação de soerguimento; concreções ferruginosas com inclinação contrárias ao fluxo de água; e sistemas de dobras sinclinal e anticlinal na Formação Barreiras. Além disso, na região, a configuração da drenagem apresentou trechos retilíneos, apontando para um controle estrutural, além de inflexões com até 90° em alguns canais, sub-bacias com

basculamentos, e muitas destas regiões próximas as áreas de falhas, indicando que os movimentos foram por reativação.

Os resultados que permitem sustentar a ideia que os sedimentos Pós-Barreiras são depósitos e não apenas resultante do intemperismo *in situ* da Formação Barreiras, é a diferenciação abrupta de textura observada em fácies sedimentares; as idades obtidas para Pós-Barreiras (Pleistoceno tardio ao Holoceno); diferenciação dos parâmetros sedimentológicos, que indicou que a distribuição granulométrica dos sedimentos Pós-Barreiras é mais heterogênea, indicando que podem ser fontes de areias da frente de praia, aliados as areias da Formação Barreiras, além de retrabalhamento na porção mais superficial nos depósitos Pós-Barreiras por ação eólica, devido a presença de areias mais finas; e dados de palinomorfos nas áreas de contato, que demonstrou indícios que nestas áreas havia vegetação de ambiente úmido o qual foi recoberto pelas areias.