

A PERCEÇÃO SOCIOAMBIENTAL SOBRE OS RIOS E A GESTÃO HÍDRICA NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL - APA MACAÉ DE CIMA (RJ)

2637

Maria Cecília Henriques Nogueira

*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Geografia
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ CEP 21.941-909*

E-mail: mcissanogueira70@gmail.com

Pedro Pessanha Frotté

*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Geografia
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ CEP 21.941-909*

E-mail: frotte5@gmail.com

Talita Florêncio de Araújo

*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Geografia
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ CEP 21.941-909*

E-mail: talitaaflorencio342@gmail.com

Mônica dos Santos Marçal

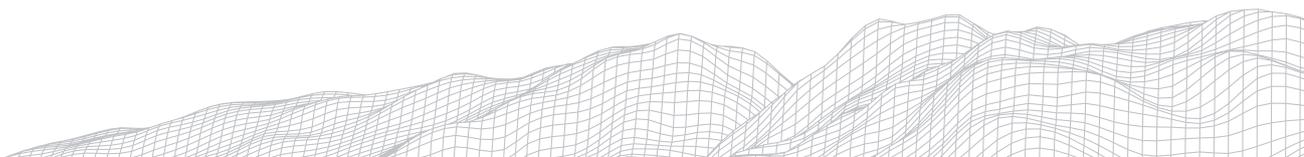
*Universidade Federal do Rio de Janeiro - Departamento de Geografia
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ CEP 21.941-909*

E-mail: monicamarcal@gmail.com

Resumo

As questões ambientais ganharam espaço em discussões nas áreas científica, social e política, e a percepção ambiental da sociedade sobre o ambiente é um elemento importante a ser considerado nos debates. Propõe-se reflexão sobre a importância da percepção ambiental da sociedade sobre os rios e sua relação com órgãos de gestão hídrica na Área de Proteção Ambiental Macaé de Cima, na região serrana fluminense. O objetivo visa destacar o papel dos moradores locais sobre os rios, a partir dos seus diferentes modos de atuação, e relação com órgãos públicos de gestão hídrica. A metodologia foi baseada na aplicação de questionários semiabertos para moradores e agentes locais, acerca da percepção ambiental sobre os rios e órgãos de gestão locais. Os resultados mostram tanto o distanciamento entre moradores e os órgãos públicos de gestão, como o distanciamento destes em relação ao rio. A percepção ambiental pode atuar como importante ferramenta para conectar a sociedade com os rios.

Palavras-chave: Geomorfologia Fluvial, Condição do Rio, Estética do Rio, Relação Rio-Sociedade, Rio Macaé.



1. Introdução

Atualmente, existe uma forte preocupação da academia quanto à degradação ambiental dos rios e das florestas, onde vasta quantidade de pesquisas estão voltadas para a gestão do meio ambiente e seu planejamento. No entanto, há muitos desafios relacionados à degradação ambiental, sobretudo considerando-se tratar-se de questões complexas em que envolvem aspectos sociais, culturais e econômico sobre a gestão ambiental e territorial.

Em relação à gestão hídrica, sem dúvida, esse tem se configurado como um dos maiores problemas, porque lidar com a falta da água em momentos de crise ou conviver com a sua poluição e/ou contaminação tem sido um dos maiores debates realizados atualmente na sociedade. Importantes questões surgem em relação a escassez hídrica. Como e o que precisa ser feito? Estas devem ser analisadas de forma conjunta, onde o poder público, a sociedade civil organizada e a população local têm papel relevante e de responsabilidades no processo de gestão.

Cabe destacar que a Lei nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997 instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos no Brasil, criando o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. Considerando a preservação dos recursos naturais, surgiu a necessidade de uma legislação que promovesse a criação de colegiados encarregados de administrar os recursos hídricos. Assim, a Política Estadual de Recursos Hídricos (PERHI) prevê uma gestão descentralizada com a participação de diferentes setores da sociedade. O Comitê de Bacias hidrográficas são organismos colegiados que compõe o Sistema Estadual de Recursos Hídricos e são uma instância participativa que promove a discussão, contando com a participação de diferentes setores da sociedade destinados a agir como fóruns de decisão no âmbito das bacias hidrográficas.

Considerando o caráter difuso e coletivo das questões ambientais, a participação popular é um dos instrumentos intrínsecos a execução da gestão hídrica, mas não apenas através de sua representação enquanto sociedade civil organizada. Deve-se ir além, e com isso estudos que relacionem a percepção ambiental da sociedade local sobre a natureza e os problemas ambientais que os cercam, podem configurar-se como importante ferramenta ou instrumento capaz de analisar e identificar as diferentes relações a qual população estabelece com os rios da sua região, além de ser um mecanismo de consulta pública para a realização de uma gestão mais participativa sobre os recursos hídricos.

No Brasil, a percepção ambiental vem sendo estudada, desde os anos de 1960, com vários tipos de abordagem teóricas, sobretudo na área da ciência humana. Mas, a partir dos anos de 1970 esta ferramenta de análise ambiental começa a ter maior destaque e ganha espaço em diversas outras áreas do conhecimento científico. De acordo com o Núcleo de Estudos Ambientais da Faculdade Brasileira (NEPA), nos anos 2000, os estudos que envolvem a percepção ambiental não somente devem envolver a relação entre os seres humanos com o seu ambiente, mas, também, abranger perspectivas científicas de cunho social e/ou político (PACHECO e SILVA, 2006). Sendo assim, segundo Okamoto (1996), os estudos que usam a percepção ambiental tem como objetivo a investigação sobre como o ser humano observa, interpreta, convive e se adapta à realidade do ambiente onde vive, tanto socialmente como naturalmente. Neste sentido, Fernandes et al. (2004) conceituam a percepção ambiental como sendo uma tomada de consciência do ambiente por parte da sociedade e, a partir desse momento, o ser humano desperta seu interesse em conservar, proteger e cuidar do meio ambiente. Cada indivíduo interpreta e percebe de maneiras diferentes o ambiente, havendo tanto percepções individuais como coletivas. Segundo esses mesmos autores, “a percepção ambiental é fundamental para que possamos compreender melhor as inter-relações entre o ser humano e o ambiente, suas expectativas, anseios, satisfações e insatisfações, julgamentos e condutas” (FERNANDES et al., 2004).



Com base na análise sobre a percepção socioambiental da população sobre o rio próximo às suas atividades, ou o que mantém o abastecimento urbano, pode-se estabelecer vínculos importantes do indivíduo com a paisagem e gerar canais de diálogos entre gestores ambientais e moradores. Este canal de diálogo coloca o indivíduo como um importante aliado no monitoramento da qualidade ambiental, assegurando maior proximidade entre as ações propostas pelos gestores, com o que é considerado primazia pela comunidade.

Assim, o trabalho tem como objetivo apresentar a percepção socioambiental que os moradores locais têm sobre o rio Macaé e seus afluentes, na área de proteção ambiental denominada APA Macaé de Cima, localizada na região norte do estado do Rio de Janeiro. Busca-se destacar a importância desse mecanismo como ferramenta importante no processo da gestão hídrica.

2. Características da área de estudo

A Bacia do Rio Macaé localiza-se na região norte do Rio de Janeiro, ocupando uma área de aproximadamente 1.800 km² e abrange grande parte dos municípios de Nova Friburgo e Macaé, e em menor área os municípios de Casimiro de Abreu, Conceição de Macacu e Rio das Ostras, sendo também considerada uma das bacias hidrográficas estaduais mais preservadas.

A área de estudo localiza-se no alto curso do Rio Macaé, cuja área drenada insere-se em sua totalidade no município de Nova Friburgo, que atualmente configura-se como uma unidade de conservação de uso sustentável denominada APA Macaé de Cima. A pesquisa foi realizada entre os moradores das cidades de Lumar e São Pedro da Serra, abrangendo ainda as localidades de Galdinópolis, Toca da Onça, Vargem Grande e Benfica (Figura 1).

A Área de Proteção Ambiental Macaé de Cima foi criada no ano de 2001 pelo decreto 29.213 de 14 de setembro do mesmo ano. É uma Unidade de Conservação de Uso Sustentável e abrange os municípios de Nova Friburgo e Casimiro de Abreu, nas porções sul e norte respectivamente. Em Nova Friburgo, os locais de pesquisa estão situados na área da APA, Lumar e São Pedro da Serra (5^o e 7^o distritos do município de Nova Friburgo). Seus objetivos são de proteção de remanescentes de Floresta Ombrófila Densa (Mata Atlântica) e várias espécies da fauna e da flora, e ainda, a proteção das bacias dos mananciais dos Rios Macaé, Bonito, das Flores, Santo Antônio e outros afluentes, garantindo a qualidade da água.

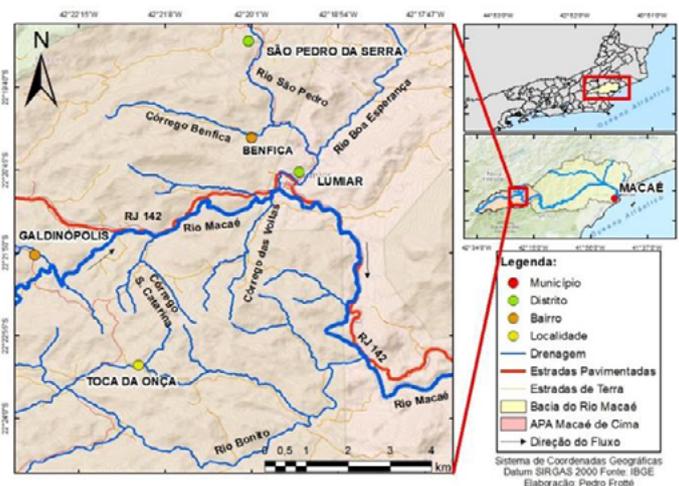


FIGURA 1: Mapa de localização da Bacia do Rio Macaé e da APA Macaé de Cima, no Estado do Rio de Janeiro

Historicamente, essa área serrana foi colonizada entre os séculos XIX e XX por colonos de várias nacionalidades, sendo os suíços os pioneiros dessa empreitada. Essa colonização se dá através de um acordo, entre D. João VI e governo suíço, que baixou um decreto em 1818 autorizando a colonização da área por famílias suíças (NICOULIN, 1996; VILLAS BOAS, 2017; SILVA, 2019)

Esse fato caracteriza bem o caráter rural da população local até os dias atuais. Por muitos anos, as vilas localizadas nessas áreas mais elevadas da Bacia do rio Macaé, como por exemplo Lumiar, Mury e São Pedro da Serra, só eram alcançadas por caminhos de terra, onde a agricultura predominante era a cana-de-açúcar de onde tiravam o melaço, rapadura e cachaça, da mandioca e a criação de porcos.

Atualmente, a população é bem maior e o perfil está bem mais diversificado, as estradas principais de acesso estão asfaltadas, mas não perde o caráter rural característico. As atividades locais para além da agricultura, estão ligadas ao turismo, entre outras atividades. Com relação à agricultura, ela também diversificou, saindo do tipo subsistência e indo para outras formas agrícolas mais específicos, como os orgânicos, por exemplo.

Entre os anos de 1991 a 2010, o crescimento populacional nos distritos de Lumiar e São Pedro da Serra foi bastante expressivo, principalmente em relação a população urbana. Em Lumiar, a população rural teve um declínio no número de moradores nesse período. Para se ter uma ideia, segundo o INEA (2014), em relação a esse espaço de vinte anos, a população rural de Lumiar no ano de 1991 era de 4.391 residentes e foi decaindo até chegar aos 3.576 residentes no ano de 2010. Em relação à população urbana, houve um crescimento significativo: em 1991, havia 749 residentes urbanos e em 2010, 1.144 residentes. Já em relação a São Pedro da Serra, a população rural cresceu nesse espaço de tempo: em 1991 a população era de 1.904 residentes rurais e em 2010, contabilizaram-se 2.332 residentes. A população urbana nesse mesmo distrito, também registrou um crescimento: em 1991, os residentes urbanos eram 617 e em 2010, eram 826 residentes.

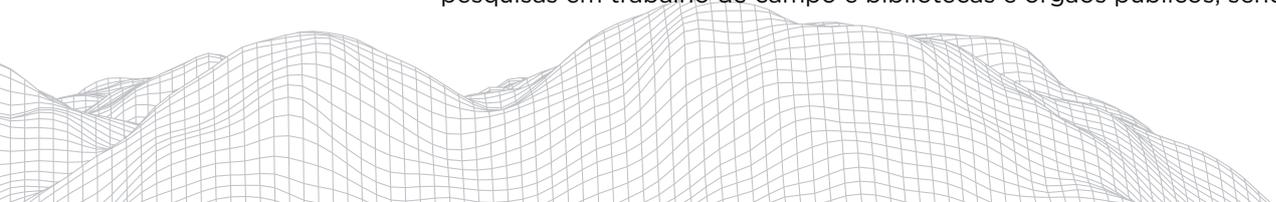
Do ponto de vista físico e ambiental, a APA Macaé de Cima está inserida no sistema da Serra do Mar, na denominada região serrana do estado do Rio de Janeiro, caracterizada pelos grandes lineamentos e faturamentos do Estado do Rio de Janeiro, com predomínio da direção SW-NE, no qual se encaixa a drenagem principal do rio Macaé (SILVA e CUNHA, 2001).

A grande quantidade de fraturas e a resistência das rochas exercem controle estrutural no desenvolvimento da drenagem, onde são verificados vales em forma de 'V', formados pelo entalhamento do rio ao longo de seus planos de falhas. A litologia predominante na área são granitos e gnaisses pré-cambrianos que se constituem em fonte primária de sedimentos, com tamanhos variados (granulometria que variam de silte a matacões) que preenchem os fundos dos vales e desenham formas variadas de formas e feições geomorfológicas. É a área da nascente do rio Macaé e de vários rios que abastecem a sua rede de drenagem (SILVA e CUNHA, 2001).

A vegetação típica da Mata Atlântica é abundante, sobretudo nas partes mais altas das serras íngremes, cuja declividades podem variar de 8 a 45% (LIMA e MARÇAL, 2013). É uma mata com predomínio de vegetação secundária, mas que ainda preserva em algumas partes mais elevadas a vegetação primária. A agricultura e o pasto predominam em várias localidades.

3. Metodologia

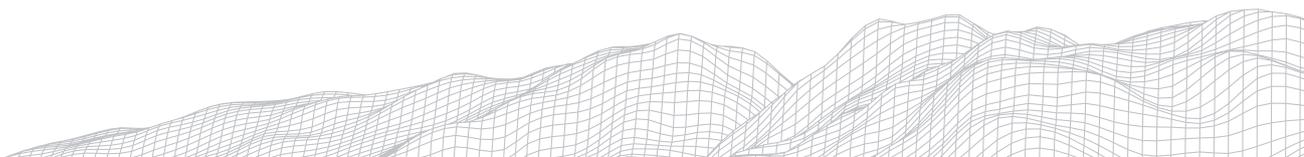
A metodologia adotada foi estruturada em três etapas, que envolveram pesquisas em trabalho de campo e bibliotecas e órgãos públicos, sendo elas:



a) Estudo documental/bibliográfico: relacionado com o processo de implementação da APA Macaé de Cima, histórico de ocupação da área serrana, características da rede de drenagem da Bacia do Rio Macaé, documentos oficiais relacionados a gestão hídrica e ao comitê de bacia. Esta etapa foi importante para compreender e identificar os principais agentes e usuários e as atividades existentes que se relacionam direta ou indiretamente com os rios da região. A caracterização da rede de drenagem foi realizada com base em trabalhos existentes (LIMA e MARÇAL, 2013; MARÇAL, BRIERLEY e LIMA, 2017) sendo importante para a construção de questões a serem abordadas junto aos agentes e usuários envolvidos, além de proporcionar conhecimento sobre a condição dos rios. As informações sobre o processo da gestão hídrica foram fundamentais para estabelecer parâmetros regimentais existentes e de conhecimento por parte da população.

b) Identificação dos principais agentes locais: o levantamento foi realizado nas cidades de Lumiar e São Pedro da Serra, nas localidades de Galdinópolis, Toca da Onça e Benfica. Teve como base os levantamentos documentais e a aplicação, através trabalhos de campo, de questionários, sendo identificados os seguintes agentes: agricultores (agricultores de agricultura tradicional, familiar e orgânica); trabalhadores do comércio (comerciantes de artesanato e feirantes); turistas (turistas, dono de pousada e guia turístico); gestores dos órgãos de gestão da APA Macaé de Cima; e profissionais da Educação e Cultura (integrantes de associação agrícola e cultural, professores e estudantes).

c) Percepção Socioambiental: realizada através da aplicação de questionários semiabertos (que possuem um roteiro pré-definido de questões que alternam entre repostas previstas e outras que dão margem à uma narrativa) e entrevista elaborados com a finalidade de analisar a relação que os diferentes agentes identificados apresentam com o rio, tanto para sua rotina diária como para a conservação da natureza presente (Figura 2). Foram realizados quatro trabalhos de campo, entre outubro de 2018 e outubro de 2019, com aplicação de 40 questionários (25 questionários em Lumiar, 9 questionários em São Pedro da Serra, 1 questionário na Toca da Onça, 4 questionários em Galdinópolis, e 1 questionário em Benfica), onde foram observadas as mais diferentes percepções sobre os rios locais e a relação como o poder público local. As entrevistas decorreram em tom de conversa, onde os agentes falaram de seus interesses e relações com os rios, mostrando aspectos positivos e negativos, e da relação com o poder público local. A partir das informações coletadas, foram confeccionados gráficos para melhor demonstrar as respostas coletadas. O modelo de questionário abrangeu três etapas, sendo a primeira relacionada a identificação dos agentes relacionados; a segunda, referente ao relato da relação ou percepção que o agente apresenta sobre a condição ambiental e estética do rio mais próximo ao seu trabalho e/ou residência e; a terceira e última parte foi direcionada sobre o conhecimento que os agentes apresentam dos órgãos de gestão (APA Macaé de Cima e ao Comitê de Bacia), sobre suas ações e atividades e a inserção da sociedade local na elaboração e desenvolvimento das ações e atividades.



Modelo de Questionário Aplicado

I. IDENTIFICAÇÃO
Nome: _____
Ocupação: _____
Localização: _____ Idade: _____ Sexo: () M () F

II. RELATO

1. Sabe dizer qual o rio mais próximo? () Sim Nome: _____ () Não () Não sei
2. Tem alguma relação com esse rio? () Sim () Não
() Trabalho () Lazer () Doméstico () Outros
3. Sabe dizer a condição do rio? () ruim () razoável () boa () ótima () outras
4. Sabe dizer o poderia ser feito para melhorar? Tem alguma sugestão?
() Sim () Não () Não sei

III. POLÍTICA PÚBLICA LOCAL

1. Sabe conhecer ou reconhecer algum órgão de gestão? () Sim () Não Se sim, qual?
2. Conhece as ações realizadas por ele? O que achou das ações? Já participou de alguma ação?
3. Se gostaria de ser incluído na construção/ elaboração das ações que visam a melhoria do rio na região.

FIGURA 2: Modelo de questionário aplicado aos agentes sociais nos distritos de Lumiar e São Pedro da Serra.

4. Resultados e discussões

A percepção da paisagem (natural ou construída) pelas populações é variável no tempo e no espaço, ou seja, é considerada um “texto” (BERQUE, 1984) que pode ser lido através de diversas óticas (polivocalidade). Com isso podemos dizer que os modos diferentes de apropriação dos recursos naturais, assim como os diferentes usos e significados de um determinado território terão impacto decisivo na percepção que fazemos do ambiente e de sua paisagem.

Neste sentido, serão abordados aqui a percepção socioambiental de cinco agentes locais que se configuram como os que desempenham as principais atividades na área da APA Macaé de Cima. Certamente outros grupos devem fazer parte da construção social da área, o que será objeto de estudos futuros.

4.1 Identificação dos agentes locais

Agricultores (tradicional, orgânico e familiar)

O setor agrícola é responsável por grande parte da receita municipal de Nova Friburgo, onde os agricultores estão mais relacionados à agricultura tradicional, familiar e orgânica (SILVA, 2019). O município é considerado o principal polo de produção hortícola do Rio de Janeiro, com área de características predominantemente rural observa-se, que ao longo de sua história, houve mudança das características dessas atividades agrícolas. Desde o início da colonização na área, a agricultura era caracterizada pela da subsistência, com predomínio da plantação de inhame. Desde os anos de 1990 as práticas agrícolas vêm se diversificando, muito em função da movimentação do fluxo de pessoas das capitais para o interior, onde introduzem novas práticas agrícolas, como a agricultura orgânica e a convencional. Essa diversificação nas atividades agrícolas introduzem a agricultura familiar e tradicional, que tomam novo fôlego, fazendo com que seus produtos, atualmente, sejam um diferencial de qualidade atingindo um público mais específico e é uma fonte de renda importante para muitas famílias da região. No entanto, desde a implementação da APA Macaé de Cima, no início dos anos de 2000, a região vem apresentando conflitos ambientais diversos em função do desenvolvimento das práticas agrícolas em área de conservação ambiental.

Trabalhadores do comércio (comerciantes e feirante)

Atualmente o setor de comércio é movimentado por vários tipos de comerciantes que vieram de outras cidades, em busca de qualidade de vida. O comércio da região está muito ligado ao turismo e muitos estabelecimentos só abrem ao fim de semana, em função da afluência de pessoas. A movimentação crescente de pessoas vindo de outras cidades na área da APA, vem introduzindo cada vez mais a cultura da implementação de feiras com produtos locais e artesanato também, e acontecem ao fim de semana, sendo alternativa de renda para além da agricultura, fomentando o turismo local.

Turismo (turista, dono de pousada e guia turístico)

O turismo na região é bastante forte e é um grande impulsionador econômico. A cidade de Lumiar é tradicionalmente uma área de turismo. Desde a década de 70 o distrito ficou famoso por receber turistas que pregavam um movimento de 'volta à natureza'. Atualmente, tem experimentado uma considerável migração cidade-campo, que se verifica no aumento de imóveis de fim de semana e temporada. Nas cidades de Lumiar e São Pedro da Serra existem várias ofertas de atividades turísticas como ecoturismo, propriedades que fomentam o turismo rural, como hotéis-fazenda e pousadas com atividades voltadas para esse ramo. Os esportes praticados nos rios, principalmente no rio Macaé, como a canoagem e o rafting, também são incentivo para o turismo

Gestores da APA Macaé de Cima

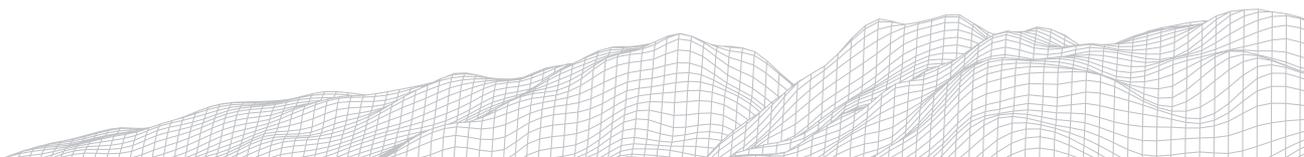
A área de estudo é abrangida por dois órgãos de gestão pública. O Comitê de Bacia Hidrográfica dos Rios Macaé e das Ostras foi criado através do Decreto nº 34.243 de 04 de novembro de 2003 e atua na região com o objetivo a gestão e monitoramento dos recursos hídricos da região. A APA Macaé de Cima é uma Unidade de Uso Sustentável criada pelo Decreto nº 29.213 de 14 de setembro de 2001 e tem como objetivo a proteção dos remanescentes da Mata Atlântica e várias espécies da fauna e flora, e ainda a proteção dos mananciais do Rio Macaé e os afluentes abrangidos pela área de proteção. Esses dois órgãos têm sede na cidade de Lumiar e realizam junto à população ações de conscientização e reuniões para debater a situação da área em termos de recursos hídricos e uso e ocupação dos solos. O Instituto Estadual do Ambiente (INEA) também se faz presente na área através de ações educativas junto à população relacionadas à poluição dos rios.

Profissionais da Educação e Cultura (estudantes, professores e representante da Associação Cultural de São Pedro da Serra)

As escolas da rede de ensino público de Lumiar e São Pedro da Serra possuem ações visando a conscientização dos alunos com relação aos recursos hídricos da área onde vivem. Eles participam de eventos como por exemplo, o Fórum da Água realizado pelo Comitê de Bacia Hidrográfica dos Rios Macaé e das Ostras, onde os alunos expõem seus trabalhos, realizam-se trabalhos de campo e debates que trazem questões importantes sobre os rios da região. A associação cultural possui também um importante papel junto aos órgãos públicos na realização de debates sobre os problemas que atingem a área.

4.2 A gestão hídrica na APA Macaé de Cima

Desde 2001, o governo estadual instituiu a área que abrange o alto curso do Rio Macaé como uma unidade de conservação de uso sustentável, cuja principal finalidade estabelecida foi: "disciplinar o uso ambientalmente racional dessa área e garantir a manutenção de seus recursos naturais. Deve, ainda, contribuir para



a proteção da biodiversidade, trazendo reflexos positivos na qualidade de vida da população local” (INEA, 2014). É considerada a segunda maior unidade de conservação de uso sustentável do Estado do Rio de Janeiro, com cerca de 35.037 hectares, onde os principais corpos d’águas são o rio Macaé e o Rio Bonito.

Em 2003, foi criado o Comitê de Bacia do Rio Macaé pelo Decreto nº 34.243 que passou a incorporar também a Bacia do Rio das Ostras. Sendo assim, em março de 2008 passou a ser denominado como Comitê de Bacia Hidrográfica dos Rios Macaé e das Ostras.

A implementação dos referidos comitês gestores na área que compreende a APA Macaé de Cima trouxe significativos avanços em relação a organização das demandas de utilização e conservação dos recursos naturais, sobretudo, a descentralização das decisões a serem atribuídas na área. No entanto, considerando a natureza e a intensidade dos conflitos sociais decorrentes dos interesses diversos em relação ao uso e ocupação das terras e utilização dos recursos naturais, os desafios ainda são grandes e se renovam em função das mudanças das características e dos perfis dos agentes existentes.

Tanto as demandas relacionadas à utilização do uso da terra como dos recursos hídricos na região, para atender as diversas demandas dos setores da sociedade, atualmente encontram novos desafios no seu processo de gestão e planejamento. A conservação/preservação dos recursos naturais existentes são fundamentais para o processo de desenvolvimento da sociedade atual.

No entanto, observa-se um distanciamento das pessoas em relação aos rios da região, onde muitas vezes não sabem nome ou mesmo da importância deste no seu cotidiano profissional e/ou social. A percepção ambiental da sociedade pode esmurar, ou mesmo resgatar, valores culturais importantes entre os diversos agentes envolvidos na APA Macaé de Cima. A participação da sociedade local, através de suas diversas formas de manifestação social, cultural e econômica é vital para poder estabelecer vínculos de pertencimento e resignificar o lugar em que vivem, que certamente contribuirão de forma significativa para o processo de gestão da APA e dos recursos hídricos. Afinal, quem vai fiscalizar ou implementar as ações de gestão são os próprios moradores interessados na conservação da área.

5. Percepção socioambiental sobre os rios e órgãos gestores

Buscou-se apresentar os resultados com base na percepção dos agentes sobre: (1) a relação que eles apresentam com o rio mais próximo; (2) a condição ambiental e estética do rio; (3) o reconhecimento dos órgãos de gestão responsáveis; (4) e a inserção da população local na elaboração e desenvolvimento de ações e atividades propostas pelos órgãos gestores. A seguir, seguem os resultados alcançados.

5.1 Percepção dos agentes sobre a relação com o rio mais próximo

As entrevistas foram realizadas com 21 moradores de Lumiar, nove moradores em São Pedro da Serra, um morador de Toca da Onça, quatro moradores de Galdinópolis, e um morador de Benfica. Sendo que, quatro agentes entrevistados não são das localidades estudadas, dois turistas do Rio de Janeiro e dois agentes trabalham em Lumiar há bastante tempo e são moradores de municípios próximos (Macuco e Cachoeira de Macacu).

Inicialmente foi perguntado aos agentes sobre a sua situação em relação ao local, ou seja, se a pessoa é moradora ou se apenas estava de passagem. Do total de 40 entrevistados, dois são turistas e dois moram em outras localidades, mas trabalham na região de estudo. Esse fator é importante porque influencia na



relação do agente com o rio. Perguntados acerca do reconhecimento ou identificação do rio mais próximo à sua atividade, com exceção de dois entrevistados (turistas), os demais agentes entrevistados (agricultores, comerciantes, feirantes, dono de pousada, guia turístico, gestores da APA Macaé de Cima, estudantes, professores e representante da Associação Cultural de São Pedro da Serra) identificaram imediatamente o rio mais próximo, apresentando nome e sua localidade.

A relação que os moradores locais apresentam com o rio mais próximo à sua atividade diz respeito ao lazer com 55% das respostas, correspondendo a 22 pessoas, como pode ser observado na Figura 3. Os entrevistados relatam que frequentam os rios das localidades estudadas com certa frequência. Destaca-se que essa relação dos agentes entrevistados ligados à agricultura está voltada tanto para o trabalho ligado à agricultura (3 pessoas) como para o uso doméstico (1 pessoa).

O turismo, tanto como meio de trabalho, (é uma das fontes de renda importantes dos moradores da região) ou como visitante (turista). A utilização agrícola também é muito forte. Apenas 10 pessoas (25%) diz não ter qualquer tipo de relação com os rios da região.

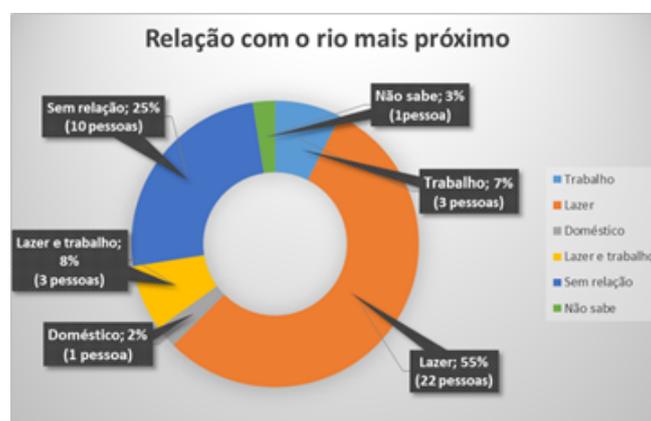


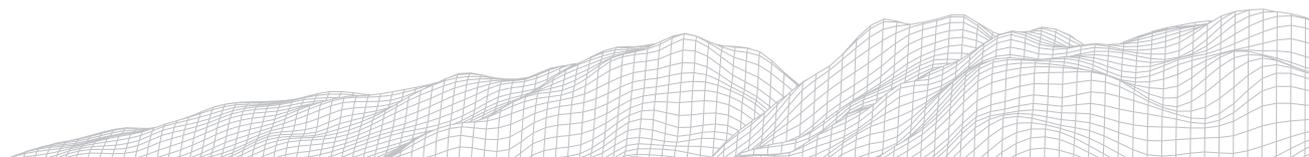
FIGURA 3: As relações que moradores locais da APA Macaé de Cima (RJ) apresentam com o rio mais próximo às suas atividades. Os valores são apresentados em porcentagens. Elaborado pelos autores.

5.2 Percepção dos agentes sobre a condição ambiental e estética do rio

Destaca-se nos relatos dos moradores a importância do rio para suas vidas e a preocupação em relação a ele, tanto como parte integrante da paisagem como também, um componente importante no desenvolvimento econômico e social da região.

É observado na Figura 4, que para a maioria dos entrevistados, 13 pessoas, a condição do rio está boa, enquanto para 8 pessoas está ruim. Para 10 pessoas entrevistadas, o rio encontra-se em condição razoável, ou seja, própria para banho entre outras atividades, mas imprópria para consumo. Esse universo de entrevistados apontou a poluição como o maior problema dos rios e quando perguntados sobre alguma solução, para a maioria dos agentes (8 pessoas) que respondeu de forma objetiva a essa pergunta, é o tratamento de água.

Certos trechos dos rios identificados possuem um baixo nível de poluição não especificada por 10 agentes entrevistados. Os moradores de Galdinópolis, por exemplo, relataram ações de conscientização da importância do rio e da conservação de suas águas. Esse fator acabou por influenciar no comportamento das pessoas em atitudes tais como não poluir o rio através do lançamento de dejetos, lixo, entre outras formas de poluição. Dos entrevistados, 8 agentes disseram que



a falta de saneamento básico é um problema nas áreas de estudo. O problema da utilização dos fertilizantes pelos agricultores também foi mencionado como fator de poluição dos rios.

Os rios sofrem mais dentro dos distritos de Lumiar e São Pedro da Serra porque nesses locais o esgoto doméstico é jogado diretamente nos rios. O turismo também é visto de alguma forma prejudicial por parte de alguns moradores porque os locais não possuem infraestrutura adequada, como saneamento básico. Se por um lado o turismo é uma fonte de renda importante para a população local, por outro traz consigo uma série de problemas relacionados à poluição e descaracterização ambiental. Os locais recebem mais gente do que consegue comportar. Outro problema observado é o do loteamento de terrenos para venda ou para construção de edificações direcionadas ao turismo.

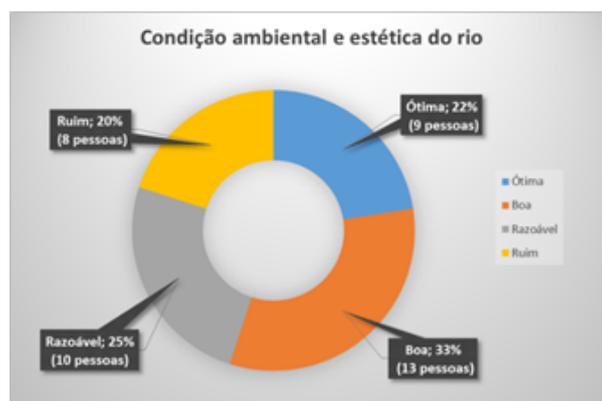


FIGURA 4: As condições dos rios que moradores locais da APA Macaé de Cima (RJ) identificaram no rio mais próximo. Valores apresentados em porcentagem. Elaborado pelos autores.

5.3 Percepção dos agentes em relação ao reconhecimento dos órgãos de gestão

O poder público na região se faz presente através da APA Macaé de Cima e do Comitê de Bacias e a interação e relação entre esses dois órgãos e a população local já foi bastante conflituosa, segundo relatos de alguns entrevistados e do gestor da APA (Ricardo Voivodic). Atualmente, existe uma relação mais tranquila, onde ambos os lados tentam de alguma forma, trabalhar em conjunto.

Segundo os entrevistados, os órgãos públicos responsáveis deveriam ser mais atuantes e mais interessados na elaboração de maior número atividades e ações junto à população para juntos acharem soluções para os problemas relacionados aos rios locais. Essas ações e atividades atualmente estão escassas.

O reconhecimento desses órgãos de gestão por parte da população é observado na Figura 5, onde 26 entrevistados (65%) disseram conhecer os órgãos de gestão da região, identificando a APA Macaé de Cima e o Comitê de Bacias responsáveis pela gestão dos recursos hídricos da região. Foi observado um percentual significativo em relação a pessoas que não reconhecem os órgãos de gestão ambiental local (22%), correspondendo a 9 pessoas.

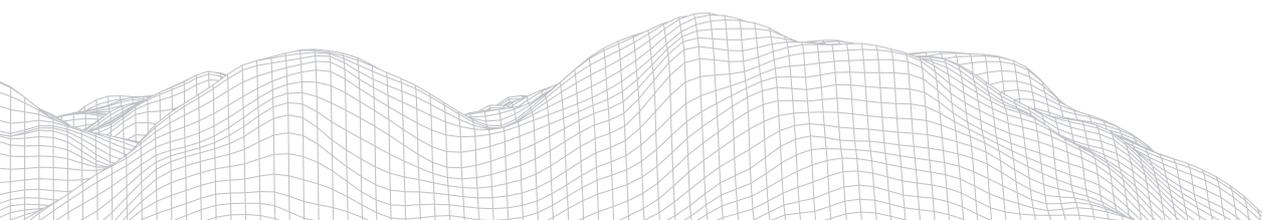




FIGURA 5: O gráfico de conhecimento sobre os órgãos de gestão identifica as relações que moradores locais da APA Macaé de Cima (RJ) apresentam com os órgãos de gestão locais. Valores apresentados em porcentagem. Elaborado pelos autores.

5.4 Percepção dos agentes sobre inserção na elaboração de ações e atividades pelos órgãos gestores

As ações promovidas pelos órgãos públicos estão escasseando, segundo informação dos entrevistados. A APA, o Comitê de Bacia e o INEA fazem ações e atividades junto à população, tais como por exemplo, palestras, workshops, inclusive na feira que acontece aos domingos, a *Alumiar*, para os agricultores, e atividades com o grupo de escoteiros. O Comitê de Bacia organiza junto às escolas públicas da região o Fórum da Água, onde são discutidos problemas ambientais com e entre os alunos.

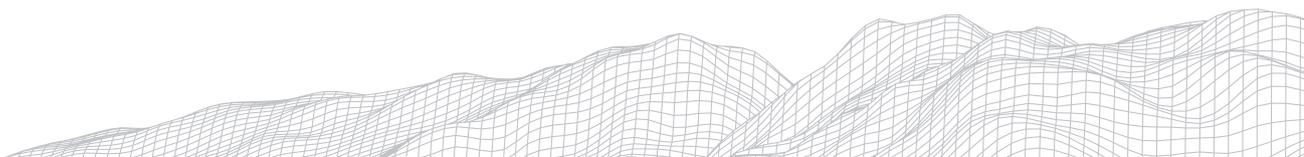
Os entrevistados se referiram à conscientização da população em relação aos rios e gostariam de ter uma maior participação na elaboração e no desenvolvimento de ações e atividades praticadas pelos órgãos gestores. Essa seria uma forma de aproximar o poder público com a população local para juntos discutir e desenvolver soluções para os problemas que surgem.

Assim sendo, 30 entrevistados (75%) gostariam de ter uma maior participação na elaboração de ações e atividades junto aos órgãos públicos responsáveis pela gestão ambiental local. Foram bem enfáticos ao expressarem esse desejo, já que são da opinião de que a população deveria ser mais ativa e ouvida.

6. Conclusões

O distanciamento entre quem faz a gestão hídrica e os moradores locais ficou bastante evidente nas entrevistas realizadas na pesquisa. A invisibilidade do rio no cotidiano da população local pode configurar-se como um dos principais motivadores desse distanciamento e desinteresse em relação aos órgãos gestores. Observou-se nas entrevistas que a percepção de que a água é vital e importante, todos têm. Mas a percepção de pertencimento, ainda é ignorado ou mesmo desconhecido.

A pesquisa aqui proposta ainda tem caráter preliminar, pois visa abranger número maior de pessoas entrevistadas e diversificar os agentes que operam na região. Mas sem dúvida, já aponta a importância da análise e incorporação da percepção ambiental da sociedade sobre seus rios na gestão da APA Macaé de Cima, como ferramenta fundamental para (re) estabelecer laços culturais e sociais, e com isso ressignificar os rios.

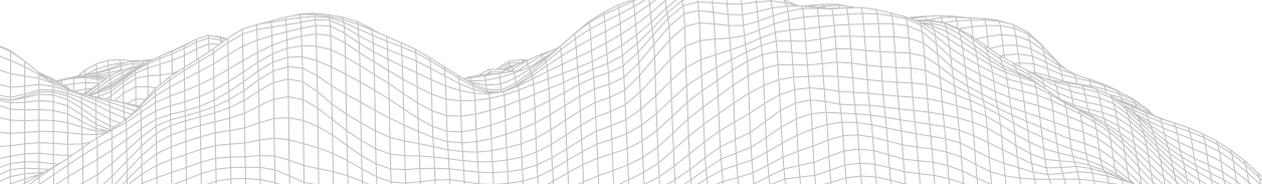


Agradecimentos

Agradeço à minha orientadora Prof.^a Dr.^a Mônica dos Santos Marçal pela ajuda para redigir esse artigo e pelas palavras de incentivo. Agradeço também ao meu colega de laboratório Pedro Frotté pela confecção do mapa, e aos demais colegas do laboratório Geomorphos.

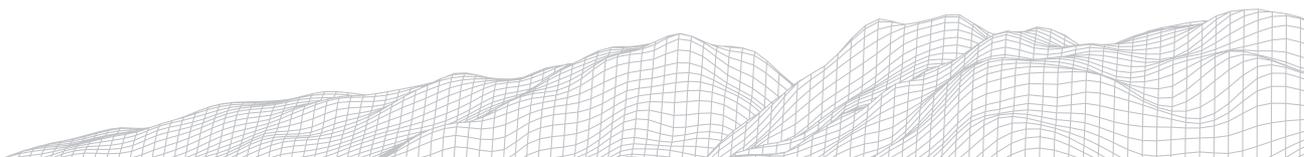
Referências

- ASHMORE, P. Towards a Sociogeomorphology of Rivers. **Geomorphology**, p.149-156, 2015.
- BERQUE, Augustin. Paisagem-marca, paisagem-matriz: elementos da problemática para uma geografia cultural. In: CORRÊA, Roberto Lobato; ROSENDAHL, Zeny (eds.). **Paisagem, tempo e cultura**. Rio de Janeiro: Ed. UERJ, 1998 [1984], p. 84-91.
- COTTET,M.;PIÉGAY,H.;BORNETTE,G.Does human perception of wetland aesthetics and healthiness relate to ecological functioning? **Journal of Environmental Management**, n. 128, p. 1012-1022, 2013.
- FERNANDES, R. S.; SOUZA, V.J.; PELISSARI, V.B.; FERNANDES, S.T. O uso da percepção ambiental como instrumento de gestão em aplicações ligadas às áreas educacional, social e ambiental. In: ENCONTRO DA ANPPAS, 2., 2004, Indaiatuba. **Anais...** Belém: Associação Nacional de Pós-Graduação e Pesquisa em Ambiente e Sociedade, 2004. p. 1-15.
- FREITAS, L. E. **Atlas Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Macaé**.1. ed. Rio de Janeiro: Editora Nova Triade do Brasil Ltda., 2015.
- GUERRA, A.J.T.; MARÇAL, M.S. **Geomorfologia ambiental**. 8. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.
- INEA. INSTITUTO ESTADUAL DO AMBIENTE. **APA Estadual de Macaé de Cima**: plano de manejo- informações sintetizadas da UC. Rio de Janeiro: INEA, 2014.
- LIMA R. N. S.; MARÇAL M. S. Avaliação da Condição Geomorfológica da bacia do rio Macaé RJ: a partir da Metodologia de Classificação dos Estilos Fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 171-179, 2013.
- MARÇAL, M.S.; BRIERLEY, G.; LIMA, R. Using geomorphic understanding of catchment-scale process relationships to support the management of river futures: Macaé Basin, Brazil. **Applied Geography**, n.84,2017. p. 23-41.
- MOULD, S.A.; FRYIRS, K.; HOWITT, R. Practicing Sociogeomorphology: Relationships and Dialog in River Research and Management. **Society&Natural Resources**, p. 1-12, 2017.
- NICOULIN, M. **A gênese de Nova Friburgo**: emigração e colonização suíça no Brasil 1817 - 1827. Rio de Janeiro: Fundação Biblioteca Nacional, 1996.
- OKAMOTO, J. **Percepção Ambiental e Comportamento**, 1. ed. São Paulo: Plêiade, 1996.
- PACHECO, E.; SILVA, H. P. **Compromissos epistemológicos do conceito de percepção ambiental**, 2006.
- RODRIGUES, M.L.; MALHEIROS, T.F.; FERNANDES, V.; DARÓS, T.D. A Percepção Ambiental Como Instrumento de Apoio na Gestão e na Formulação de Políticas Públicas Ambientais. **Saúde Soc. São Paulo**, v.21, supl.3, p.96-110, 2012.
- SILVA, L. J. C. **Estudo da Percepção Ambiental dos Alunos do Ensino Médio no Colégio Estadual Manoel de Jesus em Simões Filho, BA**. 2013. 33 f. Monografia (Especialista em Gestão Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Gestão Ambiental em Municípios - Polo UAB do Município de Mata de São João, Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Paraná, 2013.
- SILVA, R. T. **A Importância da Percepção Socioambiental nos Estudos dos Sistemas Fluviais**: Caso Bacia do Rio Macaé (RJ). 2019. 16 f. TCC (Trabalho de Conclusão de Curso em Licenciatura em Geografia) - Departamento de Geografia - IGEO. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.



SILVA, L.C.; CUNHA, H.C.S. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**. CPRM, Brasília, 2001.

VILLAS BOAS, G. H. **Etnogeomorfologia da APA Macaé de Cima: um objetivo e dois saberes**. 2017. 97 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia - PPGG, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.



A RELAÇÃO DA GEOMORFOLOGIA FLUVIAL COM OS PLANOS DE BACIA DAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

2651

Caroline Oliveira Lira

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Departamento de Geografia

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ

CEP: 21.941-909

E-mail: carolinelira.ufrj@gmail.com

Maria Cecília Henriques Nogueira

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Departamento de Geografia

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ

CEP: 21.941-909

E-mail: mcissanogueira70@gmail.com

Mônica dos Santos Marçal

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Departamento de Geografia

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Rio de Janeiro- RJ

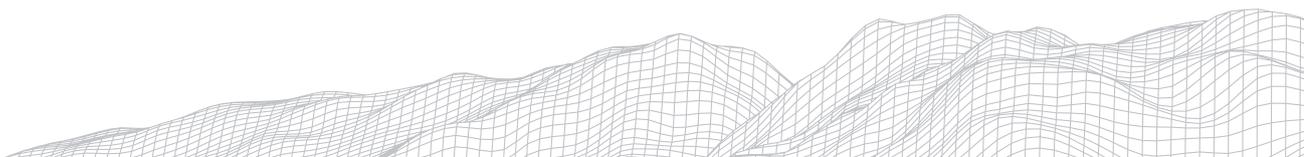
CEP: 21.941-909

E-mail: monicamarcal@gmail.com

Resumo

Os planos de bacia são instrumentos previstos na Política Nacional dos Recursos Hídricos e têm a importância de apresentar características ambientais e hídricas de uma bacia hidrográfica. Nos planos de importantes bacias hidrográficas fluminenses observa-se a ausência de estudos em geomorfologia fluvial associados às análises hidrossedimentológicas. O trabalho tem como objetivo destacar a importância dos estudos de geomorfologia fluvial na gestão dos rios e apresentar de que forma esses estudos são abordados nos planos de bacias das Regiões Hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro. A metodologia aplicada tem como base uma revisão bibliográfica de artigos relacionados à Geomorfologia Fluvial para embasamento teórico e a leitura dos Planos de Bacias das Regiões Hidrográficas do estado do Rio de Janeiro. Para obtenção dos dados foram utilizados os planos de bacias existentes e disponíveis na internet e criadas planilhas no software Excel, focando especificamente na região hidrográfica da Baía de Guanabara. Os resultados mostram poucas relações com estudos em Geomorfologia Fluvial, sendo apresentados apenas informações dissociadas das análises hidrossedimentológicas.

Palavras-chave: Análise Fluvial; Gestão de Rios; Lei das Águas; Recursos Hídricos; Processos Fluviais.



1. Introdução

Nota-se a necessidade crescente de implementação de gestão com ações sustentáveis voltadas à preservação, conservação e/ou restauração dos rios. A análise de estudos integrados sobre os rios envolve conhecimentos sobre as características dos processos fluviais relacionadas aos estudos em geomorfologia fluvial, além dos relacionados à hidrologia e ecologia que em conjunto com as interferências antrópicas são fundamentais para informar sobre a condição ambiental em que se encontram os rios atualmente e os processos associados, além de subsidiar informações importantes sobre a sua trajetória de evolução (BRIERLEY & FRYIRS, 2005)

Para isso, conforme previsto na Lei das Águas (Nº 9.433/1997), os Planos de Recursos Hídricos (ou Planos de Bacias) configuram-se como um dos importantes instrumentos de gestão e planejamento dos recursos hídricos e são formulados a partir de projetos ou programas que visam o tratamento dos rios ou bacias degradadas que estão localizados na respectiva área de atuação de um determinado Comitê de Bacia (SILVA, 2010). O Plano de Bacia é uma das ferramentas utilizada pelos comitês, órgãos governamentais e pela sociedade, no que diz respeito ao uso, recuperação, proteção, conservação e desenvolvimento dos recursos hídricos para se ter uma visão a longo e médio prazo na integração de planejamentos e implantação de programas, projetos e investimentos (ANA, 2013).

Entretanto, conforme Marçal e Lima (2016), no âmbito da gestão hídrica é visível a falta de estudos e/ou dados de Geomorfologia Fluvial nos planos de bacias de importantes bacias hidrográficas brasileiras, ou seja, há uma ausência de registros em relação aos estudos sobre os processos fluviais no retrato das mudanças sobre a dinâmica dos sistemas fluviais. Ou seja, em casos mais específicos, observa-se que análises com dados relativos se apresentam como dados quantitativos, privilegiando apenas aspectos hidrológicos, sem uma abordagem sistêmica ou ainda, geográfica (MOROZ, 2010).

A Geomorfologia Fluvial através de seus métodos e técnicas, apresenta-se bastante fundamentada na literatura geomorfológica e consolida-se como uma das áreas, juntamente com a hidrologia e ecologia aquática, que instituem a ciência do rio. O estudo dos processos fluviais deve ser incorporado de forma multiescalar para o entendimento da diversidade dos processos envolvidos e das morfologias associadas à gestão dos rios e de suas bacias hidrográficas (SANTANA e MARÇAL, 2020). Dessa forma, a gestão de rios, no que se refere pela contribuição da Geomorfologia Fluvial, tem promovido uma maior interseção com outras áreas científicas, fazendo com que surjam novos instrumentos teóricos e metodológicos para a contribuição e o entendimento da organização dos sistemas fluviais e as práticas de manejo de rios (BRIERLEY e FRYIRS, 2005). A relevância do enfoque que esta pesquisa propõe prende-se à busca de uma visão integrada dos processos fluviais envolvidos com a dinâmica hidrológica e ecológica dos rios, ou seja, considera-se que o rio deve ser o ator principal de uma bacia hidrográfica, onde sua história e evolução é a bússola para o desenvolvimento dos planos de bacia.

Nesse sentido, o trabalho tem como objetivo apresentar uma discussão sobre a importância dos estudos de Geomorfologia Fluvial na gestão hídrica, sobretudo na gestão de rios, na elaboração dos planos de bacia, encadeado com informações sobre as Regiões Hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro e dados referentes ao capítulo de diagnóstico do Plano de Bacia da Região Hidrográfica Baía de Guanabara (Figura 1).

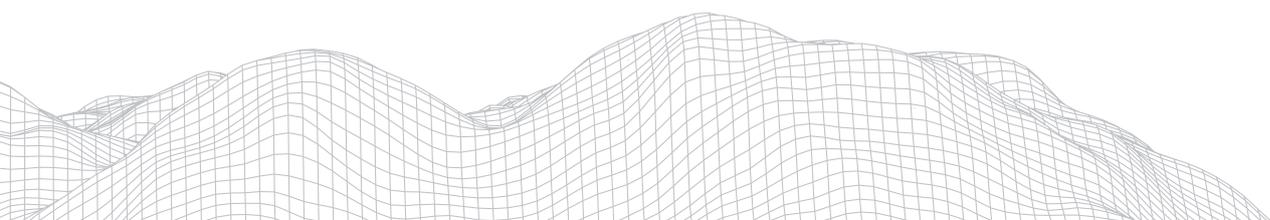




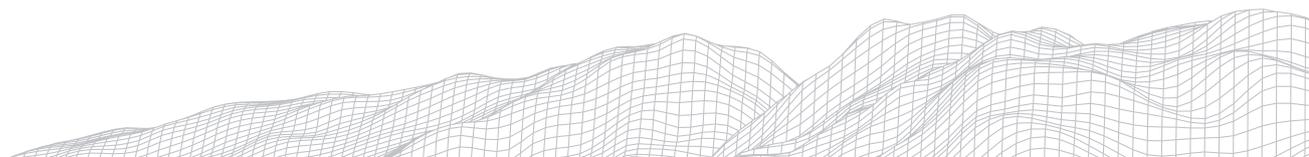
FIGURA 1: Mapa de Localização das Regiões Hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro com destaque para a região hidrográfica analisada no trabalho.
Fonte: Adaptado do INEA.

2. Caracterização da área de estudo

No contexto do Estado do Rio de Janeiro, as Regiões Hidrográficas podem apresentar mais de uma bacia hidrográfica, sendo que suas nascentes, em grande parte, encontram-se no contexto da evolução da Serra do Mar. De forma geral, as bacias hidrográficas são compostas por um conjunto de rochas granítica ou gnáissica associadas à evolução tectônica Meso-cenozóica bastante marcada por falhamentos, que também estão associados aos diferentes períodos geológicos da era Pré-Cambriana (HEILBRON et al, 2004), além de depósitos quaternários que, em grande parte, formam as extensas áreas das planícies aluviais na desembocadura dos rios principais.

O relevo próximo às nascentes dos rios principais das bacias hidrográficas configura-se como muito escarpado, com transição para áreas de morros e colinas até chegar próximo a desembocadura dos rios e configurando as áreas das planícies aluviais (DANTAS, 2000; SILVA, 2002). Essa configuração geológico-geomorfológica estabelece uma diversidade de ambientes fluviais onde a declividade exerce um forte controle em grande parte dos processos fluviais (MARÇAL et al., 2017). A dinâmica do uso e ocupação da terra vem impondo também controles importantes sob a configuração dos processos associados aos rios, sobretudo aos relacionados à retirada da Mata Atlântica desde o século XIX para plantação de café e/ou da cana de açúcar, além das obras de retificação realizadas pelo extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS) nas áreas de baixadas de importantes rios fluminenses.

Essa descrição sobre as características ambientais que configuram grande parte das bacias hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro mostram a importância em se analisar o comportamento dos rios a partir dos fatores controladores sobre a dinâmica de evolução dos rios, sendo a Geomorfologia Fluvial a área que pode contribuir em informar sobre a dinâmica dos processos fluviais e contribuir com informações a serem relacionadas às características hidrológicas e ecológicas.



2654

3. Metodologia

A metodologia aplicada na pesquisa teve como base uma revisão bibliográfica de artigos relacionados à Geomorfologia Fluvial para embasamento teórico e a leitura dos planos de bacia das regiões hidrográficas do estado do Rio de Janeiro, para apresentação de um panorama exemplificado pela seleção de uma região hidrográfica. A escolha da Região Hidrográfica da Baía de Guanabara em particular justifica-se por mostrar uma área densamente populosa no estado e possuir atividades de uso da terra variada (indústrias, agropecuária, etc.) e também pela proximidade da região metropolitana do Rio de Janeiro.

Foram elaboradas tabelas no software Excel, com informações sobre a situação de implementação do Comitê e do plano de bacia e uma abordagem geral sobre as regiões hidrográficas do estado do Rio de Janeiro. Posteriormente, destacou-se informações referentes a Região Hidrográfica Baía de Guanabara em relação à leitura do plano de bacia, sobretudo do capítulo de diagnóstico, analisando a forma de abordagem sobre os estudos abrangidos pela Geomorfologia Fluvial e a escala de abordagem do plano (multiescalar, regional ou local). A tabela aponta as variáveis encontradas no plano de bacia, referentes à análise morfométrica, processos fluviais e monitoramento hidrológico.

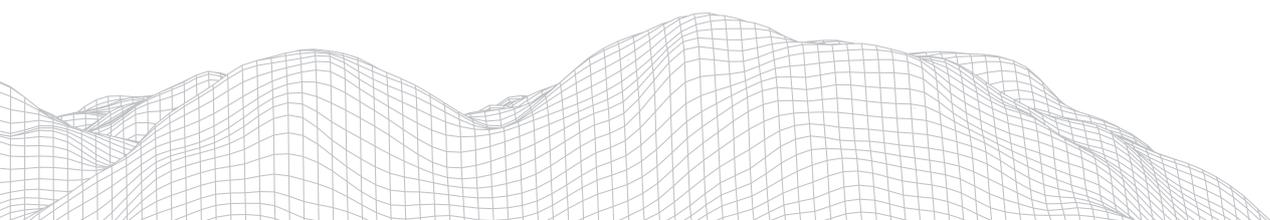
4. Resultados e Discussões

Inicialmente será destacado a importância que os estudos em Geomorfologia Fluvial desempenham para as análises dos rios e suas bacias hidrográficas e conseqüentemente para a gestão hídrica. Em seguida, apresentam-se aqui as formas pelas quais os estudos em Geomorfologia Fluvial são abordados no plano de bacia da Região Hidrográfica da Baía de Guanabara.

4.1. Planos de Bacia e a relação com estudos em Geomorfologia fluvial

Os planos de bacias são instrumentos de planejamento que visam orientar a sociedade e os tomadores de decisões para recuperação, proteção e conservação dos recursos hídricos das bacias ou regiões hidrográficas correspondentes. Podem ser definidos como um conjunto de políticas que tem como objetivo orientar e implementar o gerenciamento de recursos hídricos de um estado ou região (PBAPGO, 2019). Antes de iniciar a elaboração do plano de bacia propriamente dito, é preciso estabelecer alguns acordos de como se dará o processo. Essa fase preparatória pode ser dividida em dois passos, a saber: definição do Termo de Referência (TR), que é o documento utilizado para a contratação de uma equipe ou empresa para a elaboração do plano; e arranjo institucional para acompanhar a execução dos trabalhos, estabelecendo os papéis a serem assumidos por cada instância e as dinâmicas de funcionamento dos trabalhos (ANA, 2013).

A estrutura de um plano de bacia varia de região para região. Entretanto, a base para o desenvolvimento do plano é apresentar capítulos de diagnóstico, prognóstico e planos de ações. O capítulo de diagnóstico apresenta a partir da coleta e tratamento de dados, a caracterização física, biótica, socioeconômica da região ou bacia. O prognóstico apresenta os estudos prospectivos, cenários futuros ou alternativas para as estimativas de demandas e de disponibilidade futuras de água, em quantidade e qualidade, com identificação de conflitos potenciais. O capítulo referente aos planos de ações apresentará diretrizes, metas, programas, projetos ou estratégias, considerando a sustentabilidade hídrica, ambiental e financeira, para colocar em prática os cenários escolhidos na etapa de prognóstico e a implementação do plano.

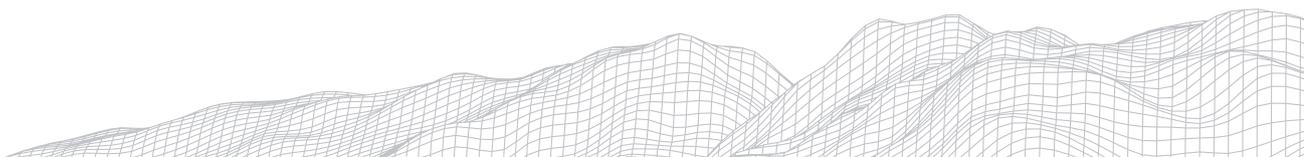


Os planos de bacia se caracterizam por incluir ações de natureza executiva e operacional, em vista de sua perspectiva regional (ou local) (ANA, 2013). Os planos devem ser elaborados e aprovados pelas diferentes instâncias do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos - SINGREH, e na escala da bacia hidrográfica, as agências de bacias são as responsáveis pela elaboração do plano e os comitês de bacia na aprovação do mesmo. Nesse sentido, compreende-se que os rios se constituem como um elemento da natureza provido de processos e agentes que configuram sua trajetória de evolução. Com isso, não é apropriado trabalhar a gestão hídrica pela concepção de que os rios são apenas condutores de água onde apenas seu recurso é destacado para o planejamento. Ou seja, as águas dos rios são um importante recurso natural e devem ser compreendidas no contexto de seu sistema fluvial e da história ambiental de sua bacia hidrográfica, onde as análises em Geomorfologia Fluvial são também fundamentais para informar o comportamento dos processos fluviais (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Entretanto, o que se tem observado, na maioria das vezes, são estudos relativos à gestão hídrica, quando presentes nos planos de bacia não levam em consideração as análises multiescalares dos processos hidrossedimentológicos associados aos estudos ecológicos. Grande parte desses estudos, inclusive, apresentam apenas aspectos de parâmetros morfométricos de forma descritiva e desarticulada dos fatores controladores associados à dinâmica dos processos fluviais, carecendo de análise e integração com os outros componentes do meio físico e, obviamente, com aspectos do meio biótico e antrópico.

O desenvolvimento dos estudos em Geomorfologia Fluvial é fundamental para compreender a complexidade dos processos atuantes nos sistemas fluviais, uma vez que sob múltiplas escalas, os rios necessitam ser analisados de forma integrada. A partir da perspectiva geomorfológica, a gestão de rios deve ser realizada com base na tomada de decisão que abrange uma visão sistêmica e integrada com os processos associados, considerando as características de cada bacia e de cada canal, refletindo a trajetória de ajuste dos rios e dos valores da própria sociedade perante os seus recursos naturais (HOOKE, 2003; BROOKES, 1987; MARÇAL e LIMA, 2016).

O estado do Rio de Janeiro está dividido em nove Regiões Hidrográficas criadas a partir da resolução CERHI-RJ nº 107 de 22 de maio de 2013, onde cada uma apresenta o seu comitê de bacia já implementado (Quadro 1).



QUADRO 1

Panorama sobre as Regiões Hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro

Regiões Hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro		
RH	Comitê/Plano	Abordagem Geral da Região
RH I - Baía da Ilha Grande	O comitê foi instituído no dia 7 de outubro de 2011, pelo Decreto Estadual nº 43.226/2011. O plano de bacia foi concluído e aprovado em 06/12/2019, na 49ª Reunião Ordinária do Plenário do Comitê da Baía da Ilha Grande.	É a baía mais conservada do estado do RJ. Essa região hidrográfica tem a característica de ser formada por bacias costeiras, é um território marcado por diversos conflitos pelo uso dos recursos naturais. Possui grande diversidade em sua base econômica.
RH II - Guandu	O comitê existe, oficialmente, a partir do Decreto Estadual - RJ nº 31.178, publicado em 3 de abril de 2002. O plano de bacia foi concluído e aprovado no dia 06/12/2018, na 4ª Reunião Ordinária do Plenário do Comitê Guandu-RJ.	A bacia possui uma série de problemas decorrentes da forma do uso e ocupação do solo e gestão dos seus recursos hídricos. A RH II está interligada com a bacia do rio Paraíba do Sul através da Estação Elevatória de Santa Cecília.
RH III - Médio Paraíba do Sul	O comitê foi instituído no dia 11 de setembro de 2008, pelo Decreto Estadual nº 41.475. O Caderno de Ações - Área de Atuação da AMPAS do Plano de Recursos Hídricos do Comitê de Integração da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul - CEIVAP é o documento orientador. O plano de bacia está sendo atualizado.	Nesta região hidrográfica situa-se o segundo maior parque industrial da bacia do rio Paraíba do Sul. Destaca-se também a existência das estruturas hidráulicas responsáveis pela derivação de parte da água do rio Paraíba do Sul para o Complexo Hidrelétrico de Lajes e posteriormente, para a bacia do rio Guandu, na parte fluminense, responsável pelo abastecimento de grande parte da Região Metropolitana do Rio de Janeiro.
RH IV - Piabanha	A criação do comitê foi aprovada pelo CERHI em 13 de novembro de 2003, sendo reconhecido e qualificado pelo Decreto Estadual nº 38.235, em 14/09/2005. O documento orientador atualmente é o caderno de ações - Área de Atuação Piabanha de 2009. O plano de bacia está sendo atualizado.	A abundante cobertura vegetal da região hidrográfica vem sofrendo uma redução significativa em função da expansão de áreas urbanas e agrícolas. A bacia do rio Piabanha é uma das bacias entre as grandes sub-bacias formadoras do rio Paraíba do Sul.
RH V - Baía de Guanabara	O comitê foi instituído pelo Decreto Estadual nº 38.260 de 16 de setembro de 2005. O Plano Diretor de Recursos Hídricos da Baía de Guanabara foi elaborado e concluído em 2005.	A RH possui muitos dos seus corpos d'água em nível avançado de degradação qualitativa, incluindo seus sistemas lagunares, comprometidos em grande parte pelo lançamento de efluentes domésticos sem tratamento. O fato de estar situado em uma região metropolitana densamente povoada com baixos níveis de tratamento de efluentes, acelera a degradação ambiental.
RH VI - Lagos São João	O comitê foi criado pelo Decreto Estadual 36.722, de dezembro de 2004. O Plano da Bacia Hidrográfica da Região dos Lagos e do Rio São João foi elaborado em junho de 2005, mas os tomos IV, V, VI, VII, VIII não foram concluídos.	Nesta RH muitos rios e riachos foram canalizados, barrados e/ou retificados com o objetivo de controlar as cheias nas áreas de baixada. Parte significativa da vegetação ribeirinha foi substituída por atividades agropecuárias e grande quantidade de esgoto sanitário sem tratamento foi lançado nos corpos hídricos da região.
RH VII - Rio Dois Rios	A criação do comitê foi aprovada pelo CERHI em 13 de novembro de 2003, sendo reconhecido e qualificado pelo Decreto Estadual nº 41.472, de 11 de setembro de 2008. O Caderno de Ações - Área de Atuação Rio Dois Rios, de 2009, é o documento orientador atualmente. O plano de bacia está sendo atualizado.	A RH possui característica serrana e encostas com alta declividade. A sinergia entre a topografia acidentada e o desmatamento da vegetação, eleva a vulnerabilidade natural à erosão. Em função desses fatores, eventos de deslizamentos e inundações são comuns.
RH VIII - Macaé e das Ostras	O comitê foi instituído pelo Decreto Nº 34.243 de 04 de novembro de 2003. Concluído o Relatório Síntese que compõe o Plano de Recursos Hídricos da Região Hidrográfica Macaé e das Ostras em fevereiro de 2014.	Concentra o maior parque industrial petrolífero do Estado do RJ. As alterações ambientais produzidas na bacia do rio Macaé e das Ostras, agravadas pela reutilização de trechos expressivos de rios, geram impactos em todos os ecossistemas da região, inclusive nas áreas urbanas, como na cidade de Macaé.
RH IX - Baixo Paraíba do Sul e Itabapoana	O comitê foi instituído pelo Decreto Estadual nº 41.720, de 03 de março de 2009. O Caderno de Ações - Área de Atuação da GT FOZ é o documento orientador atualmente, o plano de bacia da região está sendo atualizado.	Nesta RH, um dos principais problemas relativos aos recursos hídricos é a insuficiência do tratamento dos esgotos sanitários e a disposição final imprópria dos resíduos sólidos urbanos. Atualmente, os rios e sistemas lagunares da região estão com qualidade muito comprometida.

Fonte: Elaboração Própria, 2021.

Se espera, contudo, que os estudos de Geomorfologia Fluvial devam ser encontrados principalmente no capítulo de diagnóstico, mas integrando-se com os demais capítulos. A partir da leitura dos planos de bacia, o capítulo de diagnóstico das referidas regiões segue critérios de identificação de problemas relacionados aos rios e ao ambiente de forma geral (erosão, assoreamento, enchentes, etc.). Apresentam a condição dos recursos hídricos e capítulos sobre fatores socioambientais e socioeconômicos. Entretanto, não há uma relação direta e específica com os estudos sobre Geomorfologia Fluvial, sendo esses estudos abordados de forma desarticulada, e em várias escalas espaciais.

Observa-se, portanto, que nos diagnósticos dos planos de bacia das regiões hidrográficas do estado do Rio de Janeiro são enfatizados, em sua maior parte, os estudos e análises sobre a questão hidrológica das bacias hidrográficas, sobretudo em relação às vazões, muito com visão utilitarista sobre os rios. Ressalta-se que as análises hidrológicas são fundamentais para os estudos e diagnósticos relacionados às questões de segurança, prognósticos e planejamentos hídricos. Porém, o que se evidencia nos planos de bacia é a ausência dessas análises relacionadas a estudos em geomorfologia fluvial para se ter um planejamento que considere os ajustes e as mudanças que os processos fluviais apresentam em diferentes cenários temporais.

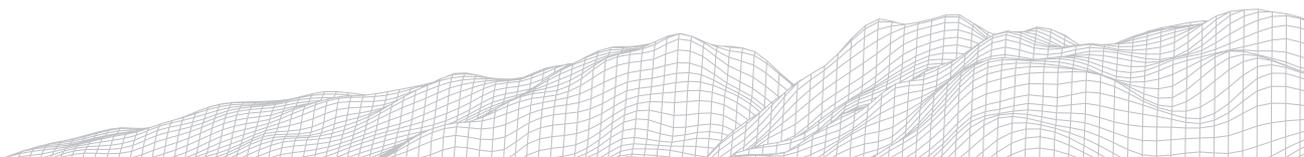
4.2. Plano de Bacia da Região Hidrográfica da Baía de Guanabara - RH V

O Plano de Recursos Hídricos da Região Hidrográfica da Baía de Guanabara está em processo de atualização e a conclusão está prevista para o final deste ano de 2021. O Plano de bacia atual se intitula como Plano Diretor de Recursos Hídricos, foi concluído em 2005 e é composto por 12 capítulos. Observa-se um plano bem estruturado, apresentando informações sobre a região de forma satisfatória. Ao fazer a leitura do capítulo de diagnóstico, as questões relacionadas aos estudos em geomorfologia geral, possui apenas um relato descritivo e sucinto sobre os domínios geomorfológicos que compõem a área da Região Hidrográfica.

Sobre os estudos relacionados à Geomorfologia Fluvial, são citadas de forma breve no tópico de geomorfologia do plano, acerca das características gerais das redes de drenagem da região, sendo essas divididas em seis compartimentos de acordo com a sua conformação geomorfológica (Bacias Urbanas do Leste, Compartimento das Bacias do Leste, Bacias do Nordeste, Compartimento Central, Compartimento Noroeste e Bacias Urbanas do Oeste da RHBG). As redes de drenagem são destacadas pelos seus principais rios, como os rios Caceribu, Iguacu e Guapi-Macacu. Além disso, em cada subtópico dos compartimentos geomorfológicos foram citados parâmetros de análise morfométrica referente a densidade de drenagem e de processos fluviais sobre o padrão de drenagem e padrão de canal.

O plano possui um subtópico sobre a fluviologia da região no tópico Recursos Hídricos de Superfície, descrevendo as redes hidrográficas das principais bacias que contribuem diretamente para a Baía de Guanabara. As contribuições mais expressivas, quanto ao deflúvio vêm dos rios que nascem ao norte e nordeste, nas escarpas da Serra do Mar, e deságuam no fundo da baía. Essas redes hidrográficas foram divididas em 39 unidades de bacias hidrográficas onde 12 se destacam. Nesse tópico é relatado de forma sucinta a descrição das principais características físicas das bacias e dos rios principais, mencionando parâmetros de análise morfométrica como a área da bacia, forma da bacia, comprimento do canal, densidade de drenagem e também sobre o regime de fluxo (Quadro 2).

O tópico Atividades Degradadoras cita o problema da erosão fluvial, relacionada às declividades mais acentuadas da região e de deposição dos sedimentos, devido a área estar no baixo curso dos rios. É colocado que essa problemática ocorre em razão da retificação das calhas, que rompe os diques marginais e resulta nesses eventos erosivos.



Outro aspecto referido no plano é sobre as modificações sofridas devido à ação antrópica em vários rios pertencentes à bacia. Muitos rios foram canalizados e desviados, como o caso do rio Caceribu que fazia parte da bacia hidrográfica do rio Macabu e foi desviado para o rio Guapimirim. Assim com a crescente ocupação nas margens, traz a problemática de assoreamento das calhas fluviais, que podem representar grande potencial para a ocorrência de enchentes.

QUADRO 2

Variáveis sobre estudos de Geomorfologia Fluvial do Plano de Bacia RH Baía de Guanabara.

Região Hidrográfica Baía de Guanabara				
Estudos sobre Geomorfologia Fluvial	Variáveis Observadas	Escala Abordada		
		Multiescalar	Regional	Local
Análise Morfométrica	Densidade de Drenagem Área da Bacia Forma da Bacia Comprimento do Canal			
Processos Fluviais	Padrão de Drenagem Padrão de Canal Erosão Fluvial			
Monitoramento Hidrológico	Vazão Regime de Fluxo			

Fonte: Elaboração Própria, 2021.

Tanto o conteúdo examinado de forma geral como as variáveis observadas no plano de bacia da Região Hidrográfica da Baía de Guanabara contribuem em grande parte para o conhecimento da distribuição de água na bacia hidrográfica, ou seja, configura-se como base para as questões hidrológicas no sentido de atender as demandas da região, visto que essa apresenta um alto índice demográfico. Entretanto, observa-se que não há estudos aprofundados referentes à Geomorfologia Fluvial, o que se constata são algumas poucas variáveis citadas de forma descritiva e sintética sem apresentar análises de comportamento dos processos fluviais e a forma como essa informação pode e deve ser relacionada de maneira multiescalar com as informações de caráter hidrológica, sedimentológica e ecológica, a fim de compreendermos a trajetória de evolução dos processos associados à evolução dos rios.

5. Considerações Finais

Os rios devem ser compreendidos pela dinâmica dos processos fluviais associados, onde o comportamento e as mudanças a que estão sendo submetidos devem refletir sua trajetória de evolução. No entanto, o que se observa nos planos de bacia, em seus respectivos estudos de diagnóstico, são análises voltadas apenas para informações relacionadas a distribuição de água no contexto da bacia hidrográfica, sem relacioná-las com a relação água e sedimento, ou seja, com os processos geomorfológicos fluviais.

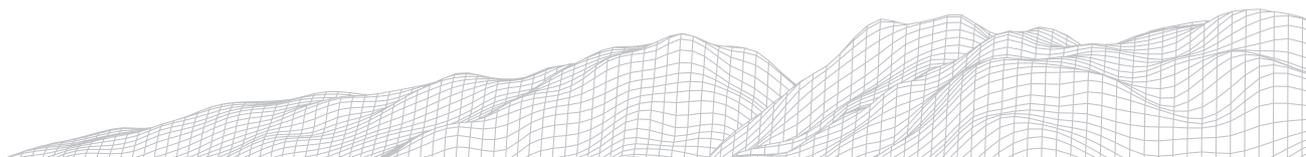
Quando os estudos em Geomorfologia Fluvial são relatados nos diagnósticos, aparecem de forma muito concisa, resumida e sem a devida associação com os processos hidrossedimentológicos. Assim, percebe-se que a Geomorfologia Fluvial não é abordada de maneira integrada nos planos de bacia fluminense.



Dessa forma, considera-se que trabalhar com os rios requer análises multidisciplinares onde a Geomorfologia Fluvial, juntamente com os estudos hidrossedimentológicos e ecológicos associados aos sociais e econômicos são fundamentais para o processo de gestão hídrica.

Referências

- ANA. **Planos de recursos hídricos e enquadramento dos corpos de água**. Brasília, 2013.
- BRIERLEY, G. J; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. 2005.
- BROOKES, A. **Restoring the Sinuosity of Artificially Straightened Stream Channels**. Environmental Geology and Water Science, v. 10, p. 33-41, 1987.
- CONSÓRCIO ECOLOGUS-AGRAR. **Plano Diretor de Recursos Hídricos da Região Hidrográfica da Baía de Guanabara**. 2005.
- DANTAS, M. E. **Biblioteca de padrões de relevo: carta de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundação**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2016.
- HEILBRON, M; PEDROSA-SOARES, A. C; NETO, M. C. C; SILVA, L. C; TROUW, R. A. J; JANASI, V. A. **Provincia Mantiqueira**. Cap XIII. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 2004. Editora: Beca, São Paulo.
- HOOKE, J. **Coarse Sediment Connectivity in River Channel Systems: a Conceptual Framework And Methodology**. Geomorphology, v. 56, n. 1-2, p. 79-94, 2003.
- MARÇAL, M. S; LIMA, R. N. S. **Abordagens Conceituais Contemporâneas em Geomorfologia Fluvial**. Espaço Aberto (UFRJ), v. 6, p. 17-33, ISSN: 2237-3071, 2016.
- MARÇAL, M.S.; BRIERLEY, G.; LIMA, R. **Using geomorphic understanding of catchment-scale process relationships to support the management of river futures: Macae Basin, Brazil**. Applied Geography 84, p. 23-41, 2017.
- MOROZ, I. C. **A Contribuição dos Estudos de Geomorfologia Fluvial e Recursos Hídricos para Planos de Manejo de Unidade de Conservação**. In: VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia - VIII SINAGEO, 2010, Recife.
- PBAPGO. **O que é um Planejamento de Recursos Hídricos?** Planos de Bacias dos Afluentes do Paranaíba do Estado de Goiás, 2019. Disponível em: <http://pbapgo.meioambiente.go.gov.br/?p=1930>. Acesso em: junho de 2021.
- SANTANA, C. I; MARÇAL, M. S. **Identificação de Estilos Fluviais na Bacia do Rio Macabu (RJ) a serem aplicados na Gestão dos Recursos Hídricos**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 13, p. 1886-1902, ISSN 0104-5490, 2020.
- SILVA, L.C. DA. **Manejo de Rios Degradados: Uma revisão Conceitual**. 2010. Revista Brasileira de Geografia Física 03.
- SILVA, L. D.; CUNHA, H. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM): Brasília, 2002.94 p.



A RELAÇÃO ENTRE O SPI E TWI COM A ESTABILIDADE LATERAL NO RIACHO DO TIGRE, SEMIÁRIDO PARAIBANO

2661

Camilla Jerssica da Silva Santos

Universidade Estadual da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, 58051-900

E-mail: camilla.jerssica@hotmail.com

Jeferson Mauricio Rodrigues

Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, 58051-900

E-mail: Jefersonmrgeo@gmail.com

Jonas Otaviano Praça de Souza

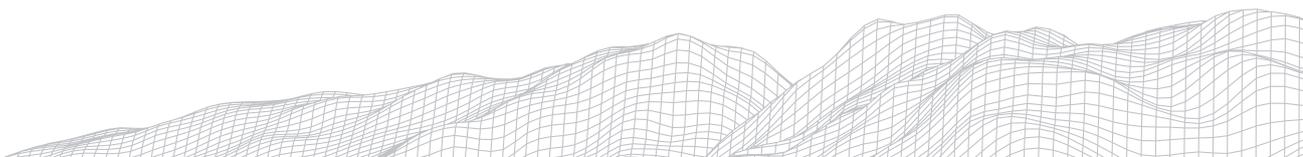
Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, 58051-900

E-mail: Jonasgeoufpe@yahoo.com.br

Resumo

Este trabalho tem como objetivo relacionar os índices de energia de fluxo com acumulação e estabilidade lateral no riacho do Tigre, semiárido paraibano, tendo em vista a necessidade de aplicação de modelagem hidrossedimentológica para identificação de áreas com potencial erosivo ou deposicional em terras secas. Nesse sentido, foram aplicadas e relacionadas as propostas metodológicas de Tagil e Jennes (2008), Sorensen (2006) e Thien (1979). Sendo assim, após a geração dos dados de gabinete e um campo de coleta e confirmação de dados, foi possível relacionar as informações e identificar que as áreas de cabeceira do riacho do Tigre são zonas de produção e transporte de material sedimentar, com média estabilidade lateral, atribuindo a estas áreas moderada capacidade de ajuste. Todavia, o baixo curso do riacho do Tigre é marcado por áreas com potencial de acumulação de sedimentos e baixos valores de energia, dando-lhe um caráter deposicional com baixa estabilidade lateral.



1. Introdução

Nos processos de alterações laterais das margens fluviais e o entendimento do seu mecanismo de atuação é fundamental para a explicação da evolução dos diversos elementos da dinâmica fluvial. Para Hooke (1979), a evolução da migração lateral acontece em curto período de tempo, comparativamente a muitos outros processos geomorfológicos, mostrando assim a importância de conhecimentos sobre a estabilidade lateral dos canais, a fim de possibilitar o planejamento adequado no que concerne ao uso e ocupação das margens. O fenômeno de alargamento e migração dos canais fluviais é facilitado e acompanhado da erosão lateral que é um processo que ocorre naturalmente em todos os cursos de água. Esse processo resulta do dinamismo natural que caracteriza todos os rios, traduzindo-se numa constante adaptação do rio e numa busca incessante por novos estados de equilíbrio.

Dentro desse contexto, a organização dos processos fluviais tende à estabilidade, que apresenta condições que não são rígidas, já que variam de acordo com as características endógenas de cada sistema fluvial, bem como as interferências exógenas. Esses elementos irão

gerar diferenciações na capacidade de ajuste lateral e, conseqüentemente, na morfologia do canal. Contudo, a estabilidade lateral do canal vai depender diretamente de sua resistência, sendo controlada pela composição e disposição do material das margens, assim como da cobertura e uso das mesmas (FRYIRS e BRIERLEY, 2013; MAGALHÃES, 2010).

A energia do fluxo do canal seria outro elemento-chave de controle para a estabilidade

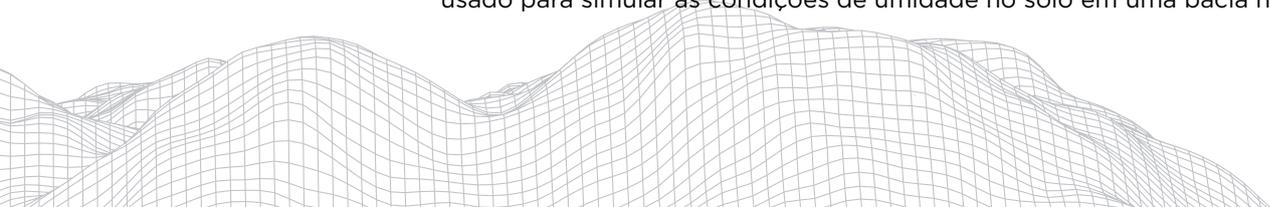
das margens, pois as mudanças dos níveis de fluxo podem refletir a distribuição da energia pelo canal. Isso simboliza que a energia do fluxo estará distribuída pela bacia através da posição do trecho analisado, de modo que nos trechos de maior fluxo e gradiente no canal ela irá atingir níveis mais altos. A variação da energia na bacia irá refletir os diferentes tipos de materiais depositados, incluindo os depósitos de leito e de margem, influenciando a estabilidade do canal. Dessa forma, qualquer ajuste à distribuição do fluxo de sedimentos ou energia que altere o material – como, por exemplo, os eventos de extrema vazão – pode modificar a estrutura geomorfológica do canal fluvial.

As análises digitais de terreno permitem gerar modelos de análise da superfície sem a necessidade de campos exaustivos, o que minimiza o tempo e os gastos de uma pesquisa. Atributos primários são calculados diretamente dos dados de elevação. Estes processamentos incluem aspecto, declividade, acumulação de fluxo, entre muitos outros (DANIELSON, 2013).

O *Stream Power Index* (SPI) é um índice utilizado para mensurar as forças de ação hidrológica atuante em canais fluviais. Atualmente, este índice vem sendo muito utilizado pelo fato dos modelos digitais de elevação permitirem os processamentos necessários para gerar os dados de energia de fluxo, abrindo oportunidades para novas investigações dos processos e formas fluviais.

De acordo com Wilson e Lorang (2000) o SPI é uma mensuração do poder erosivo, associado a inclinação da superfície, onde em áreas convexas ocorrem os processos de erosão e nas áreas côncavas ocorrem os processos agradacionais.

Outro modelo que pode analisar as análises hidrológicas é o índice de umidade topográfica (*Topographic Wetness Index* – TWI) que é frequentemente usado para simular as condições de umidade no solo em uma bacia hidrográfica,



como também, é o indicador mais comumente utilizado para o teor de umidade estática. É importante salientar que o TWI tem apenas o significado físico baseado em escoamento que flui por gravidade e não considera outros fatores, apenas acumulação de fluxo e declividade (MA, 2010).

Nessa perspectiva, o objetivo desta pesquisa é analisar a relação entre os modelos SPI TWI (como indicadores de energia de fluxo e acumulação) com dados de estabilidade lateral em 6 pontos na bacia hidrográfica do Riacho do Tigre, semiárido paraibano.

2. Metodologia

Caracterização da Área

A bacia em estudo está inserida em um arcabouço de fatores físicos e sociais semelhantes à grande parte do Semiárido nordestino, sendo representativa em relação às bacias de cabeceiras. O riacho do Tigre faz parte da drenagem do rio Paraíba, apresentando área com cerca de 564 km², estando localizado no município de São João do Tigre (PB), que encontra-se completamente inserido na unidade de relevo do Planalto da Borborema. A parte mais elevada da área de estudo encontra-se na zona dos maciços remobilizados do domínio transversal, enquanto que a parte baixa está situada na depressão intraplanáltica paraibana (CORRÊA et al, 2010). Na figura 1 é representada a localização da área de estudo, seu sistema de drenagem e o respectivo Modelo Digital de Elevação (MDE).

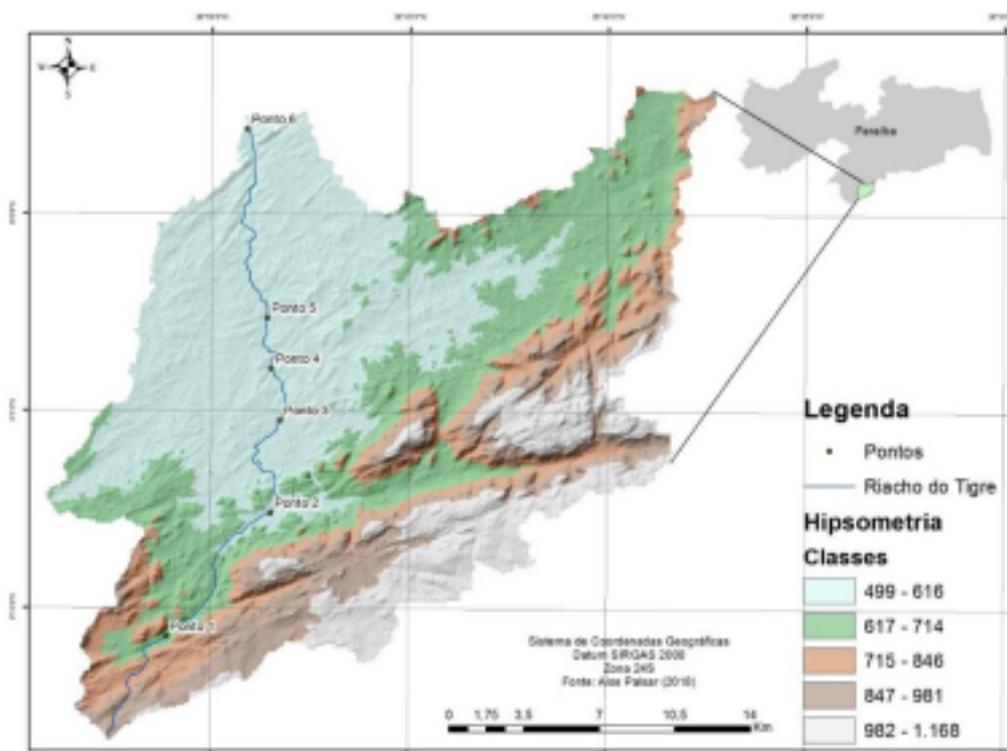
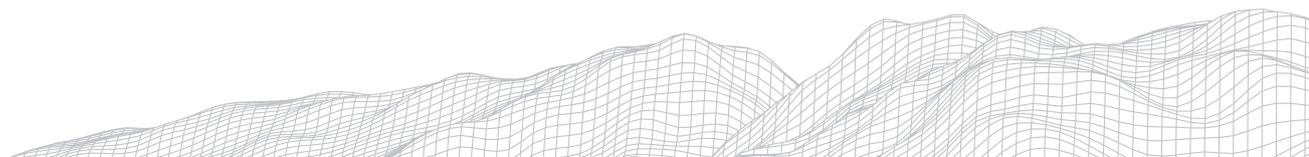


Figura 1 - Mapa de localização da bacia hidrográfica do riacho do Tigre. Fonte: Autoral (2020).

A amplitude altimétrica, como se vê, é de aproximadamente 669 m, com o ponto mais baixo a 505 m, e, o mais alto, a 1174 m de altitude. O limite sul da bacia hidrográfica estudada coincide com a divisa entre os estados da Paraíba e Pernambuco. Esses pontos correspondem às cotas mais elevadas e que, por isso, interpõem-se à passagem de umidade vinda do sul, como uma barreira orográfica,



provocando um déficit pluviométrico significativo na porção paraibana. Isso é responsável por impor forte contraste na configuração das paisagens de um e outro estado.

Na face pernambucana da elevação, a vegetação apresenta-se mais densa e diversificada, o solo mais úmido e a temperatura mais amena e, quando se transpõe a divisa na direção Sul Norte, alguns quilômetros são suficientes para se constatar a mudança na paisagem, a caatinga mais esparsa e seca, e o solo pedregoso.

Procedimentos Metodológicos

Os dados primários utilizados nesta pesquisa são as imagens SRTM do Alos Palsar de 12,5 m obtidos através da plataforma *Alaska Satellite Facility*. Posteriormente, através do MDE foi gerado alguns dados secundários, como a direção de fluxo e fluxo acumulado em ambiente SIG (ArcGis 10.5), dados estes necessários para geração de energia de fluxo e acumulação em topografia.

Para gerar os dados de energia de fluxo (*Stream Power*) foi utilizada a proposta de Tagil e Jenness (2008), que utiliza os dados de área de acumulação e a declividade em graus, como visto na seguinte equação:

Onde A_s é a área de contribuição e B é a declividade em graus.

Para gerar os dados de acumulação e umidade em topografia (TWI) foi utilizada a proposta de Sorensen (2006), que também utiliza os dados de área de contribuição e declividade, mas de forma diferente:

)

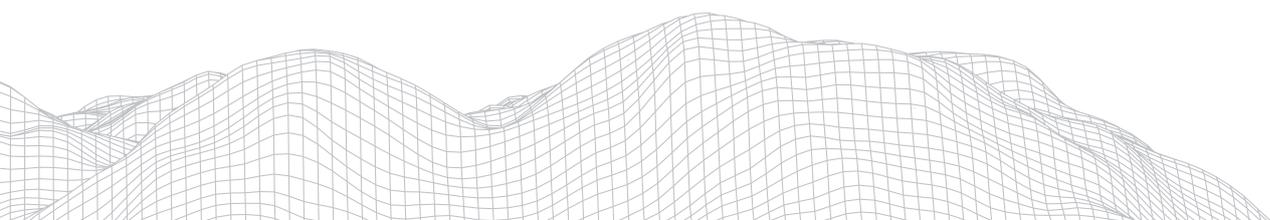
Nessa perspectiva, a relação entre os dados de acumulação e declividade é um resultado divisório que é convertido em logaritmo natural.

Após gerar os dados de SPI e TWI, foram extraídos os valores destas variáveis para o riacho do tigre e plotados ao perfil longitudinal, no intuito de entender como estes índices se comportam de acordo com as variações de altitude e extensão. Também foram plotados no gráfico os pontos de amostragem de estabilidade lateral do riacho do tigre no intuito de identificar os valores de energia de fluxo e acumulação em cada ponto de análise.

A análise de estabilidade lateral teve como base os passos metodológicos seguindo por Santos e Souza (2020), foi realizada através de campos de coleta de dados e informações. Dois fatores são essenciais para a análise da estabilização da margem fluvial: materiais que compõem as margens e vegetação associada.

Sendo assim, nessa identificação foram realizados em campo os testes de consistência e de textura e análise da vegetação associada. Foi feita uma identificação do material constituinte - rochoso ou sedimentar - e, no caso de material sedimentar, foram realizados testes de consistência em diversos pontos da bacia hidrográfica com base no Manual Técnico de Pedologia do IBGE (2007). A textura do material das margens foi exercida com base no diagrama de fluxo

para identificação da textura de Thien (1979 apud CAVALCANTI, 2014), que estabeleceu um diagrama de fluxo para identificação da textura através da análise das sensações.



Em um segundo momento foi analisado a cobertura e o uso associados às margens fluviais. Foram identificadas as formas de crescimento (herbácea, arbustiva e arbórea) e a cobertura vegetal (fechada, aberta e esparsa) a partir da base metodológica de Cavalcanti (2014), aplicadas por meio da visita de campo e também pela análise das imagens de satélite.

3. Resultados e Discussões

De acordo com a figura 2, os locais de maior energia de fluxo estão intimamente associados às áreas de maior inclinação da superfície, o que implica dizer que as zonas de pé de serra e de cabeceira de drenagem apresentam propensão à picos de energia de fluxo. Em contrapartida, as zonas de maior acumulação de fluxo estão intimamente associadas às zonas planas ou suave onduladas da bacia hidrográfica, ou seja, são nas cotas mais baixas onde estão inseridos os locais de acumulação de umidade e sedimentos da bacia.

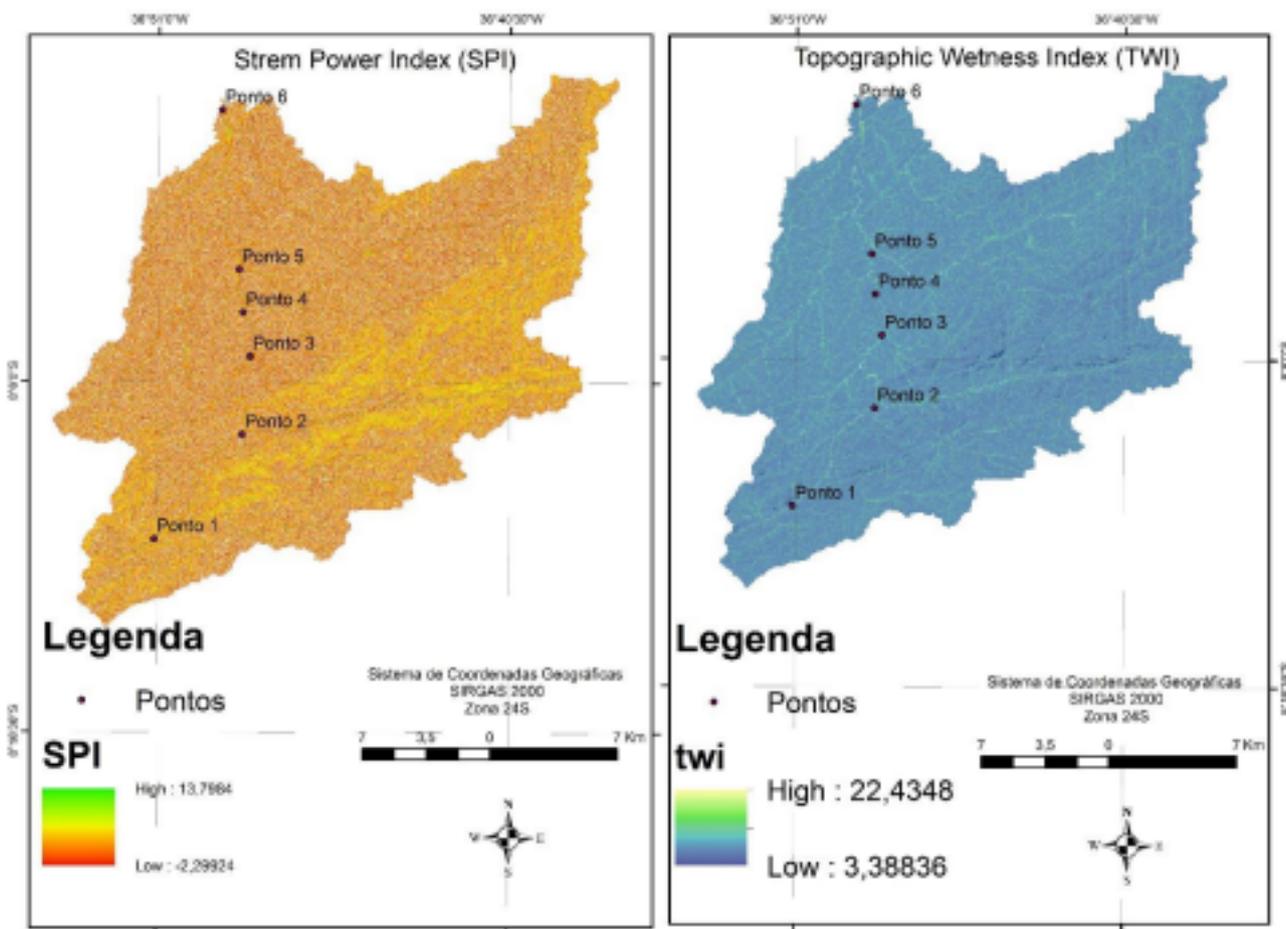
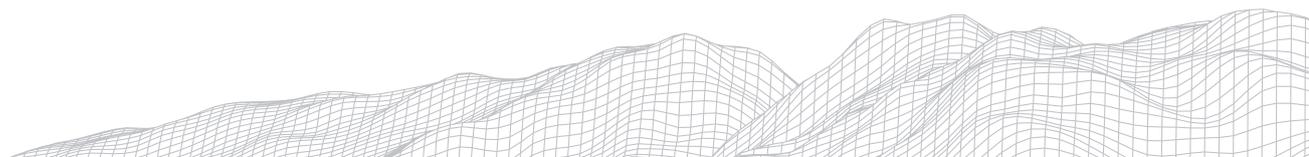


Figura 2 - Variáveis de análise hidrológica do riacho do Tigre. Fonte: Autoral (2020).

De modo geral, a bacia do riacho do Tigre apresenta fortes variações de energia de fluxo em superfície e discrepância de zonas de acumulação de umidade e material sedimentar. Todavia, ao passar de escala de bacia para escala de canal no trabalho, identificou-se que a variação de energia de fluxo e acumulação não são tão acentuadas como se vê no contexto geral da bacia hidrográfica. De acordo com a figura 3 os locais que apresentam maior energia de fluxo estão situados nas áreas de cabeceira da bacia, onde estão localizados os pontos mais íngremes (Figura 3). De modo contrário, nessas áreas de cabeceira é onde estão localizadas as áreas com menos potencial de acumulação de umidade e sedimentos do riacho do Tigre (Figura 4).



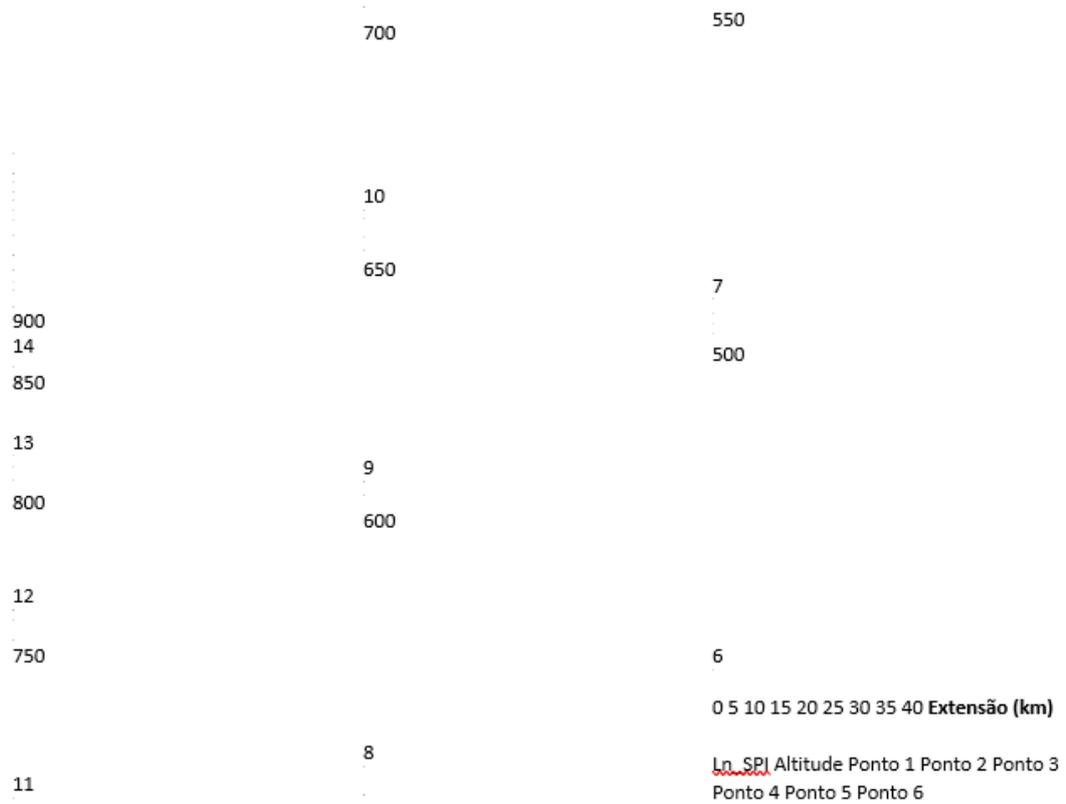
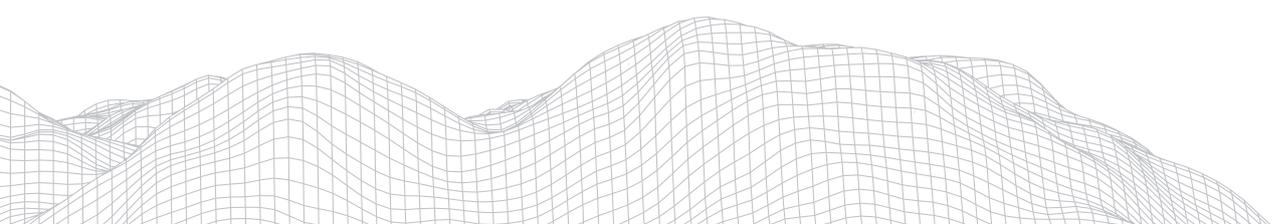


Figura 3 - SPI plotado ao perfil longitudinal do riacho do Tigre. Fonte: Elaborado pelos autores (2020).



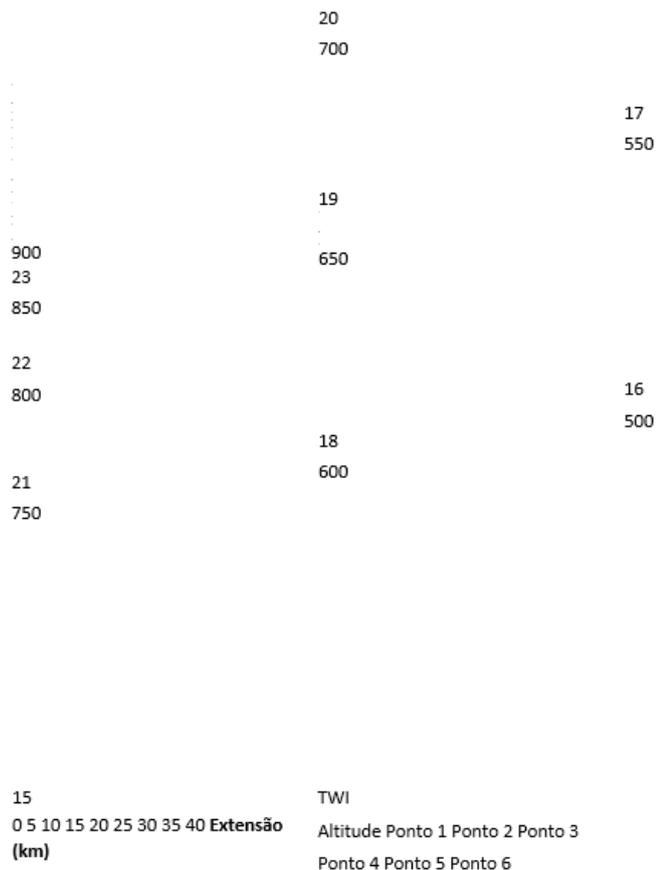
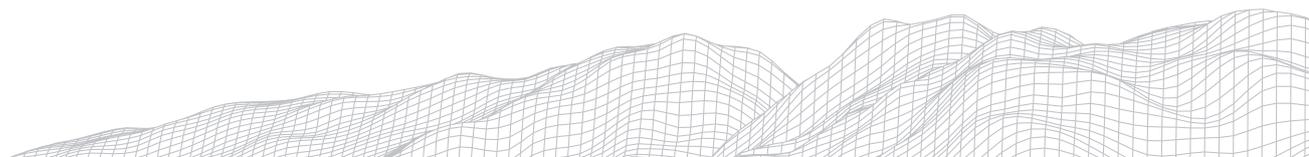


Figura 4 - TWI plotado ao perfil longitudinal do riacho do Tigre. Fonte: Elaborado pelos autores (2020). Tendo em vista que nas áreas de cabeceira é onde ocorrem os maiores índices de energia de fluxo e menores índices de acumulação, pode-se inferir que nesta zona de cabeceira é onde ocorrem os processos erosivos da bacia que se estende até o ponto 3, localizado próximo ao médio curso. A partir do 4º ponto de análise observa-se uma redução nos valores de energia de fluxo e aumento nos índices de acumulação, o que permitiu inferir que neste ponto ocorre o início dos processos deposicionais do riacho do Tigre.

Outro fator de análise foi a estabilidade lateral dos pontos analisados. De acordo com a tabela 1, os locais de média estabilidade são iniciados nos pontos de cabeceira e se estendem até o 4º ponto de coleta. Nesse sentido, os locais de maior energia de fluxo possuem indicativos que podem desencadear processos erosivos e de transporte que modelam a paisagem fluvial nos 3 primeiros pontos de análise com maior frequência.



Já nos 3 últimos pontos ocorre uma variação na estabilidade das margens, tendo em vista que no 5º ponto ocorre um aumento na energia de fluxo em

Hipsometria (m) SPI (W) TWI

Resistência Estabilidade

<i>Ponto 1</i>	660	19,3	12,6	Alta	Media
<i>Ponto 2</i>	595	20,4	11,9	Baixa	Media
<i>Ponto 3</i>	577	21,1	11,8	Media	Media
<i>Ponto 4</i>	556	21,3	10,8	Media	Media
<i>Ponto 5</i>	549	21,5	11,2	Media	Baixa
<i>Ponto 6</i>	502	22,1	7,4	Media	Alta

relação ao 4º ponto, como também, é neste ponto onde ocorre o maior índice de acumulação de fluxo, o que implica em uma maior disponibilidade de material sedimentar associado ao incremento na energia de fluxo, propiciando a geração de uma área com maior propensão à mobilidade e alteração da morfologia.

TABELA 1 - Relação entre índices e estabilidade lateral do riacho do Tigre. Fonte: Autoral (2020).

Para os trechos fluviais que estão classificados com resistência alta, apresenta como ponto primordial uma margem composta de material rochoso ou argiloso quando também apresenta uma cobertura vegetal densa nas margens, no qual a principal característica dessas áreas, esta localizado nas áreas serranas da bacia de aspectos úmidas e subsumido. Já nos canais de resistência média, as maiores partes apresentam margem com textura franca-argilosa, franca

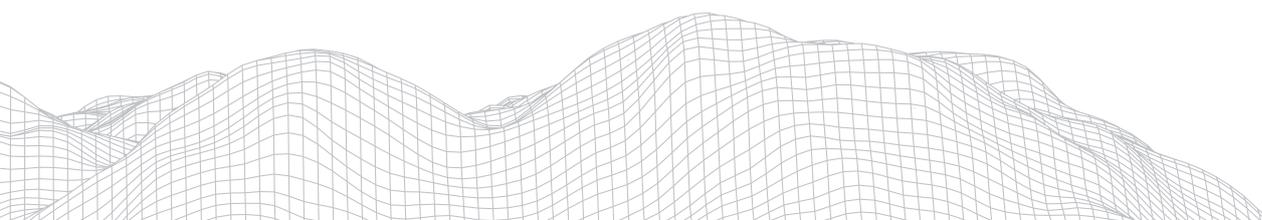
siltosa ou franca-arenosa, pois junto as mesmas há a presença de cobertura vegetal densa contribuir na resistência a erosão mesmo apresentado uma energia do fluxo elevada. Por fim, os trechos classificados como baixa tem como características, as margens que podem ser

compostas de material pouco coeso como os de textura arenosa, franco ou areia-franca, e ainda apresente uma cobertura vegetal espaçada ou degradada.

4. Considerações Finais

Estudos que partam da perspectiva da modelagem são extremamente úteis e permitem uma análise aplicada sobre alguns fatores que são condicionantes de morfologias e processos fluviais, principalmente quando estas pesquisas são referentes a ambientes de terras secas no Brasil, pois tais áreas por mais que sofram com déficit hídrico na maior parte do ano pela falta de uma fonte permanente de água, continuam sendo o semiárido mais populoso do mundo.

O entendimento dos processos fluviais pode ser inferido através de técnicas de geoprocessamento que indiquem zonas ou áreas com propensão a determinado processo geomorfológico, tendo como base dados sobre elementos dos sistemas fluviais.

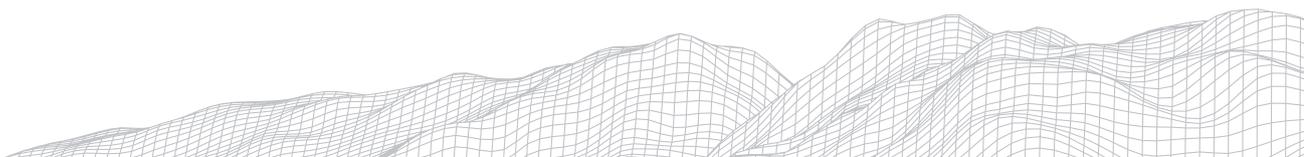


Neste trabalho, foram utilizadas como base as informações/dados de área de captação e declividade, que através de cálculos matemáticos em ambiente SIG permitiram identificar as áreas com maior potencial de serem erosivas ou deposicionais.

Contudo, é importante salientar que o campo continua sendo ferramenta indispensável do profissional que atua na vertente geomorfológica, o que condicionou a busca de dados sobre estabilidade das margens, que reforçou a pesquisa e deu um caráter comprobatório à proposta metodológica aplicada neste trabalho.

5. Referências

- BIZZI, S.; LERNER, D. N. The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes. **River Research and Applications**, S.I., v. 1, n. 31, p.16-27, 2015.
- CAVALCANTI, L.C.S; **Cartografia de paisagens: fundamentos**. São Paulo oficina texto, 2014.
- DANIELSON, T. Utilizing a High Resolution Digital Elevation Model (DEM) to Apply Stream Power Index (SPI) to the Gilmore Creek Watershed in Winona County, Minnesota. **Papers In Resource Analysis**, Winona, v. 15, n. 11, p.1-11, nov. 2013.
- FRYIRS, K. A ; BRIERLEY, G. J. **Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape**, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. 2013.
- HOOKE J.M. An Analysis of the Processes of River Bank Erosion. *Journal of Hydrology*, 42:39-62. 1979.
- IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Manual Técnico de Pedologia 2.ed. Rio de Janeiro, 2007.
- MA, J. *et al.* "An improved Topographic Wetness Index considering topographic position," *2010 18th International Conference on Geoinformatics*, Beijing, 2010.
- MAGALHÃES H.E.S. **Avaliação do estado de potencial erosão das margens de um curso de água. Aplicação a troços estuarinos de rios do norte de Portugal**. Dissertação submetida para especialização em hidráulica. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto. Junho, 2010.
- SANTOS, C.J. S; SOUZA, J.O.P. Análise da Estabilidade Lateral em Trechos Fluviais da Bacia Riacho do Tigre, Semiárido Paraibano. *Revista Caminhos de Geografia*. Uberlândia-MG, v. 21, n. 75, p. 15-33,2020.
- SØRENSEN, R. U.; ZINKO, U.; SEIBERT, J. On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union, 2006.
- TAGIL, S.; JENNESS, J. GIS-Based Automated Landform Classification and Topographic, Landcover and Geologic Attributes of Landforms Around the Yazoren Polje, Turkey. **Journal Of Applied Sciences**, S.I., v. 6, n. 8, p.910-921, out. 2008.
- WILSON, J.P.; LORANG M.S. Spatial Models of Soil Erosion and GIS. *Spatial Models and GIS: New Potential and New Models*, 83-86. 2000.



ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE OS DIFERENTES PARÂMETROS ADIMENSIONAIS UTILIZADOS PARA CLASSIFICAÇÃO MORFODINÂMICA DE PRAIAS ARENOSAS

2671

Silvio Roberto de Oliveira Filho

Universidade Federal Fluminense

E-mail: silviooliveira@id.uff.br

Beatriz Abbade da Mota

Universidade Federal Fluminense

E-mail: beatrizabbade@id.uff.br

Guilherme Borges Fernandez

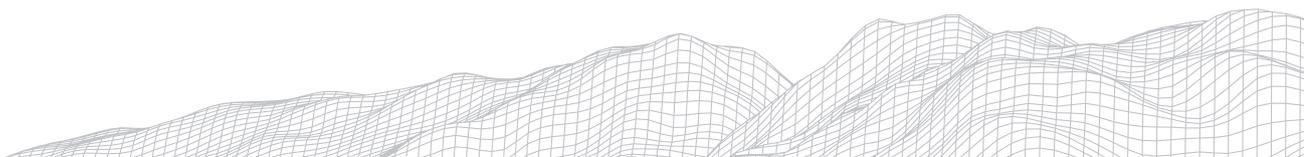
Universidade Federal Fluminense

E-mail: guilhermefernandez@id.uff.br

Resumo

Vários parâmetros adimensionais são utilizados, desde os anos 1980, para classificar estágios morfodinâmicos (refletivo, intermediário e dissipativo). Este artigo teve como objetivo realizar a classificação morfodinâmica de 5 praias da costa fluminense, através dos principais parâmetros adimensionais utilizados na literatura (ϵ , ξ , Ω , Ω_e , Ω/RTR e Δ), e confrontar os resultados com a classificação visual, obtida em campo. Para isso, foram utilizados dados de perfis topográficos transversais à praia e caracterização hidrodinâmica, coletados há pelo menos 10 anos. Esses dados foram inseridos no programa Coastal MD, que retorna os valores de cada parâmetro adimensional. Os dados de saída foram comparados com a classificação visual (curto prazo), e também analisados estatisticamente, para determinar o estado morfodinâmico modal das praias (tendência de médio a longo prazo). O parâmetro Δ apresentou os melhores resultados, seguido do parâmetro ϵ .

Palavras-chave: Geomorfologia costeira; estado modal; perfis de praia; variações morfológicas.



1. Introdução

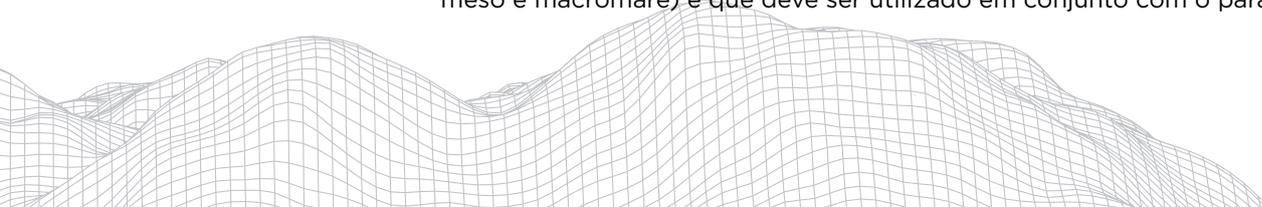
Praias arenosas podem ser definidas como acumulação de sedimentos inconsolidados, retrabalhados e depositados por marés, ondas e correntes costeiras induzidas pelas ondas, em linhas de costa marinhas, lacustres e estuarinas (GÓMEZ-PUJOL; ORFILA, 2020). A ocorrência de praias arenosas independe de fatores latitudinais ou longitudinais, podendo se desenvolver em qualquer local com disponibilidade de sedimentos e espaço de acomodação para deposição sedimentar. As fontes que fornecem sedimentos para a formação de praias podem ser de origem continental, como sedimentos fluviais ou de erosão costeira de falésias; de origem marinha, a partir de sedimentos depositados na plataforma continental, e/ou de origem biológica, relacionados a sedimentos carbonáticos (FLEMMING, 2020).

O estudo da zona costeira através da abordagem morfodinâmica se iniciou na década de 1970, por um grupo de cientistas costeiros da Universidade do estado da Louisiana, que desenvolveram um enfoque holístico observando a interação entre formas (morfologia) e processos (dinâmica) em seus estudos (JACKSON; SHORT, 2020; SHORT; JACKSON, 2013). A definição de morfodinâmica de praia mais citada em estudos costeiros corresponde a de Wright e Thom (1977) onde a morfodinâmica representa o “mutual ajuste entre a topografia e a dinâmica de fluidos envolvendo transporte de sedimentos”. A interação entre processo e resposta ocorre através de mecanismos de retroalimentação positivos e negativos, trabalhando em direção a uma relação de equilíbrio, que raramente é atingida (JACKSON; SHORT, 2020).

Nesse sentido, Wright e Short (1983), Wright e Short (1984) e Wright, Short e Green (1985) desenvolveram um modelo morfológico no qual dados topográficos de sessões transversais e esquemas em planta são integrados e correlacionados com dados hidrodinâmicos das zonas de surfe e espraiamento. Os autores utilizaram diferentes parâmetros adimensionais, criados para outra finalidade, para classificação morfodinâmica de praias arenosas submetidas ao regime de micromaré. Primeiramente, Wright e Short (1983) utilizaram o parâmetro de escala de surfe (ϵ), elaborado por Guza e Inman (1975) para caracterização da zona de surfe em relação a maior (dissipativa) ou menor (refletiva) presença de ondas de borda (*edge waves*). Wright e Short (1984) utilizaram dois parâmetros: o parâmetro de similaridade do surfe (ξ), que segundo Battjes (1974) foi criado por Iribarren e Nogales (1949) para determinar a ocorrência ou não da quebra de onda na zona de surfe; e, o parâmetro adimensional de velocidade de queda (Ω), criado por Gourlay (1968) e Dean (1973). O Ω define seis estágios morfodinâmicos sequenciais, onde os extremos, relacionados a energia, correspondem aos estágios refletivo e dissipativo, com quatro estágios intermediários distintos. Enquanto os estágios refletivo e dissipativo apresentariam baixa ou nenhuma dinâmica morfológica (estabilidade), em decorrência da baixa e alta energia das ondas, respectivamente, os estágios intermediários, em contrapartida, teriam comportamento complexo e instável, tanto transversal quanto longitudinalmente à praia.

Wright, Short e Green (1985) realizaram uma tentativa de relacionar o parâmetro ômega (Ω) com as mudanças entre os seis estados morfodinâmicos, quando criaram o parâmetro ômega de equilíbrio (Ω_e), relacionando os estados morfodinâmicos às condições de equilíbrio, entretanto, esse parâmetro é pouco aplicável pois é necessário o levantamento das características morfológicas da praia durante um período de dias (± 5).

Como o Ω se aplicava somente a praias arenosas com regime de micromaré, Masselink e Short 1993), desenvolveram o parâmetro RTR (*Relative Tide Range*, que pode ser traduzido como amplitude relativa da maré) para classificação morfodinâmica de praias submetidas a qualquer tipo de regime de maré (micro, meso e macromaré) e que deve ser utilizado em conjunto com o parâmetro Ω .



No Brasil, Klein (1997) apontou que o parâmetro Ω leva em consideração as características das ondas na zona de arrebentação e o tamanho de grão presente na praia (velocidade de decantação dos grãos), logo as variações morfológicas de uma praia resultam da interação entre a variabilidade do clima de ondas e do diâmetro de grão, variações estas que podem ser traduzidas na declividade da face praia ($\tan\beta$). Desse forma, o autor sugere que os diferentes estágios modais propostos por Wright e Short (1984) podem ser encontrados, em casos de necessidade de uma rápida avaliação empírica, sabendo-se somente a declividade da face de praia, onde o Ω corresponderá a $0,0225/\tan\beta^2$.

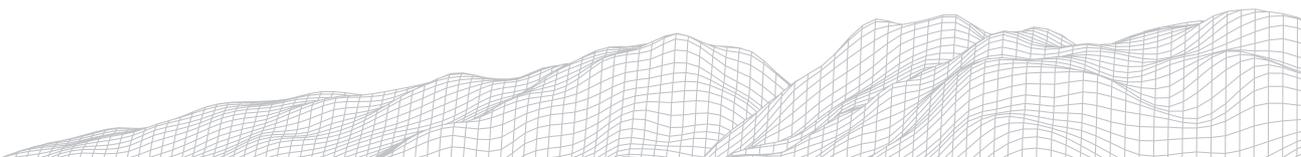
Posteriormente, Muehe (1998) sugeriu um novo parâmetro adimensional, denominado de delta (Δ), para classificação morfodinâmica de praias arenosas em decorrência do parâmetro Ω , utilizado por Wright e Short, (1984) e Wright, Short e Green (1985), possui uma baixa correlação com o estado modal da praia no momento da observação. A classificação morfodinâmica de Muehe (1998) utiliza relações entre as características de onda na zona de arrebentação e na zona de espraiamento, e possui cinco estados morfodinâmicos distintos entre si, entretanto, semelhantes aos apresentados por Wright, Short e Green (1985), com exceção do estado “banco e praia de cúspides”, que foi excluído pelo autor, por não ter sido observado durante as campanhas utilizadas para elaboração do parâmetro delta.

A caracterização morfodinâmica de praias arenosas é de grande importância nos estudos costeiros, uma vez que estas características condicionarão a resposta morfológica do ambiente frente aos mecanismos de retroalimentação, sejam eles eventuais, como relacionados a ocorrência de tempestades (CASTELLE; HARLEY, 2020); sazonais, em relação a ciclos erosivos e acrecionais periódicos anuais relativos às condições do clima de ondas em diferentes estações (AAGAARD, MASSELINK, 1999; SENECHAL, RUIZ DE ALEGRÍA-ARZABURU, 2020) ou contínuos, como a erosão costeira (LUIJENDIJK *et al.*, 2018).

Dessa forma, o presente estudo tem como objetivo realizar a classificação morfodinâmica de 5 praias da costa centro-norte fluminense, através dos parâmetros adimensionais descritos anteriormente (ϵ , ξ , Ω , Ω_e , Ω/RTR e Δ), e confrontar os resultados com a classificação visual, obtida em campo, com o intuito de correlacionar a taxa de acerto destes parâmetros adimensionais.

2. Área de Estudo

A área de estudo está localizada na região centro-norte fluminense, onde foram escolhidas cinco praias distintas (Massambaba, Cabo Frio, Peró, Geribá e Rio das Ostras) com o intuito de representar todo o espectro da classificação morfodinâmica proposta Wright e Short (1983), Wright e Short (1984), Wright, Short e Green (1985), e, Masselink e Short (1993) para as praias australianas, e por Muehe (1998) para praias da costa fluminense (RJ). Todas essas praias (FIGURA 1) são monitoradas pelo Laboratório de Geografia Física (LAGEF) da Universidade Federal Fluminense (UFF) há pelo menos 10 anos. Em cada praia foi escolhido um dos pontos de monitoramento, de forma que todos os estágios morfodinâmicos (refletivo, intermediário e dissipativo) fossem contemplados.



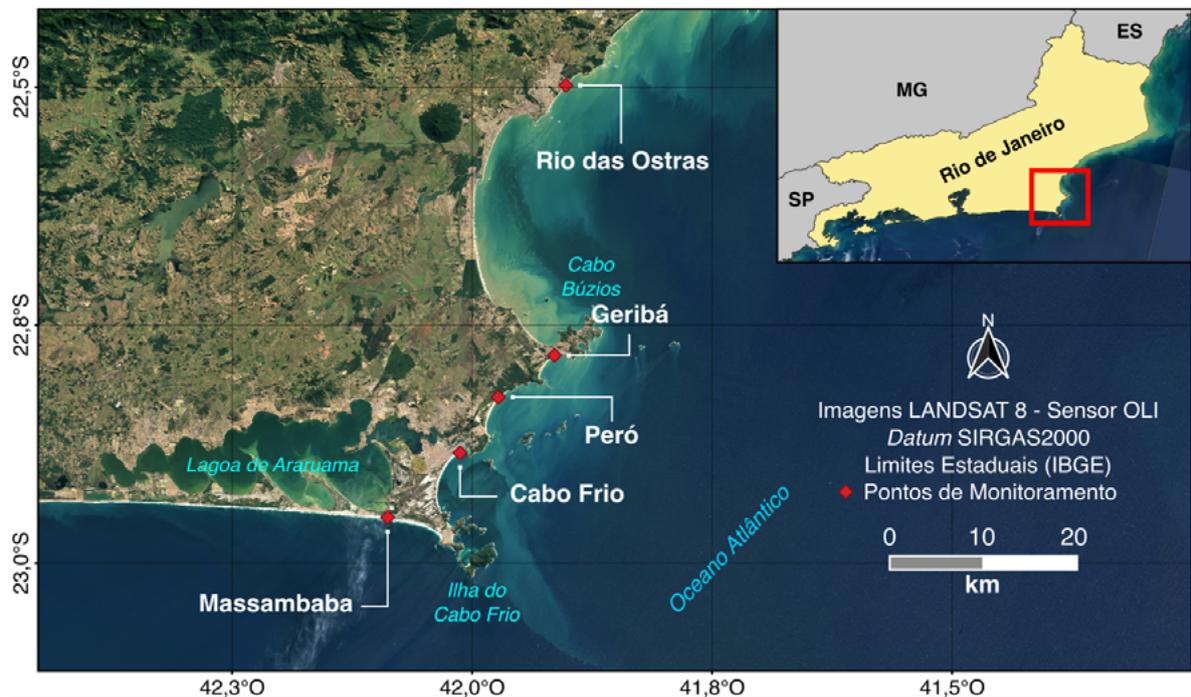


FIGURA 1: Mapa de Localização das praias estudadas.

A praia da Massambaba está situada na porção sudeste do município de Arraial do Cabo. Possui características morfodinâmicas variando de intermediária à dissipativa (MALUF *et al.*, 2016), e está diretamente exposta às ondas de mau tempo (SO-SSE) e abrigadas de ondas de bom tempo (NE-E), de acordo com Klumb-Oliveira, Pereira e Leão (2015). A granulometria da praia da Massambaba foi apresentada por Muehe e Corrêa (1989), onde predomina a classe de areia média por toda a praia, entretanto, com diâmetro de grão mais fino à leste (0,266 mm) e mais grosso à oeste (0,447 mm).

As praias de Cabo Frio e Perú correspondem a duas enseadas ancoradas por promontórios rochosos, situadas no município de Cabo Frio, que se destacam por apresentarem os mais bem desenvolvidos campos de dunas transgressivas do sudeste do Brasil (FERNANDEZ *et al.*, 2017; MOULTON *et al.*, 2013). Juntamente com a praia de Geribá, situada na enseada Tucuns/Geribá, no município de Armação dos Búzios, estas praias estão compreendidas entre o cabo Frio e o cabo Búzios, justamente no ponto de inflexão do litoral fluminense, de maneira que o alinhamento do litoral passa da direção leste-oeste, para a direção nordeste-sudoeste.

Em relação a classificação morfodinâmica da praia do Cabo Frio, Pereira, Rocha e Fernandez (2008) verificaram que, de sul para norte, as praias apresentaram diferentes características, passando de estágios modais de terraço de baixa-mar (TBM) ao sul, para o estado dissipativo ao norte (trecho escolhido para este estudo). A morfodinâmica, segundo os autores, decorre da diferença granulométrica dos sedimentos que compõe o arco praiial, anteriormente apontada por Fernandez *et al.* (2006), onde o diâmetro dos grãos decresce de sul para norte, possuindo ao norte, predominantemente, areias finas (0,190 mm).

No caso da praia do Perú, de acordo com Oliveira Filho (2011), esta possui características morfodinâmicas intermediárias, com tendência ao estado dissipativo, e granulometria semelhante à da praia de Cabo Frio, com predominância de areias finas em todo o arco praiial (0,125 - 0,250 mm). A praia de Geribá é também composta majoritariamente por sedimentos arenosos finos, com características de praia intermediária no trecho sul (área escolhida para esse estudo) e dissipativa ao norte (BULHÕES; FERNANDEZ, 2016).

A praia de Rio das Ostras está situada no município de mesmo nome, em uma enseada de aproximadamente 6 km, composta principalmente de areias médias (0,430 mm) com a presença de grãos grossos (0,500 a 1 mm) e muito grossos (1 a 2 mm), além da presença de cascalho (2 a 4 mm). As características morfodinâmicas dessa praia foram apontadas por Santos *et al.* (2008) como de praia refletiva.

Diferente da praia da Massambaba, as demais praias estão expostas à ação de ondas tanto de tempo bom (quadrante leste/nordeste), quanto de tempestade (quadrante sul/sudoeste), devido à orientação da costa (nordeste-sudoeste). As fontes modernas de sedimento das praias analisadas neste estudo são desprezíveis, sendo a composição arenosa dessas praias reflexo da sedimentação distribuída na zona submarina, envolvendo a plataforma continental, coberta majoritariamente por areias quartzosas (MUEHE; CARVALHO, 1993).

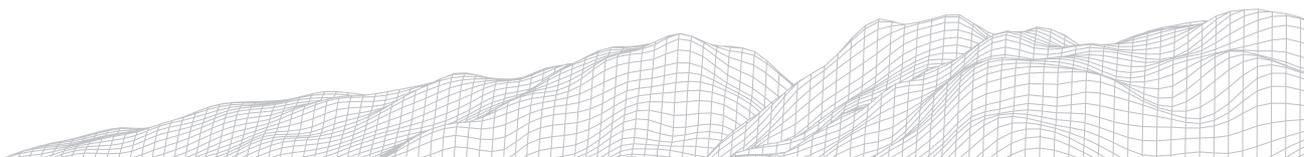
3. Materiais e Métodos

Foram analisados 5 pontos de monitoramento, distribuídos em praias da costa norte-fluminense, as quais o laboratório de Geografia Física (LAGEF), da Universidade Federal Fluminense (UFF), possui o monitoramento contínuo de perfis de praia. A praia de Cabo Frio é monitorada desde 2005; Però e Rio das Ostras desde 2007; Geribá desde 2008; e, a praia da Massambaba desde 2011.

Foram utilizados dados obtidos por levantamentos topográficos transversais à praia e condições hidrodinâmicas (altura de onda na arrebentação, período e direção de propagação das ondas) para o cálculo de diferentes parâmetros adimensionais relacionados à classificação morfodinâmica de praia, descritos na literatura. São eles o parâmetro de Escala de Surfe (ϵ) (GUZA, INMAN, 1975; WRIGHT, SHORT, 1983); parâmetro de Similaridade de Surfe (ξ) (BATTJES, 1974; WRIGHT; SHORT, 1984); parâmetro ômega (Ω) (DEAN, 1973; GOURLAY, 1968; WRIGHT; SHORT, 1984); parâmetro ômega de equilíbrio (Ω_e) (WRIGHT; SHORT; GREEN, 1985) parâmetro de amplitude relativa da maré (RTR) juntamente com o parâmetro ômega (Ω) (MASSELINK; SHORT, 1993); e, parâmetro Delta (Δ) (MUEHE, 1998). Para o cálculo desses parâmetros adimensionais foi utilizado o programa *Coastal MD*, que automatiza os cálculos para determinação da classificação morfodinâmica de praias arenosas, a partir de dados morfológicos e hidrodinâmicos obtidos em campo. A detalhamento de todos esses parâmetros adimensionais bem como as equações utilizadas para o cálculo podem ser obtidas em Oliveira Filho e Fernandez (2021).

Em relação aos levantamentos topográficos estes foram realizados transversalmente à praia, em pontos de monitoramento fixos, referenciados através da presença de dois ou mais RN (referencial de nível). Todos os RN possuem como referência altimétrica o nível médio do mar (NMM), conforme método indicado por Muehe, Roso e Savi (2003), que assegura a precisão das variações verticais entre os levantamentos topográficos. A utilização de RN garante que todos os levantamentos possuam sempre o mesmo alinhamento e que sejam comparáveis, pela sobreposição dos levantamentos, através de representação em gráficos de dispersão com linhas.

As condições hidrodinâmicas de cada levantamento foram adquiridas utilizando o método descrito por Muehe (1998). A altura de onda na arrebentação (H_b) foi estimada com o auxílio de uma mira topográfica graduada, próxima a zona de refluxo da onda, onde o observador faz a leitura da mira na interseção da linha imaginária que liga o horizonte à crista da onda. O período foi determinado a partir da contagem de tempo passado entre onze quebras sucessivas de onda, dividindo o valor por dez. No caso de zona de surfe com múltiplas quebras utilizou-se a quebra de onda mais externa, em direção ao mar. A direção de propagação das ondas foi medida com o auxílio de uma bússola, orientada transversalmente a crista das ondas.

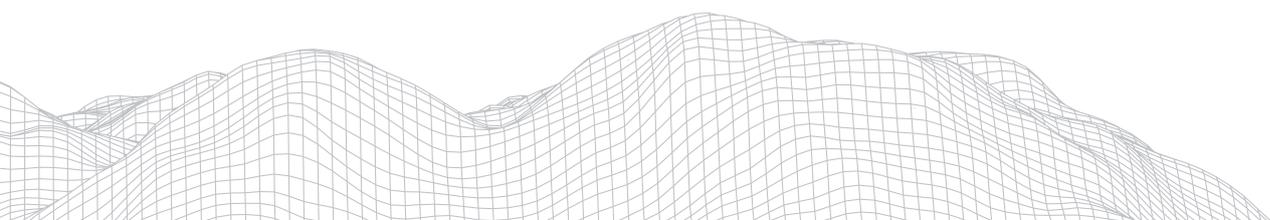


Os dados de saída do programa Coastal MD, relacionados à classificação do estado morfodinâmico de praias arenosas (variações morfodinâmicas de curto-prazo, no momento da observação), através dos diferentes parâmetros adimensionais, foram comparados com os estados morfodinâmicos identificados em campo, através de análise e classificação visual, com o intuito de comparar os acertos e erros de cada parâmetro adimensional.

Em seguida, esses dados foram analisados estatisticamente, através de diagramas de caixa (*boxplot*), os quais indicam os valores máximos e mínimos observados, primeiro e terceiro quartil da amostra (série de levantamentos topográficos), além da mediana, relacionados a cada parâmetro adimensional, para cada praia. Essa etapa foi importante para determinar o estado morfodinâmico modal das praias, ou seja, uma tendência de médio a longo prazo em exibir uma modalidade ou um estado morfodinâmico mais frequentemente. Nessa análise foram excluídos os valores discrepantes da série (*outliers*), os quais foram identificados como levantamentos realizados durante eventos de tempestade, ou seja, eventos com condições hidrodinâmicas distintas ao clima de ondas. Os estados morfodinâmicos modais obtidos através dos parâmetros adimensionais foram comparados com os estados morfodinâmicos modais obtidos através da análise visual em campo, para identificar quais parâmetros adimensionais obtiveram melhor desempenho em análises relativas a médio e longo prazo.

4. Resultados e Discussões

A partir da análise individual de cada levantamento de campo, foram calculadas as taxas de acertos e erros de cada um dos parâmetros adimensionais, de acordo com a classificação visual obtida em campo (FIGURA 2), caracterizando os estados morfodinâmicos em curto-prazo (no momento da observação).



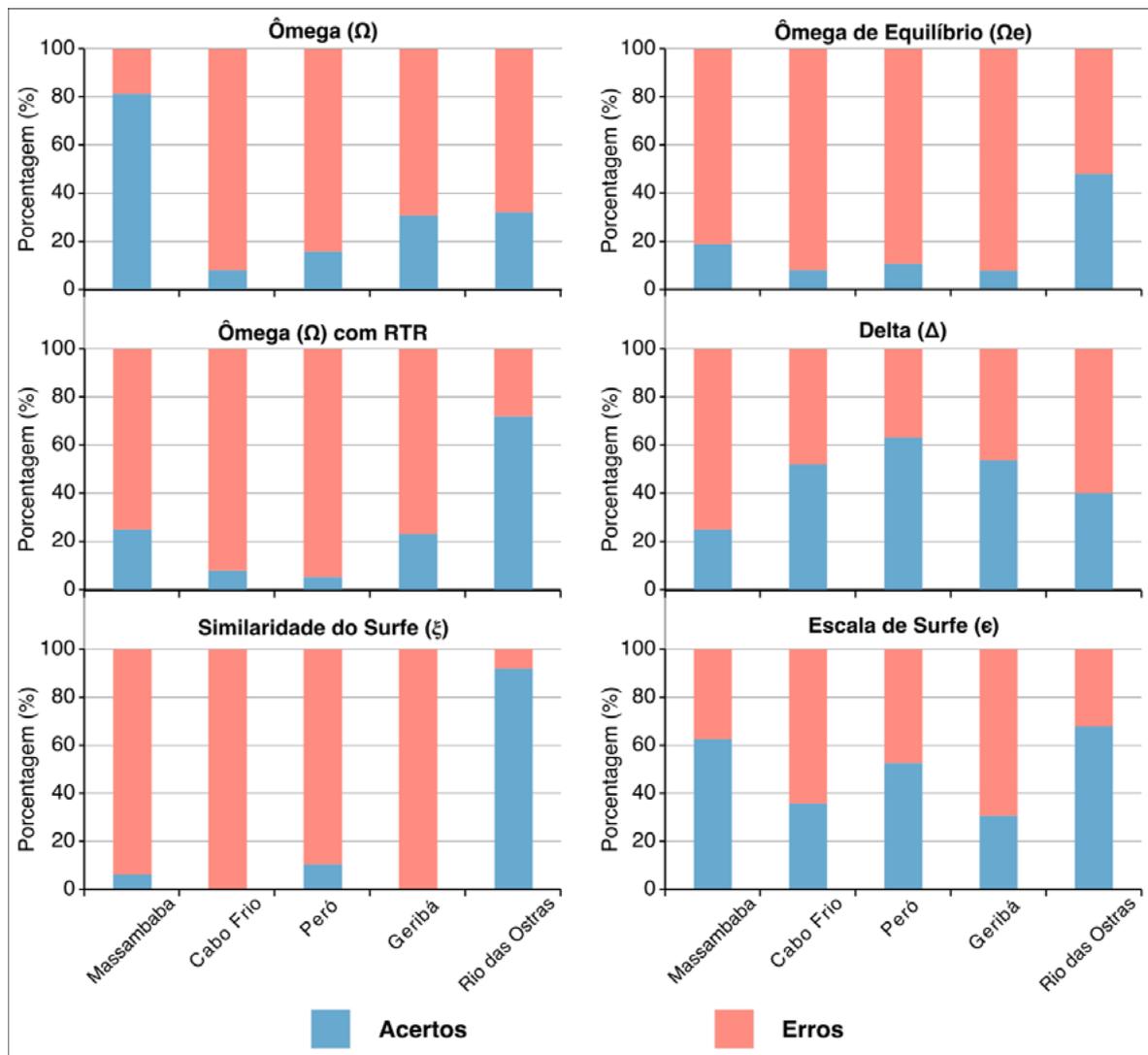
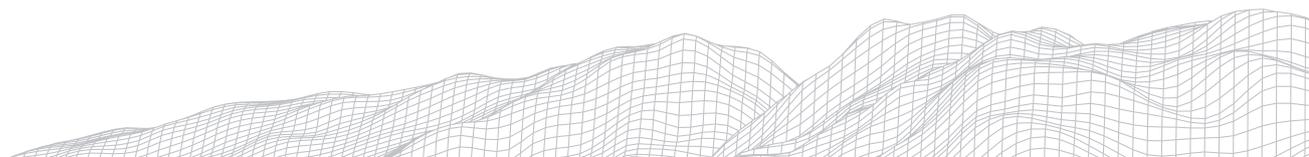


FIGURA 2: Histogramas relativos à porcentagem de acertos e erros de cada um dos parâmetros adimensionais com a classificação visual obtida em campo.

Os parâmetros adimensionais que melhor classificaram o estado morfodinâmico da praia foram o delta (Δ) e o parâmetro de escala de surfe (ϵ). O parâmetro Δ obteve taxa de acerto superior a 50% nas praias de Cabo Frio (52%), Peró (63%) e Geribá (54%), apesar da baixa taxa de acerto nas praias da Massambaba (25%) e Rio das Ostras (40%). Já o parâmetro ϵ teve uma boa taxa de acerto nas praias da Massambaba (63%), Peró (53%) e Rio das Ostras (68%), e alta taxa de erros nas praias de Cabo Frio (36%) e Geribá (31%).

Os demais parâmetros computaram baixas taxas de acerto, com apenas uma praia atingindo valor superior a 50%, em cada parâmetro. O parâmetro Ω teve 80% de acerto nos levantamentos da praia da Massambaba; o parâmetro Ω /RTR teve 72% de acertos na praia de Rio das Ostras; o parâmetro ξ teve 92% de acertos na praia de Rio das Ostras. Somente o parâmetro Ω_e não obteve taxas de acerto superiores a 50% para nenhuma das praias, coincidindo com a classificação visual, 48% das vezes, apenas na praia de Rio das Ostras, seu melhor resultado.

2678



A análise estatística dos dados, através de diagramas de caixa, mostra resultados relativamente distintos entre os parâmetros adimensionais (FIGURA 3 e FIGURA 4). As classificações a partir do ômega (Ω) e do ômega de equilíbrio (Ω_e) utilizam o mesmo diagrama de caixa da FIGURA 3, entretanto, com valores distintos para as classes. Para interpretação do Ω foram utilizadas as classes descritas por Wright e Short (1984), onde praias refletivas possuem $\Omega < 1$; intermediárias $1 < \Omega < 6$; e, dissipativas $\Omega > 6$.

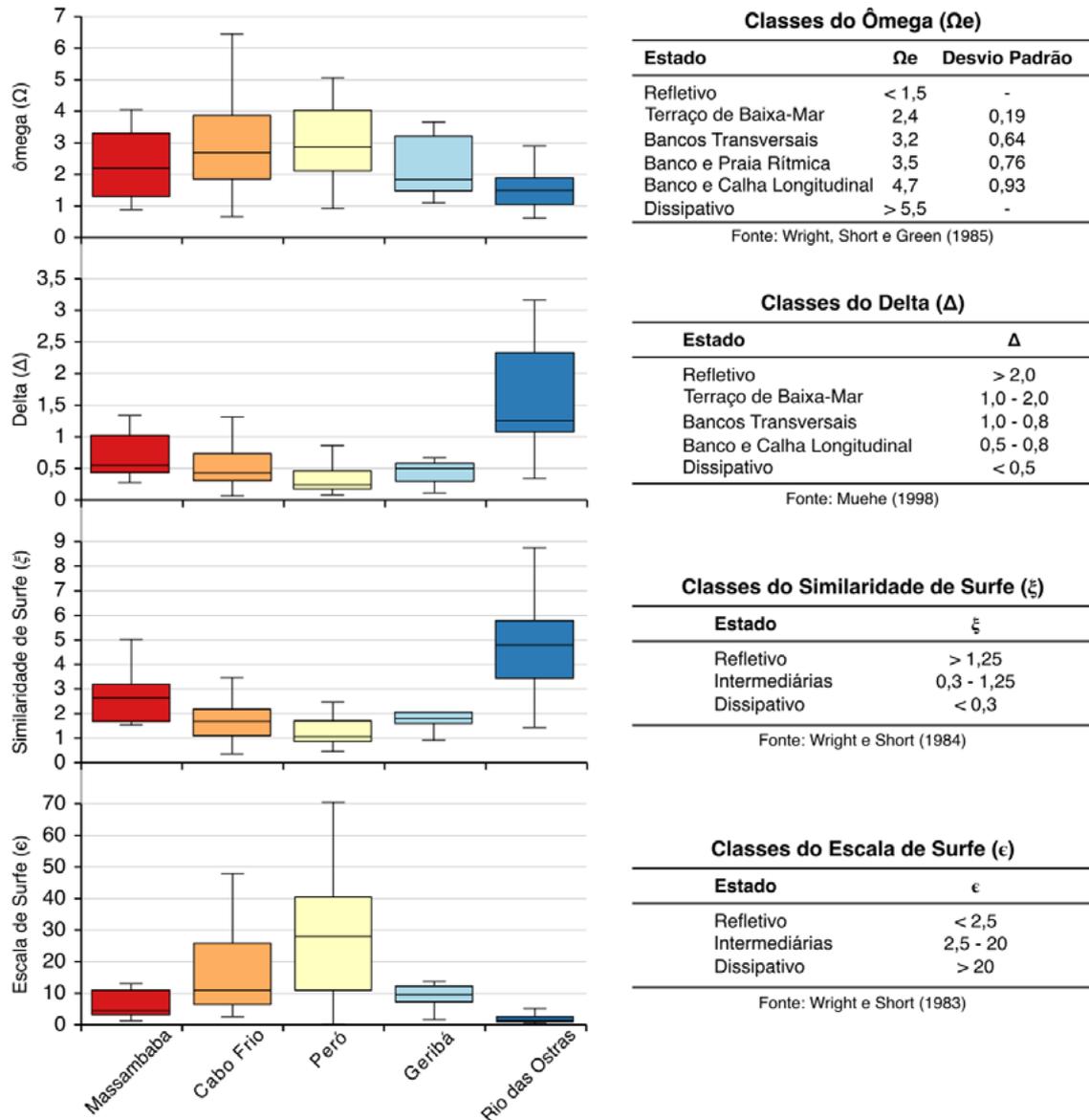


FIGURA 3: Diagramas de caixa (*boxplots*) referente aos parâmetros adimensionais Ω , Ω_e , Δ , ξ e ϵ , calculados para todos os levantamentos de campo, nas cinco praias analisadas.

A classificação relativa aos parâmetros ômega (Ω) juntamente com o RTR (MASSELINK; SHORT, 1993) foi separada das demais por esta apresentar melhor visualização através de gráfico de dispersão (FIGURA 4).

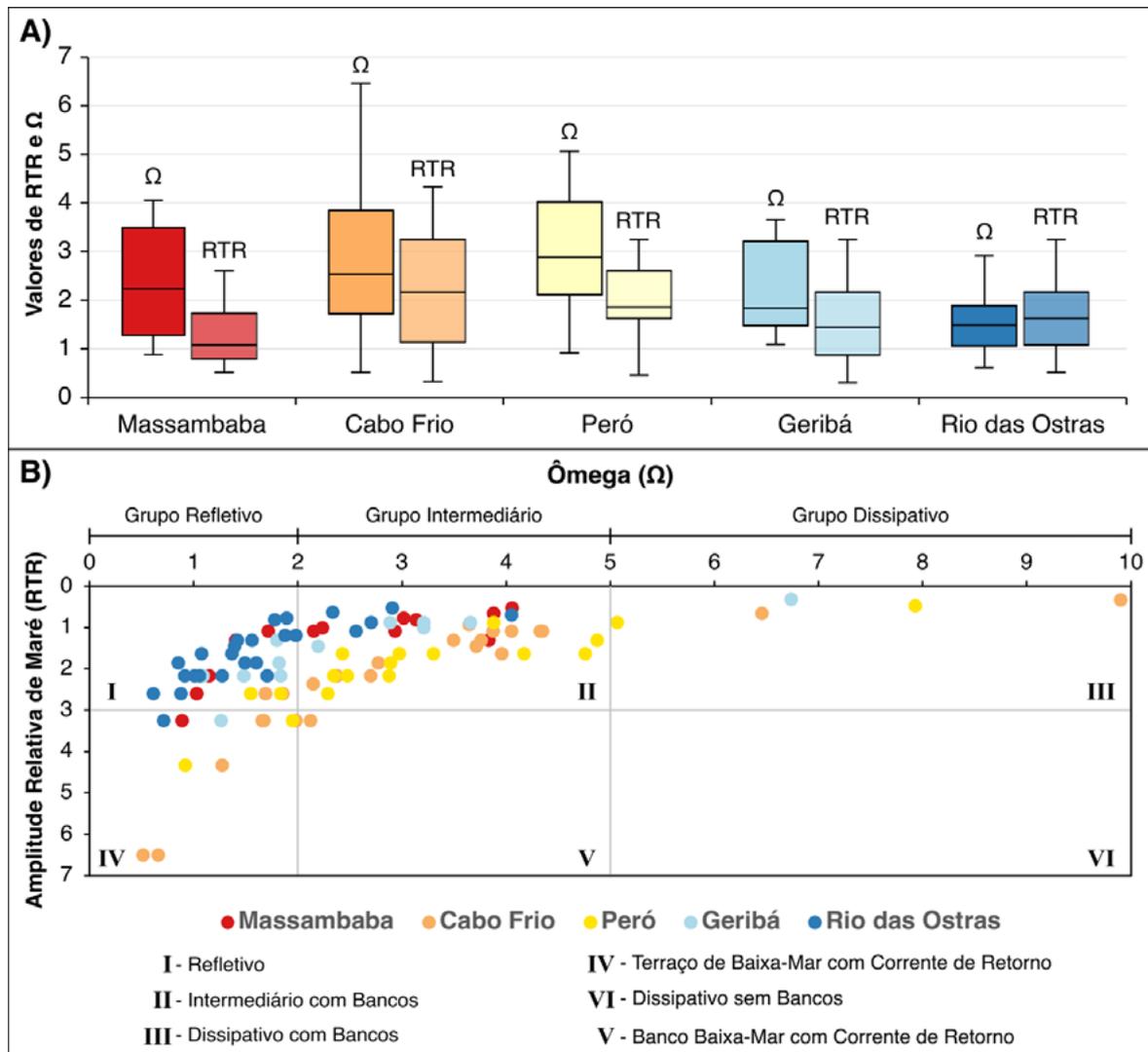


FIGURA 4: A) Diagrama de caixa (*boxplot*) referente aos parâmetros Ω e RTR. Os tons mais escuros representam os valores do Ω e os tons mais claros, os valores de RTR; B) Gráfico de dispersão das amostras confrontando o parâmetro Ω com o RTR.

A Tabela 1 apresenta o estado morfodinâmico modal das praias, de acordo com os parâmetros adimensionais utilizados, e a classificação visual, definida a partir do estágio morfodinâmico de maior ocorrência para cada praia. É importante ressaltar que, nesta análise, todas as classes morfodinâmicas intermediárias

foram agrupadas e interpretadas sempre como “praias intermediárias”. Isso foi realizado para que se pudesse comparar todos os parâmetros adimensionais, uma vez que três deles classificam as praias em refletivas, intermediárias e dissipativas.

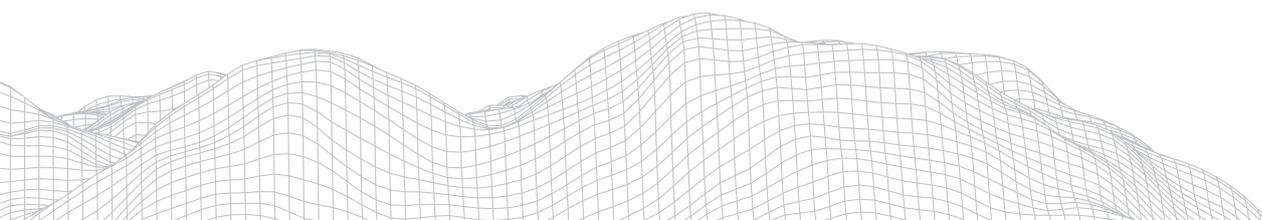
TABELA 1

Classificação morfodinâmica modal das praias estudadas, a partir dos parâmetros adimensionais, utilizando como critério valores estatísticos de mediana, primeiro e terceiro quartil da amostra, valores máximos e mínimos.

Parâmetros	Massambaba	Cabo Frio	Peró	Geribá	Rio das Ostras
Ω	Intermediária	Intermediária com variação desde refletiva a dissipativa	Intermediária	Intermediária	Intermediária
Ω_e	Intermediária com tendência a refletiva	Intermediária com variação desde refletiva a dissipativa	Intermediária	Intermediária	Refletiva
Δ	intermediária com tendência a dissipativa	Dissipativa, atingindo todas as classes intermediárias	Dissipativa	Dissipativa	Intermediária com tendência a refletiva
ξ	Refletiva	Intermediária com tendência a refletiva	Intermediária com tendência a refletiva	Refletiva	Refletiva
ϵ	Intermediária com tendência a refletiva	intermediária com tendência a dissipativa	Dissipativa, com variações desde refletiva	Intermediária com tendência a refletiva	Refletiva
Ω e RTR	Intermediária com tendência a refletiva	Intermediária com tendência a refletiva	Intermediária com tendência a refletiva	Intermediária com tendência a refletiva	Refletiva
Visual	Intermediária	Dissipativa	Dissipativa	Dissipativa	Refletiva

A classificação morfodinâmica modal de cada praia (comportamento temporal), através de cada um dos seis parâmetros adimensionais, utilizando a estatística dos dados, aponta que o parâmetro adimensional que melhor classificou o estado modal das praias foi o parâmetro Δ . O parâmetro Δ indicou corretamente o estado modal (comportamento temporal) das praias da Massambaba, Cabo Frio, Peró e Geribá. Para a praia de Rio das Ostras o parâmetro Δ apontou como estado modal a classe intermediária, com tendência a refletiva, enquanto a classificação visual aponta para unicamente refletiva.

É interessante que Muehe (1998) utilizou uma praia tipicamente refletiva (praia de Lagomar - RJ) para elaborar as classes do parâmetro Δ . Provavelmente isso, tenha provocado um valor mais alto para a classe refletiva, uma vez que a praia de Lagomar é composta por areia grossa à muito grossa, o que reflete diretamente em um perfil mais íngreme, aumentando o valor da declividade da face de praia e diminuindo a distância percorrida pelo espraiamento, valores utilizados no cálculo do parâmetro Δ .



Os parâmetros adimensionais Ω , Ω_e , ξ , ϵ , e Ω/RTR tiveram baixa taxa de acertos. Isso provavelmente ocorre em função de todos esses parâmetros utilizarem a altura de onda no numerador da equação. As classes relacionadas a esses parâmetros foram definidas por Masselink, Short, (1993), Wright e Short, (1983;1984) e Wright, Short e Green (1985) utilizando como amostra praias da costa australiana, as quais possuem clima de ondas diferente dos padrões para a costa brasileira. Wright e Short (1983) apontam que, durante os experimentos de campo (levantamentos diários durante 18 meses), as praias classificadas como dissipativas tiveram altura de onda na arrebentação (H_b) com valores entre 2 e 3 metros e períodos superiores a 12 segundos. A costa fluminense somente atinge esses valores de altura de onda na arrebentação durante eventos de tempestade. Dessa forma, utilizando esses parâmetros adimensionais, dificilmente, o estado morfodinâmico será enquadrado como de praia dissipativa.

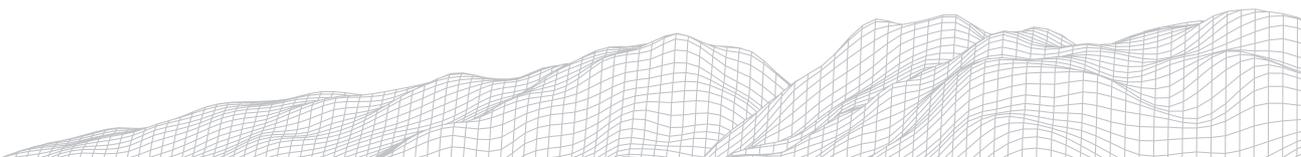
Os resultados de curto prazo (estado morfodinâmico no momento da observação) e de médio a longo prazo (estado morfodinâmico modal) mostram que a distinção entre os estágios intermediários é particularmente difícil. O agrupamento das classes em uma única classe “intermediária” melhora significativamente a taxa de acertos entre os parâmetros adimensionais e o estado morfodinâmico, seja ele modal ou no momento da observação. Essa baixa taxa de acerto dos parâmetros adimensionais em distinguir os quatro estágios morfodinâmicos intermediários propostos por Wright e Short (1984) foi anteriormente apontado por Ranasinghe et al. (2004).

Outro ponto também importante, em relação a todos os parâmetros adimensionais para classificação morfodinâmica, é que existe um descompasso entre as condições hidrodinâmicas e a morfologia da praia. Apesar da morfologia responder diretamente ao clima de ondas, a resposta geralmente, não é instantânea. Dessa forma, Wright, Short e Green (1985) apontam que a melhor forma de determinar o estado morfodinâmico de uma praia é através da observação durante pelo menos 5 dias consecutivos (no caso do parâmetro Ω_e) pois as condições antecedentes (morfologia) da praia dominam fortemente sobre as condições imediatas (ondas). No entanto, partindo da realidade brasileira, pode-se dizer que é praticamente inviável o monitoramento de cada praia durante cinco dias consecutivos, primeiro, pelos recursos financeiros disponíveis, e segundo, pelo tempo gasto, e que somente seria possível reduzindo a quantidade de praias monitoradas.

5. Considerações Finais

Os parâmetros adimensionais tiveram, no geral, um baixo desempenho relacionado a classificação morfodinâmica de praias arenosas no momento da observação. O parâmetro delta (Δ) foi o que apresentou melhores resultados, seguido do parâmetro de escala de surfe (ϵ). O agrupamento das classes intermediárias em uma única classe melhora a taxa de acertos dos parâmetros adimensionais. Quanto a utilização de uma série de dados relacionados a morfodinâmica para caracterização do estado morfodinâmico modal, através da estatística, a previsão dos parâmetros adimensionais é melhorada, chegando próxima da classificação visual quando não a acerta. O melhor parâmetro adimensional neste quesito foi o parâmetro Δ , o qual identificou corretamente o estado morfodinâmico modal das praias da Massambaba, Cabo Frio, Perú e Geribá, diferindo apenas na praia de Rio das Ostras, onde o parâmetro Δ apresentou praia intermediária com tendência a refletiva e a classificação visual é de praia refletiva.

A utilização de parâmetros adimensionais para classificação morfodinâmica de praias arenosas, seja no momento da observação ou através da caracterização do estado morfodinâmico modal, apesar de não possuir a robustez das classificações morfodinâmicas visuais, é ainda importante para a predição do comportamento morfológico em decorrência das constantes mudanças das



condições hidrodinâmicas, habituais na natureza, principalmente durante eventos de tempestade (mau tempo), com ondas mais altas e maiores períodos de onda (condições destrutivas ou erosivas), e durante longos períodos de bom tempo, com ondas mais baixas e menores períodos de ondas (condições construtivas ou de acrecionais).

Agradecimentos

Este trabalho não poderia ter sido realizado, se não fosse o apoio das agências de fomento na compra de equipamentos, financiamento de trabalhos de campo e bolsas de pesquisas. Em relação aos equipamentos, os autores agradecem a CAPES, pelo financiamento para aquisição de equipamentos topográficos, através do programa PROEQUIPAMENTOS. O financiamento dos trabalhos de campo foram realizados por diferentes projetos de Editais Universal do CNPq. SROF recebeu bolsa PNPd/CAPES, BAM recebeu bolsa de mestrado da CAPES e GBF é bolsista de produtividade CNPq.

Referências

AAGAARD, T.; MASSELINK, G. The Surf Zone. *In*: SHORT, A. D. (org.). **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. [S. l.]: Wiley, 1999. p. 72-118.

BATTJES, J. A. SURF SIMILARITY. *In*: 1974, **Coastal Engineering Proceedings**. [S. l.: s. n.] p. 26. Disponível em: <https://doi.org/10.9753/icce.v14.26>

BULHÕES, E.; FERNANDEZ, G. B.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; PEREIRA, T. G. Coastal Impacts Induced by Storm Waves between Cape Frio and Cape Búzios, Rio de Janeiro, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 75, n. sp1, p. 1047-1051, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/SI75-210.1>

BULHÕES, E. M. R.; FERNANDEZ, G. B. Aspectos morfodinâmicos em praias de enseada: estudo de caso em Armação dos Búzios, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v17i2.841>

CASTELLE, B.; HARLEY, M. D. Extreme events: impact and recovery. *In*: **Sandy Beach Morphodynamics**. [S. l.]: Elsevier, 2020. p. 533-556. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00022-9>

DEAN, R. G. Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. *In*: 1973, **First Australian Conference on Coastal Engineering: Engineering Dynamics of the Coastal Zone**. [S. l.: s. n.] p. 215-221.

FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; MUEHE, D.; ROCHA, T. B. Aplicação de critérios morfodinâmicos na diferenciação de setores ao longo do arco praias entre Cabo Frio e Arraial do Cabo-RJ. *In*: 2006, Goiânia - GO. **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Goiânia - GO: [s. n.], 2006.

FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B.; MALUF, V.; MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S. R. de. CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA DAS DUNAS COSTEIRAS ENTRE O CABO FRIO E O CABO BÚZIOS, LITORAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v18i3.862>

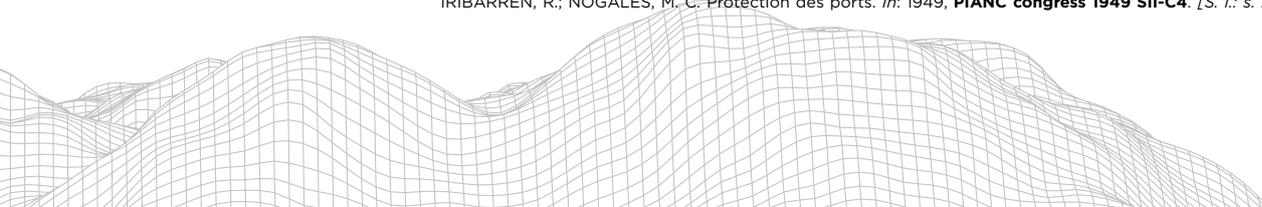
FLEMMING, B. Beach sand and its origins. *In*: **Sandy Beach Morphodynamics**. [S. l.]: Elsevier, 2020. p. 15-37. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00002-3>

GÓMEZ-PUJOL, L.; ORFILA, A. Reflective-dissipative continuum. *In*: **Sandy Beach Morphodynamics**. [S. l.]: Elsevier Ltd, 2020. p. 421-437. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5/00018-7>

GOURLAY, M. R. **Beach and Dune Erosion Tests**. [S. l.: s. n.]. Disponível em: <https://doi.org/10.1061/9780872620131.044>.

GUZA, R. T.; INMAN, D. L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 21, p. 2997-3012, 1975. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/JC080i021p02997>

IRIBARREN, R.; NOGALES, M. C. Protection des ports. *In*: 1949, **PIANC congress 1949 SII-C4**. [S. l.: s. n.] Disponível em:



<http://resolver.tudelft.nl/uuid:7ab718ff-a74d-4141-8c3f-413044c751c4>. Acesso em: 18 jul. 2021.

JACKSON, D. W. T.; SHORT, A. D. Introduction to beach morphodynamics. *In: Sandy Beach Morphodynamics*. [S. l.]: Elsevier, 2020. p. 1-14. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00001-1>

KLEIN, A. H. F. Um método indireto para a determinação do estágio morfodinâmico de praias oceânicas arenosas. *In: 1997, Curitiba - PR. VI Congresso da ABEQUA*. Curitiba - PR: ABEQUA, 1997. p. 76-78.

KLUMB-OLIVEIRA, L. A.; PEREIRA, N. E. D. S.; LEÃO, R. R. Morfodinâmica Multitemporal em Praia Refletiva no Litoral Centro-Norte do RJ, Em Resposta ao Clima de Ondas Regional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 1, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i1.599>

LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G.; AARNINKHOF, S. The State of the World's Beaches. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 6641, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>

MALUF, V. B. V.; FERNANDEZ, G. B.; MARTINS, C. A.; FIGUEIREDO, M. S.; ROCHA, T. B. Características morfodinâmicas tridimensionais da Praia da Massambaba, litoral Centro-Sul do estado do Rio de Janeiro. *In: 2016, Maringá. XI Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Maringá: [s. n.], 2016.

MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: A conceptual beach mode. **Journal of Coastal Research**, v. 9, n. 3, p. 785-800, 1993.

MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology. **Journal of Coastal Research**, v. 165, n. spec. issue 65, p. 1319-1324, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/SI65-223.1>

MUEHE, D. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 2, p. 157-169, 1998.

MUEHE, D.; CARVALHO, V. G. de. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 41, n. 1-2, p. 1-12, 1993. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/s1679-87591993000100001>

MUEHE, D.; CORRÊA, C. H. T. Dinâmica de praia e transporte de sedimentos na restinga da Maçambaba, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 3, p. 387-392, 1989. Disponível em: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1989387392>

MUEHE, D.; ROSO, R. H.; SAVI, D. C. Avaliação de Método Expedito de Determinação do Nível do Mar como Datum Vertical para Amarração de Perfis de Praia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 1, p. 53-57, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v4i1.19>

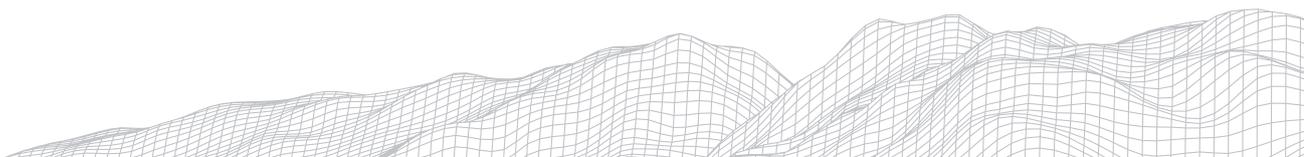
OLIVEIRA FILHO, S. R. **Morfodinâmica associada entre duna, praia e zona submarina como subsídio a adequada ocupação do espaço costeiro na praia do Peró - RJ**. 2011. Fortaleza, 2011. Disponível em: <https://doi.org/https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11536.53769>

OLIVEIRA FILHO, S. R.; FERNANDEZ, G. B. Coastal MD: programa de cálculo de parâmetros adimensionais para classificação morfodinâmica de praias arenosas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, 2021. Disponível em: <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i3.1971>

OLIVEIRA FILHO, S. R.; SANTOS, R. A.; FERNANDEZ, G. B. Erosão e recuperação de praias refletivas de alta energia impactadas por ondas de tempestade geradas por ciclone tropical. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, p. 289-312, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1455>

PEREIRA, T. G.; OLIVEIRA FILHO, S. R.; MORAES, C. P. R. de A.; LESSA, A. C. P. Impacto das Tempestades de 2016 em Orla Urbanizada: Arco Praia de Piratininga, Niterói - RJ. **Geography Department University of Sao Paulo**, v. 4, n. spe, p. 75, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/rdg.v0ispe.132750>

PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. Geomorfologia e Morfodinâmica Costeira da Planície entre Cabo Frio e Arraial do Cabo - RJ. *In: 2008, Belo Horizonte. VII Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Belo Horizonte: [s. n.], 2008.



RANASINGHE, R.; SYMONDS, G.; BLACK, K.; HOLMAN, R. Morphodynamics of intermediate beaches: A video imaging and numerical modelling study. **Coastal Engineering**, v. 51, n. 7, p. 629-655, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.018>

SANTOS, R. A.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; FERNANDEZ, G. B. Considerações sobre a Morfodinâmica de Praia e Sedimentação Submarina no Município de Rio das Ostras (RJ). *In*: 2008, Belo Horizonte. **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Belo Horizonte: [s. n.], 2008.

SENECHAL, N.; RUIZ DE ALEGRÍA-ARZABURU, A. Seasonal imprint on beach morphodynamics. *In*: **Sandy Beach Morphodynamics**. [S. l.]: Elsevier, 2020. p. 461-486. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00020-5>

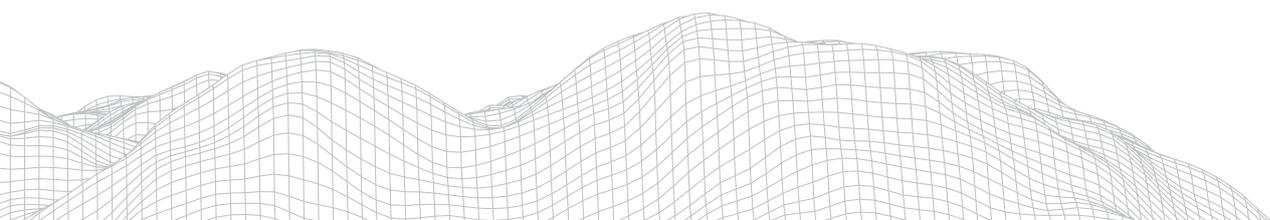
SHORT, A. D.; JACKSON, D. W. T. Beach Morphodynamics. **Treatise on Geomorphology**, v. 10, p. 106-129, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00275-X>

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamics of Beaches and Surf Zones in Australia. *In*: KOMAR, P. D.; MOORE, J. R. (org.). **Handbook of Coastal Processes and Erosion**. 1st. ed. Boca Raton: CRC Press, 1983. p. 35-64.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56, n. 1-4, p. 93-118, 1984. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D.; GREEN, M. O. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. **Marine Geology**, v. 62, n. 3-4, p. 339-364, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90123-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90123-9)

WRIGHT, L. D.; THOM, B. G. Coastal depositional landforms. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 1, n. 3, p. 412-459, 1977. Disponível em: <https://doi.org/10.1177/030913337700100302>



ANÁLISE CRÍTICA SOBRE OS ESTUDOS EM RIOS URBANOS NA CIDADE DE SANTARÉM - PA

2686

Janaina dos Santos Mendes

Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA

Rua Vera Paz, s/n – Salé, Santarém/Pará, 68040-255

E-mail: janaina.smendess@gmail.com

João Paulo Soares de Cortes

Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

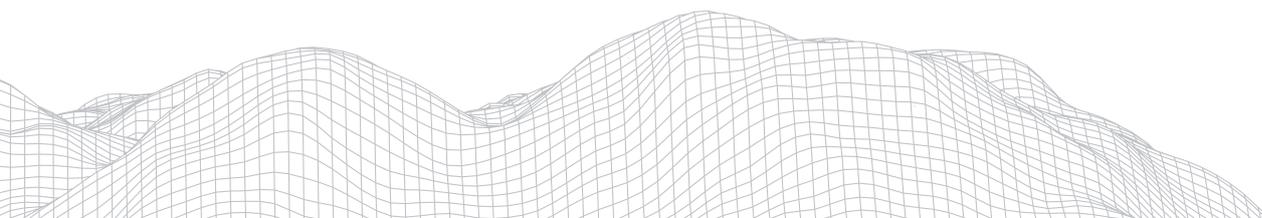
Rua Vera Paz, s/n – Salé, Santarém/Pará, 68040-255

E-mail: decortesjps@gmail.com

Resumo

A ocupação urbana ocorrida nas áreas adjacentes aos rios nem sempre foi planejada e muitas vezes acontece de forma espontânea, o que resulta, em alguns casos, em modificações e prejuízos ao meio ambiente. Este trabalho visa realizar um levantamento bibliográfico seguido de análise crítica sobre estudos sobre os rios na cidade de Santarém-PA entre os anos de 2014 e 2020. Foram encontrados 15 trabalhos associados aos igarapés do Irurá, Juá e Urumari. Os trabalhos foram classificados entre os temas, impactos ambientais, qualidade da água e expansão urbana. A maior parte dos estudos têm como localização a microbacia do Juá, possuindo 53,33% dos estudos, em segundo Urumari (33,33%) e Irurá em terceiro, com 13,33%. Em relação aos temas de pesquisa, nós observamos que quase metade (46,67%) abordam a qualidade da água nestes igarapés, ficando à frente de pesquisas sobre impactos ambientais e expansão urbana, com 40% e 13,33%, respectivamente. As pesquisas na microbacia do Juá abordam principalmente os impactos ambientais (50%) na área, estabelecendo relações com o processo de expansão urbana (25%) e qualidade da água (25%). O conhecimento do aparato científico disponível a respeito do tema nas áreas de estudo é um passo inicial no sentido de mudar o curso do processo de ocupação do entorno destes ambientes.

Palavras-chave: Expansão urbana, Impactos Ambientais, Rios urbanos, Qualidade da Água.



1. Introdução

O processo de expansão urbana tem colocado os rios em situação de vulnerabilidade, o que se materializa no comprometimento dos recursos hídricos e geração de problemas socioambientais associados. Este processo, muitas vezes rápido e desordenado, ensejou a formação de ambientes em que se manifestam estágios diferenciados de degradação da qualidade de vida (SANTOS, 1993). Perante este cenário, as cidades brasileiras têm frequentemente experimentado as repercussões negativas de um complexo e diversificado conjunto de problemas socioambientais.

Segundo CHIN (2006), que analisou mais de 100 flúmens de diversas regiões do mundo, o desenvolvimento urbano tem modificado a paisagem de rios, mudando regimes hidrológicos e sedimentológicos, gerando variação de ajustes morfológicos. No contexto das ocupações humanas, os rios se tornam ambientes estruturantes, se configurando entre os eixos mais antigos de civilização, o que tem como consequências alterações drásticas na estrutura e dinâmica dos ambientes fluviais no contexto dos centros urbanos.

Nesse sentido, diversos ambientes são ocupados de forma predatória, como é o caso de entornos dos igarapés, que são como são chamados os cursos d'água de ordens primárias no sistema hidrográfico da Amazônia Brasileira. Igarapés corpos d'água estreitos e pequenos que podem ser encontrados de águas brancas, águas claras e águas pretas que provêm de áreas com solos arenosos (SIOLI, 1991). Seu significado deriva de uma terminologia indígena chamado "caminho de canoa", onde igara = canoa e pé = trilha, caminho (SIOLI, 1991).

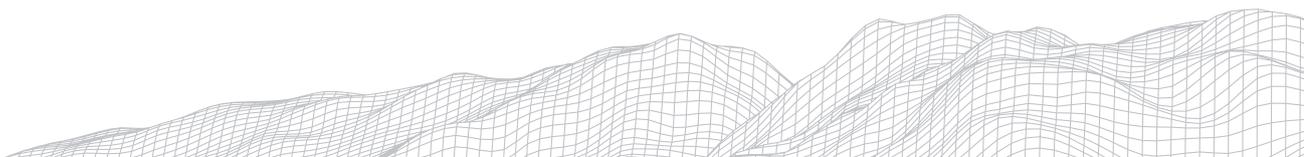
Esses ambientes, cujas características pristinas normalmente estão sob forte pressão devido ao alto grau de impacto em que se encontram dentro do contexto urbano. Este quadro é resultante da ocupação acompanhada da ausência ou deficiência de planejamento, o que faz com que em muitas cidades, os recursos hídricos estejam se tornando cada vez mais escassos e com menor qualidade.

A Amazônia brasileira tem entre suas características de ocupação, um forte vínculo com os afluentes e cursos d'água.

De acordo com Nunes (2004), a importância dos rios na região está associada com as possibilidades de transporte e uso dos recursos hídricos para consumo, lazer e pesca. Como outras cidades na região amazônica, o município de Santarém, localizado na região oeste do estado do Pará, é estruturado em função da distribuição de rios e igarapés.

A zona de confluência entre os mega rios Amazonas e Tapajós, primeiro e décimo-primeiro maiores rios do mundo em termos de vazão média seria um fator chave para a ocupação da região há mais de 10.000 anos e para a fundação da cidade no século XVI (LATRUBESSE et al. 2005; (ROOSEVELT, 1999).

Estruturada primeiramente em função da zona de confluência entre estes grandes rios, a cidade passa a se expandir especialmente na segunda metade do século XX no sentido do interior, ocupando o entorno dos igarapés Urumari, Irurá, e mais recentemente, do Juá. Diante de um processo de ocupação recente e em curso ao longo destes igarapés, desprovido de planejamento adequado, este trabalho visa realizar uma análise crítica dos estudos sobre os rios urbanos na cidade de Santarém-PA. Esta análise deve servir como um levantamento de estado da arte sobre os conhecimentos relativos a estes ambientes, de modo que possa se avançar no estudo destes igarapés no sentido de prover subsídios para realização de planejamento ambiental e medidas de recuperação dos trechos urbanos destas drenagens.



2. Área de Estudo

A área de estudos corresponde aos trechos dos igarapés Urumari, Irurá e Juá, que se encontram dentro da malha urbana na cidade de Santarém. Santarém é o município mais populoso da Meso-região do Baixo Amazonas e o terceiro mais populoso do estado (PEREIRA, 2004).

A ocupação da cidade está ligada à foz do rio Tapajós, um dos mais importantes afluentes da margem direita do rio Amazonas, e em uma região de rápido crescimento nas últimas décadas, em função da importância da convergência entre as hidrovias Amazonas e Tapajós e do desenvolvimento de atividades extrativistas diversas (ÁGUIAR, 2017).

Após uma primeira fase de ocupação que perdura até o século passado, tendo como eixo a orla onde ocorre o encontro das águas claras do Tapajós e brancas do Amazonas (SIOLI, 1984), a cidade avança progressivamente no sentido das cabeceiras dos igarapés do Urumari, Irurá, e mais recentemente do Juá, reproduzindo as más condições dos ambientes fluviais urbanos da Amazônia. A figura 1 ilustra a distribuição dos referidos igarapés na malha urbana de Santarém.

2689

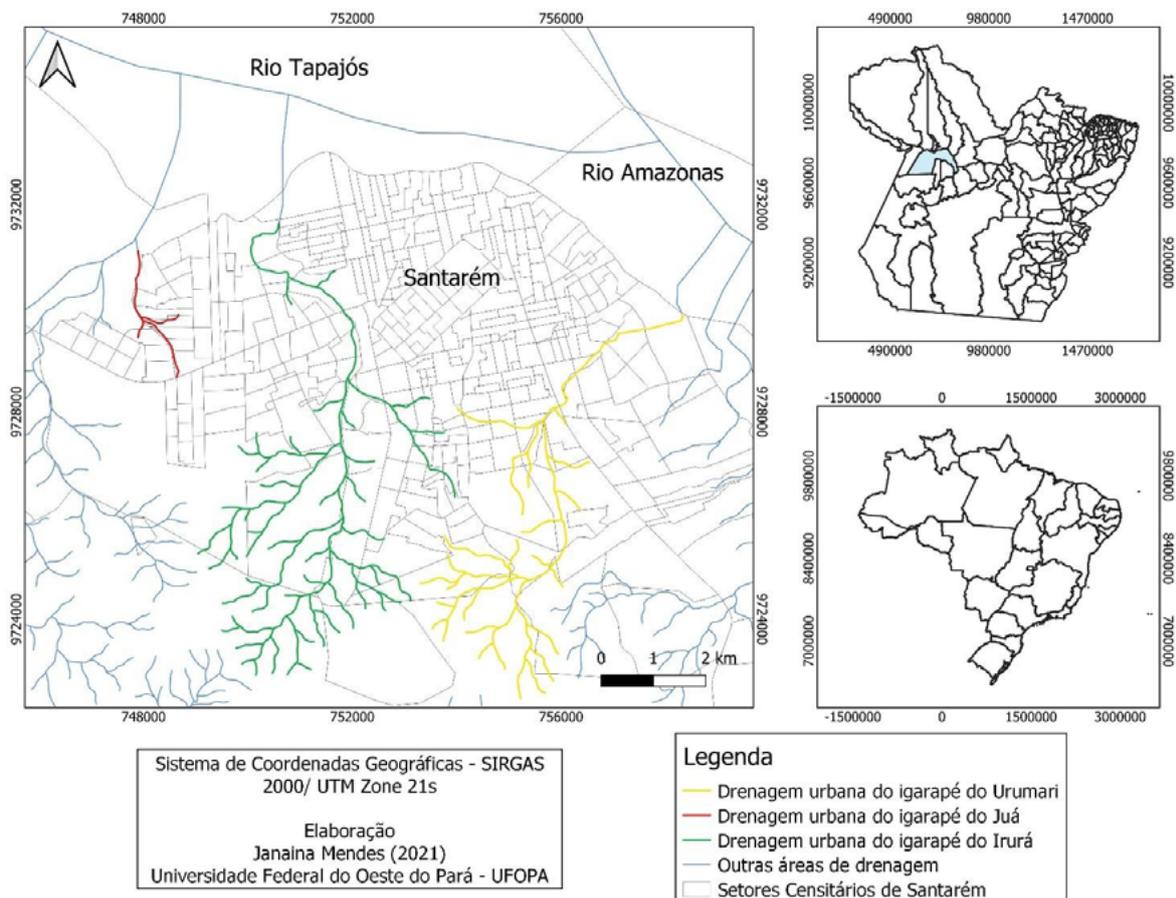


FIGURA 1: Localização dos trechos afetados pelo processo de urbanização ao longo dos igarapés Urumari, Irurá e Juá.

3. Metodologia

Foi realizada uma revisão sistemática seguindo a metodologia SLR (*Systematic Literature Review*), tal como apresentada em (XIAO; WATSON, 2019). As etapas são divididas em quatro principais passos, a fase de planejamento, de seleção, de extração e a de execução (Figura 2). Para isso, foram verificados trabalhos que abordassem os três igarapés da cidade, utilizando os nomes como palavras-chave nas buscas. Após análise inicial, os trabalhos foram classificados em função de três temas centrais; impactos ambientais, qualidade da água e expansão urbana. A revisão bibliográfica é uma etapa fundamental para estabelecer o estado da arte de um determinado tema, como forma de compilar as informações disponíveis até o momento.

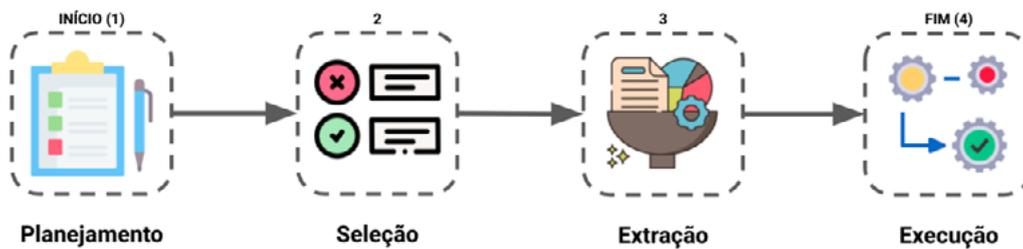
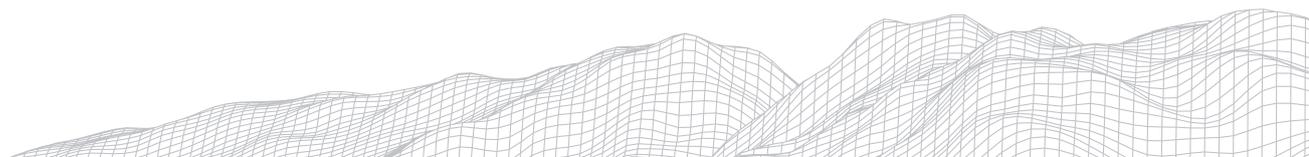


FIGURA 2: Etapas de pesquisa efetuadas de forma adaptada a partir da *Systematic Literature Review Methodology*.

4. Resultados e Discussão

Foram analisados 15 trabalhos entre artigos publicados em periódicos, resumos de eventos e dissertações e teses. O Quadro 1 traz a relação dos trabalhos em função da classificação adotada e do modo de publicação.

2690

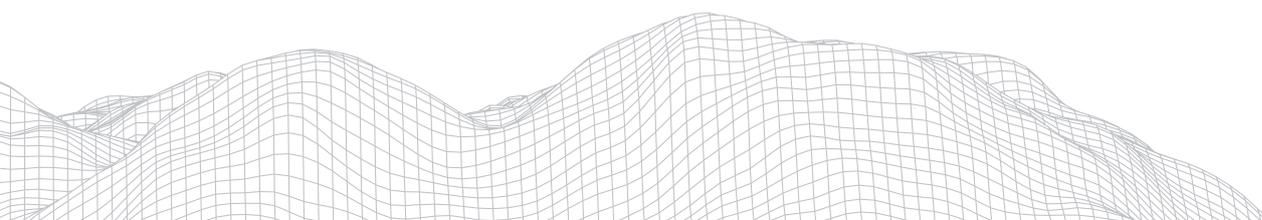


QUADRO 1

Levantamento de pesquisas sobre rios urbanos na cidade de Santarém-PA

Título do trabalho	Autores (as)	Tipo de Trabalho	Classificação
Proteção ambiental no igarapé do Urumari, cidade de Santarém, Pará, Brasil	(PIMENTEL; MELO, 2014)	Resumo de evento	Impactos socioambientais
Perturbações antropogênicas nas últimas décadas no igarapé do Urumari, Santarém, Pará	(SANTIAGO, 2019)	Dissertação	Impactos socioambientais
Transformações socioambientais e espaço natural: o caso do lago do Juá, Santarém-PA	(CARDOSO, 2018)	Dissertação	Impactos socioambientais
Análise dos impactos ambientais na área de proteção ambiental do Juá em Santarém, Pará	(ROCHA <i>et al.</i> 2020)	Resumo de evento	Impactos socioambientais
Percepção dos pescadores acerca dos impactos socioambientais decorrentes do processo de urbanização no entorno do lago do Juá, Santarém, Pará, Brasil	(SILVA, 2019)	Dissertação	Impactos socioambientais
Impactos socioambientais: a percepção de uma comunidade ribeirinha do Baixo Amazonas, Pará, Brasil	(CARDOSO <i>et al.</i> 2020)	Artigo	Impactos socioambientais
O TAC como instrumento de regularização fundiária sustentável: aplicação da reurb social nas APPs do lago do Juá e Rio Tapajós em Santarém-PA	(LEITE; GOMES, 2019)	Artigo	Expansão urbana
A vulnerabilidade socioambiental na produção do espaço urbano da cidade de Santarém-PA	(SILVA, 2017)	Tese	Expansão urbana
Expansão urbana em Santarém, Pará: uma análise a partir da ocupação vista alegre do Juá	(CARDOSO <i>et al.</i> 2017)	Resumo de evento	Expansão urbana
Índice de estado trófico e a proveniência do fósforo e clorofila-a em diferentes estações do ano em uma microbacia amazônica	(PINHEIRO <i>et al.</i> 2019)	Artigo	Qualidade da água
Modelagem matemática da autodepuração da microbacia do Irurá no município de Santarém-Pará	(SANTOS <i>et al.</i> 2020)	Artigo	Qualidade da água
Diatomáceas perifíticas como bioindicadoras de qualidade de água na microbacia do Urumari, Santarém, Pará, Brasil	(VIDAL, 2019)	Dissertação	Qualidade da água
Células mucosas branquiais de hemigrammus levis durbin, 1908 como biomarcadoras ambientais no lago Juá, Santarém, PA, Brasil	(SANTOS <i>et al.</i> 2019)	Dissertação	Qualidade da Água
Avaliação da qualidade da água do igarapé do Urumari, Santarém, Pará	(PIMENTEL <i>et al.</i> 2019)	Artigo	Qualidade da água
A influência da sazonalidade sobre a qualidade de água para microbacia do Urumari, Santarém, Pará	(MOURA <i>et al.</i> 2020)	Artigo	Qualidade da água

Fonte: Autores, 2021.



O trabalho de Silva (2017) aborda a integração entre as vulnerabilidades socioambientais e a segregação socioespacial e é guiado por uma análise do espaço urbano na cidade de Santarém. Neste sentido, Leite e Gomes (2019) identifica um aumento dos impactos socioambientais associados com o desenvolvimento territorial no município, que envolve o processo de ocupação de áreas de relevância ambiental sem o devido planejamento. Uma das frentes recentes de expansão no município seguindo este processo é a Ocupação Vista Alegre do Juá. Iniciada em 2009, esta ocupação deixa evidentes elementos muito comuns à expansão urbana na Amazônia brasileira, como a dificuldade de regularização fundiária e a diminuição da qualidade ambiental da área após o processo de ocupação.

Rocha et al. (2020) relata que as obras de empreendimentos imobiliários implantados próximos a este local são os principais responsáveis pelos impactos gerados na área, através da retirada da cobertura vegetal próxima ao igarapé do Juá, enfatizando a falta e/ou ineficiência de planejamento ambiental.

O trabalho sobre a qualidade da água apresentado por Santos *et al.* (2019) com base em biomarcadores, indica que o igarapé do Juá tenha recebido grande quantidade de esgoto doméstico. Os relatos dos entrevistados apresentado em Cardoso *et al.* (2020), apontam a percepção dos moradores de que atividades antrópicas têm resultado em mudanças significativas no curso d'água em questão.

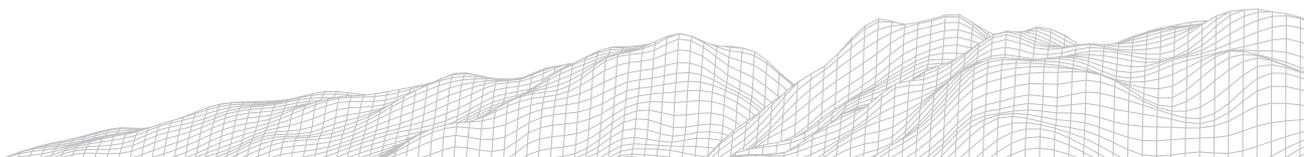
Com a presença de impactos ambientais no igarapé do Juá, o lago que recebe a drenagem e é uma importante reserva de pesca no município é impactado, gerando impactos socioeconômicos associados. Cardoso (2018) demonstram que a pesca tem sempre sido uma fonte de renda para os moradores desta comunidade e de outras do município. Os múltiplos usos desse ambiente aquático associados com a especulação imobiliária na área estão exercendo pressão sobre o ecossistema fluvial e lacustre, ameaçando muitas espécies e reduzindo a produtividade de pesca (CARDOSO, 2018).

Os impactos no igarapé do Urumari estão ligados à disposição de resíduos sólidos, lançamento de efluentes e assoreamento (PIMENTEL; MELO, 2014; SANTIAGO, 2019). O estudo realizado por Moura *et al.* (2020) demonstra que, pelo fato dos bairros por onde passa o igarapé do Urumari apresentarem carência de saneamento básico, toda a matéria orgânica acaba sendo agregada na água do igarapé, impactando direta ou diretamente a população. Moura *et al.* (2020) também constataram que a concentração microbiológica no local é alta após chuvas, se tornando resistentes.

Vidal (2019) em estudo sobre a qualidade da água no Igarapé do Irurá avalia a capacidade de autodepuração desse igarapé, e observa que a falta de oxigênio cresce conforme aumenta o trecho exposto ao ambiente urbano dos cursos de água, enquanto a concentração de oxigênio dissolvido diminui da montante para jusante.

Pinheiro et al. (2019), ao analisar as altas concentrações de fósforo ao longo desta drenagem percebe que estão ligadas ao aumento da produtividade primária medida por clorofila-a, o que pode conduzir às alterações na qualidade da água, trazendo o desequilíbrio do ecossistema aquático e prejudicando a saúde humana.

Conforme a Figura 3, a maior parte das pesquisas analisadas têm como localização a microbacia do igarapé Juá, seguidas pelos igarapés Urumari e Irurá.



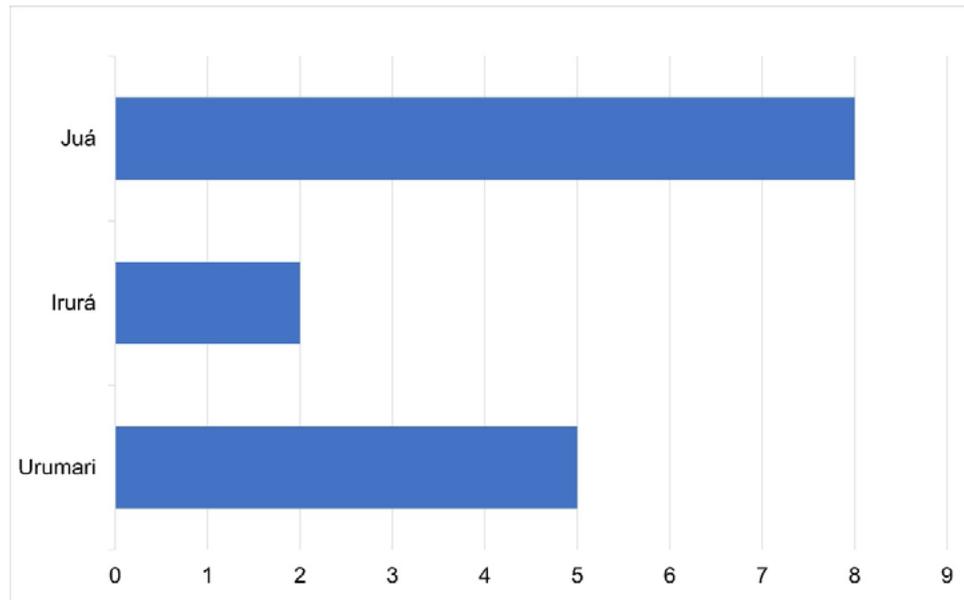


FIGURA 3: Localização dos estudos analisados.

Esses dados nos mostram que apesar da microbacia do igarapé do Juá ter uma expansão urbana mais recente, o número de estudos é maior. Uma hipótese seria que, justamente por estas transformações estarem em curso, tem-se uma maior demanda pela compreensão deste processo. De acordo com os temas de pesquisa definidos, foi observado que a maior parte está associado com o tema “qualidade da água”, seguido por “impactos ambientais” e “expansão urbana” (Figura 4).

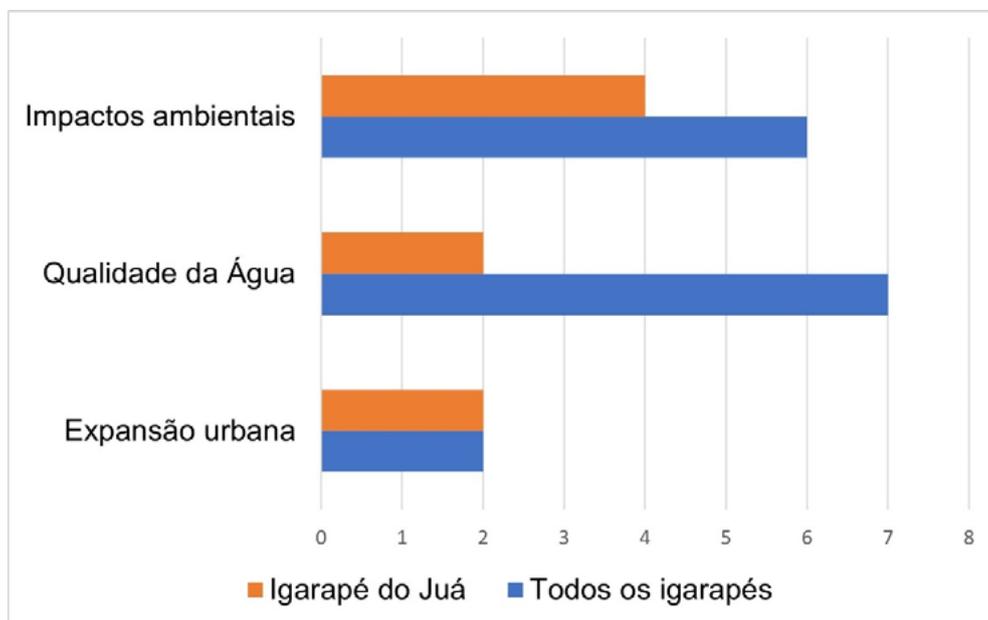
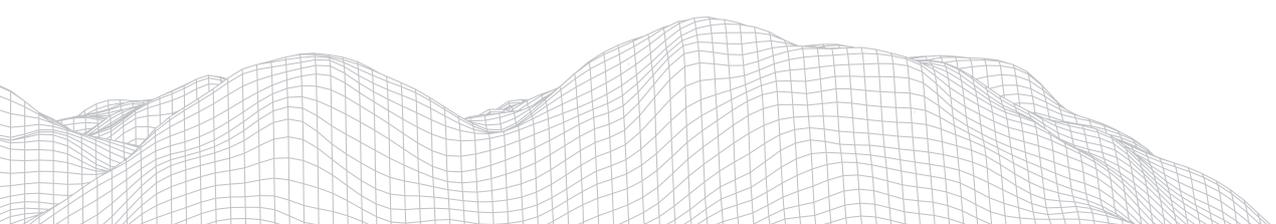


FIGURA 4: Quantidade de pesquisas analisadas e classificadas em temas definidos nos igarapés de estudo.



5. Conclusão

Conhecer as condições dos rios urbanos é um passo inicial para que seja pensado o planejamento ambiental a nível de bacia hidrográfica que pode levar à restauração da qualidade dos recursos hídricos e consequente melhoria da qualidade de vida da população na escala da microbacia.

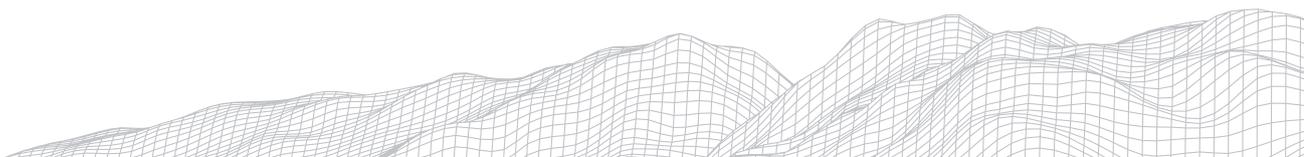
Fundamentar e implantar ações que podem promover a restauração e a revitalização de ambientes fluviais constitui tarefas de grande esforço e que demandam a participação de múltiplos agentes. O conhecimento do aparato científico disponível a respeito do tema nas áreas de estudo é um passo inicial no sentido de mudar o curso do processo de ocupação do entorno destes ambientes.

Agradecimentos

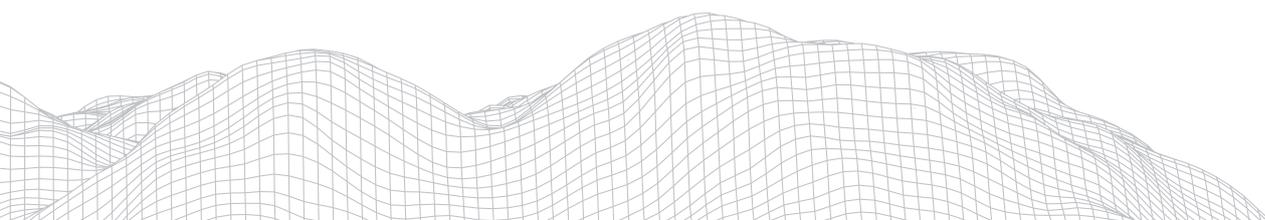
Este trabalho foi financiado pelo Programa de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) por meio da Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA) da Pró-Reitoria de Pesquisa, Pós-Graduação e Inovação Tecnológica da Universidade Federal do Oeste do Pará (PROPPIT-UFOPA).

Referências

- AGUIAR, R. S. **Análise do regime hidrológico e da disponibilidade hídrica da bacia do Rio Amazonas**. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará, Belém/PA, 2017.
- CARDOSO, M. C. SOUZA, R. R. CHIBA, H. S. A. VIEIRA, T. A. **Expansão urbana em Santarém, Pará: uma análise a partir da ocupação vista alegre do Juá**. In: Anais VIII Seminário Internacional sobre Desenvolvimento Regional. Santa Cruz do Sul/RS, 2017.
- CARDOSO, M. C. **Transformações socioambientais e espaço natural: o caso do Lago do Juá, Santarém - PA**. Dissertação de Mestrado (o Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Ambiente e Qualidade de Vida) - Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém/PA, 2018.
- CARDOSO, M. C. ALVES, H. S. VIEIRA, T. A. Impactos socioambientais: a percepção de uma comunidade ribeirinha do Baixo Amazonas, Pará, Brasil. **Revista Gaia Scientia**, v. 14, n. 4, p. 31-51, 2020.
- CHIN, A. **Urban transformation of river landscapes in a global context**. Science Direct, 2006. Disponível em: https://www.wou.edu/las/phycsi/taylor/g322/chin_in_press.pdf. Acesso em: 29 de maio de 2021.
- LATRUBESSE E. M. STEVAUX, J. C. SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187-206, 2005.
- LEITE, M. M. GOMES, M. F. O TAC como instrumento de regularização fundiária sustentável: aplicação da reurb social nas apps do Lago do Juá e rio Tapajós em Santarém-PA. **Revista Direito e Desenvolvimento**, João Pessoa, v. 10, n. 2, p. 157-178, jul./dez. 2019.
- MOURA, L. S. LOPES, R. B. RIBEIRO, J. S. FERNANDES, G. S. T. ALMEIDA, R. M. MELO, S. G. A Influência da Sazonalidade sobre a qualidade de água para microbacia do Urumari, Santarém/Pará. **Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais**, v.11, n.6, p.346-357, 2020.
- NUNES, D. D. **Hidrovia do Madeira: (re)configuração espacial, integração e meio ambiente**. 2004. Tese (Doutorado em Ciências: Desenvolvimento Socioambiental) - Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento Sustentável do Trópico Úmido, Núcleo de Altos Estudos Amazônicos, Universidade Federal do Pará, 2004.
- PEREIRA, J. C. M. **Importância e significado das cidades médias na Amazônia: uma abordagem a partir de Santarém (PA)**. Dissertação (Mestrado em Planejamento do Desenvolvimento) - Núcleo de Altos Estudos Amazônicos, Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.
- PIMENTEL, D. R. MOTA, E. J. ALVES, R. C. F. RAMOS, P. C. JESUS, A. K. S. Avaliação da qualidade da água do igarapé do



- urumari, Santarém, Pará. **Revista Saúde e Meio Ambiente**. Três Lagoas/MS, v. 8, n.1, p. 153-161, 2019.
- PIMENTEL, D. R. MELO, S. Proteção ambiental no igarapé do urumari, cidade de Santarém, Pará, Brasil. **Revista em foco**. Ano XI, nº 22, 2014.
- PINHEIRO, D. C.; SALDANHA, E. C.; MONTE, C. N. Índice de estado trófico e a proveniência do fósforo e clorofila-a em diferentes estações do ano em uma microbacia Amazônica. **Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais**, v.10, n.5, p.89-100, 2019.
- RIBEIRO, A. P. **Rede urbana e transporte fluvial na Amazônia: uma análise da importância dos rios na porção leste da ilha de Marajó, Pará**. In: VII Congresso Brasileiro de Geógrafos. Vitória/ES, 2014.
- ROCHA, M. S. OLIVEIRA, J. C. LESS, D. F. S. **Análise dos impactos ambientais na área de proteção ambiental do juá em Santarém, Pará**. In: Anais XI Congresso Brasileiro de Gestão Ambiental. Vitória/ES, 2020.
- ROOSEVELT, A. C. **The Development of prehistoric complex societies: Amazonia, a tropical forest, in complex politics tropical world**. Edited by BACUS, E. A.; LUCERO, L. Archaeological papers of the american anthropological Association n. 9, p. 190-212, 1999.
- SANTIAGO, R. S. **Perturbações antropogênicas nas últimas décadas no igarapé do Urumari, Santarém, Pará**. Dissertação de mestrado (Programa de Pós-graduação em Sociedade, Ambiente e Qualidade de Vida) - Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém/PA, 2019.
- SANTOS, M. A. urbanização brasileira. **Ed. Hucitec**, São Paulo, 1993.
- SANTOS, T. S. **Células mucosas branquiais de Hemigrammus Levis Durbin, 1908 como Biomarcadoras ambientais no Lago Juá, Santarém, PA, Brasil**. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Recursos Aquáticos Continentais Amazônicos) - Universidade Federal do Oeste do Pará. Santarém/PA, 2019.
- SANTOS, R. F. SANTOS, Z. SOUSA, M. S. LOPES, R. B. MOURA, L. S. Modelagem matemática da autodepuração da microbacia do Irurá no município de Santarém - Pará. **Revista Tecnologia**, v. 41, n. 1, p. 1-14, 2020.
- SILVA, M. J. V. **A vulnerabilidade socioambiental na produção do espaço urbano da cidade de Santarém-PA**. Tese de Doutorado (Programa de Pós-Graduação em Geografia) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro/SP, 2017.
- SILVA, A. D. B. **Percepção dos pescadores acerca dos impactos socioambientais decorrentes do processo de urbanização no entorno do lago do Juá, Santarém, Pará**. Dissertação de mestrado (Programa de Pós-Graduação em Ciências da Sociedade). - Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém/PA, 2019.
- SILVA, F. J. L. T. AQUINO, C. M. S. Estado da arte das questões socioambientais urbanas em eventos científicos da Geografia brasileira (2008-2017). **Geosp - Espaço e Tempo**, 2020.
- SIOLI H. **The Amazon: Limnology and landscape ecology of mighty tropical river and its basin**. Dordrecht, Pub. Junk, 800 p. 1984.
- SIOLI, H. Amazônia: fundamentos da ecologia da maior região de floresta tropicais. **Editora Vozes Petrópolis**, 3 ed., 1991.
- VIDAL, R. G. R. **Diatomáceas perifíticas como bioindicadoras de qualidade de água na microbacia do urumari, Santarém (Pará, Brasil)**. Dissertação de mestrado (Programa de Pós-Graduação em Recursos Aquáticos Continentais Amazônicos) - Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém/PA, 2019.
- XIAO, Y. WATSON, M. Guidance on Conducting a Systematic Literature Review. **Journal of Planning Education and Research**, v. 39, n. 1, p. 93-112, 2019.



ANÁLISE DA CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO MURUTUCUM, BELÉM, PA

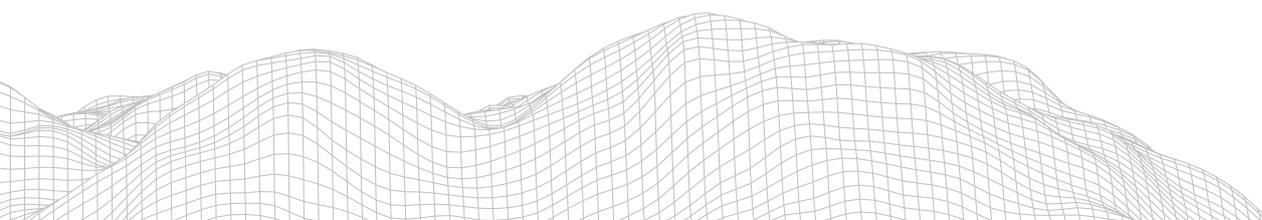
2696

João Rodrigo Navegantes dos Reis
Universidade Federal do Pará
Rua Augusto Corrêa, 01 – Guamá, 66075-110
E-mail: joao.navegantes.reis@ifch.ufpa.br
John Kevin Santos Gonçalves
Universidade Federal do Pará
Rua Augusto Corrêa, 01 – Guamá, 66075-110
E-mail: john.goncalves@ifch.ufpa.br
José Edilson Cardoso Rodrigues
Universidade Federal do Pará
Rua Augusto Corrêa, 01 – Guamá, 66075-110
E-mail: jecrodrigues@ufpa.br

Resumo

A bacia hidrográfica é uma importante unidade para estudos sobre a dinâmica da superfície terrestre. Caracterizá-la consiste em aplicar determinados parâmetros com o intuito de extrair dados que possam explicar alguns de seus atributos físicos. O objetivo do presente trabalho é apresentar as principais características do meio físico da bacia hidrográfica do rio Murutucum a partir da análise morfométrica. A metodologia baseou-se em levantamentos bibliográficos e de dados, além do tratamento dos dados e posterior elaboração gráfica e cartográfica. A análise da hierarquia fluvial e dos aspectos lineares, areais e hipsométricos apontam para uma bacia de primeira ordem e pouco ramificada, sinuosidade transicional, área de 33,6 km² e perímetro de 26 km, forma alongada e drenagem deficiente. A análise morfométrica é um importante método para obter registros quantificáveis sobre bacias hidrográficas e, não obstante, estabelecer suas principais características físicas.

Palavras-chave: Bacia hidrográfica. Análise morfométrica. Caracterização física.



1. Introdução

A bacia hidrográfica é uma importante unidade para estudos sobre a dinâmica da superfície terrestre, pois comporta uma interface analítica hidro-geomorfológica e propicia diversos recortes e representações do espaço geográfico. Assim, ela pode ser entendida como um recorte, observado e delimitado a partir de divisores naturais (comumente denominado interflúvio, divisor de águas ou divisor topográfico, que correspondem aos pontos mais altos do terreno), onde em seu interior encontra-se elementos como rios e lagos e, externamente, outras bacias adjacentes.

A essa definição, junta-se outras complementares e referendadas cientificamente, acrescentando camadas de informação e complexidade. Christofolletti (1980), que também a denomina como bacia de drenagem, a define como uma área drenada por um determinado rio ou por um sistema fluvial, sendo formada por um conjunto de canais de escoamento inter-relacionados que, por sua vez, compõem a drenagem fluvial.

Tal área também pode ser entendida em termos de funcionalidade, por meio do qual a água da precipitação pluvial que lhe ocorre é capturada e direcionada, através dos canais de escoamento, para seu único ponto de saída, o exutório (SILVEIRA, 2001 apud CARDOSO et al., 2006).

Para Bernardi et al. (2012), esse é um elemento importante para a gestão, pois as bacias hidrográficas são áreas onde pode-se observar mais facilmente a variabilidade do volume hídrico e a intensidade das precipitações pluviais, favorecendo que sua hidrodinâmica seja melhor gerenciada.

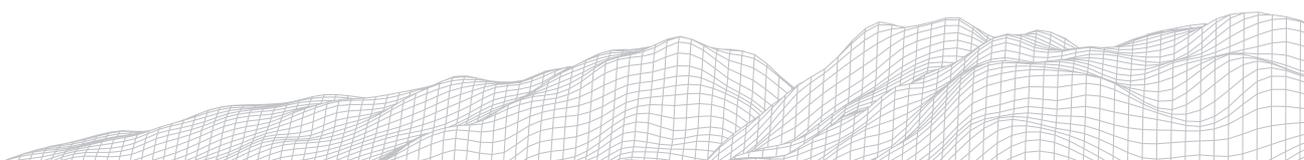
Ademais, faz-se necessário compreendê-las como sistemas geomorfológicos abertos que, mesmo quando não perturbados, se encontram em contínua flutuação, em estado de equilíbrio transicional ou dinâmico (LIMA, 1986 apud TONELLO et al., 2006).

A caracterização de uma bacia hidrográfica consiste na aplicação de determinados parâmetros com o intuito de extrair dados que possam explicar alguns de seus atributos físicos, sendo que tais características constituem elementos de elevada relevância para a avaliação de seu comportamento hidrogeomorfológico (VILLELA; MATTOS, 1975 apud TONELLO et al., 2006).

Contudo, para investigar as características das bacias a fim de identificar os fatores que influenciam suas formas de relevo, é necessário fazer uso de métodos quantitativos, como a análise morfométrica (ALVES; CASTRO, 2003 apud TONELLO et al., 2006).

A análise morfométrica, que é essencialmente sobre os aspectos da rede de drenagem e das formas de relevo, tem como principal objetivo a busca da elucidação e compreensão de diversas questões referentes ao entendimento da dinâmica ambiental local (CHRISTOFOLLETTI, 1970 apud TONELLO et al., 2006). Por exemplo, tal análise é importante para avaliar a predisposição a alguns eventos e a incompatibilidade com determinadas atividades humanas ou modelos de uso e ocupação do solo em uma dada área de interesse.

Segundo Tucci (1993) apud Bernardi et al. (2012), a partir do registro das variáveis morfométricas envolvidas nos processos inerentes à bacia hidrográfica, é possível entender melhor os fenômenos e procurar representá-los matematicamente, por meio do emprego de razões estatísticas como índices, coeficientes e densidades.



2. Área de estudo

A área de estudo em questão trata-se da bacia hidrográfica do rio Murutucum, que está localizada a sudeste do município de Belém, Pará. Concentra os lagos Bolonha e Água Preta que, de acordo com Bordalo (2006), são responsáveis por abastecer cerca de 70% da Região Metropolitana de Belém (RMB). É também constituída por somente três cursos de água, cuja orientação preferencial de escoamento é Norte-Sul, desaguardo na margem direita do rio Guamá. Segundo Costa et al. (2020), apresenta uma das áreas com menor densidade demográfica da cidade. A Figura 1 representa a área em estudo.

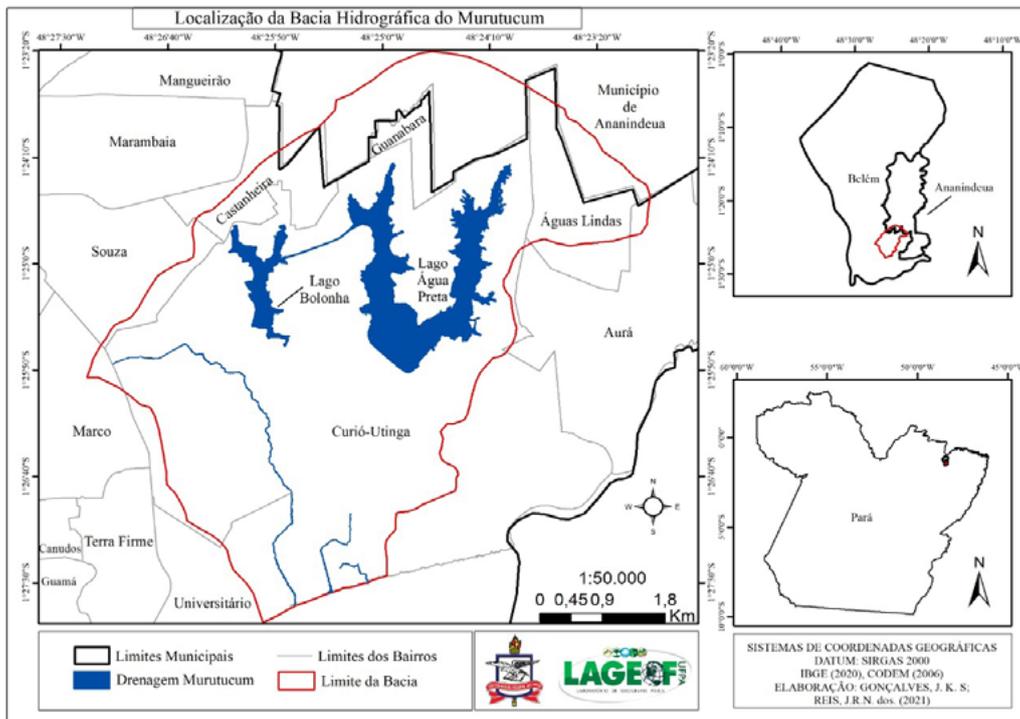


FIGURA 1: Localização da bacia hidrográfica do rio Murutucum.
Fonte: Arquivo dos autores.

As cotas altimétricas não ultrapassam 24 metros na área em tela, o que denota reduzida variação hipsométrica. Os níveis topográficos mais baixos - menor que 4 m - correspondem às planícies aluviais, que são naturalmente sujeitas a inundações periódicas e apresentam relevo plano e ondulado (FERRAZ; RODRIGUES, 2017). Entre 4-12 m, estão presentes os terraços holocênicos e pleistocênicos que, segundo Luz; Rodrigues; Marinho (2018), correspondem ao mais recente estágio de aluvionamento e evidenciam processos de terraceamento ocorridos durante o Quaternário antigo, respectivamente. Acima de 12 m, está a classe geomorfológica predominante e de altitudes mais elevadas ao nível local, o tabuleiro continental, que se configura também como plataforma interfluvial (FERRAZ; RODRIGUES, 2017).

A bacia é recoberta por estratos rochosos do tipo sedimentos inconsolidados do Quaternário, além das formações barreiras e pós-barreiras. A primeira unidade geológica representa sedimentos da planície aluvial da bacia, constituída de areia, silte e argila, e apresenta grande quantidade de material orgânico (COSTA, 1996 apud DIAS; LUZ; TAVARES, 2017). A formação barreiras compreende sedimentos que foram depositados por sistemas fluviais entrelaçados associados

a leques aluviais, cuja composição alterna de areias finas a grossas, argilas, conglomerados e arenito-ferruginoso (DIAS; LUZ; TAVARES, 2017). Por fim, os sedimentos da formação pós-barreiras são marcados por paleossolos lateríticos e depósitos residuais, de composição areno-argilosa e fortemente intemperizados (ROSSETI, 2004 apud DIAS; LUZ; TAVARES, 2017).

3. Metodologia

O objetivo do presente trabalho é obter as principais características do meio físico da bacia hidrográfica do rio Murutucum a partir da análise morfométrica, obedecendo os procedimentos metodológicos descritos a seguir.

Levantamento bibliográfico sobre morfometria de bacias hidrográficas em fonte primária e em fontes secundárias: Geomorfologia, de autoria de Antonio Christofolletti, é a obra responsável por integrar as principais proposições internacionais a respeito do assunto para a literatura científica brasileira em meados dos anos 1970, assumindo importante contribuição para diversos estudos e pesquisas que nela se apoiam. Também Antoneli; Thomaz (2007), Cardoso et al. (2006), Marinho; Almeida (2013), Teodoro et al. (2007) e Tonello et al. (2006) contribuíram para revisão conceitual e atualização acerca de alguns registros morfométricos.

Levantamento de dados secundários: da Companhia de Desenvolvimento e Administração da Área Metropolitana de Belém (CODEM), obteve-se - em escala de 1:50.000 - o limite dos bairros em bases político-administrativas e, em bases topográficas, o limite da bacia, a rede de canais e as curvas de nível, os quais foram utilizados para compor as cartas de localização, de hierarquia fluvial e de hipsometria, respectivamente, assim como para extrair os valores relativos à morfometria.

Tratamento e análise dos dados levantados: os dados levantados foram tratados e analisados por meio de ferramentas de geoprocessamento presentes nos softwares QGIS e ArcGIS, versões 3.10.9 e 10.8, respectivamente.

Classificação dos canais fluviais: entre os critérios aceitos para determinar a hierarquia fluvial de uma bacia, foi adotado o método de classificação proposto por Arthur N. Strahler, em 1952, no qual:

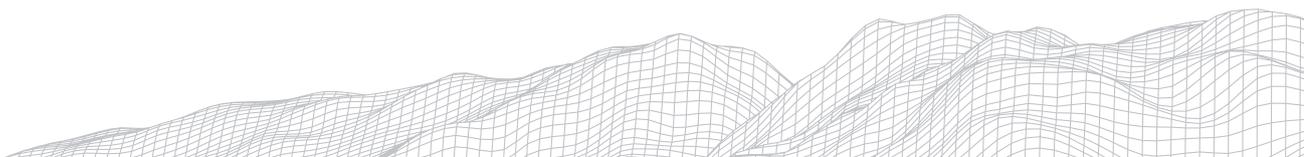
Os menores canais, sem tributários, são considerados como de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, e só recebem afluentes de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e de primeira ordem; [...]. E assim sucessivamente” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 107).

A partir dessa classificação, também é possível determinar a ordem e o número de canais da bacia, que representam o grau de ramificação do seu sistema de drenagem (TUCCI, 2001 apud TONELLO et al., 2006).

As análises morfométricas utilizadas no presente trabalho estão descritas a seguir, em um total de dezesseis.

Comprimento do canal principal (L): curso de água com a maior distância, medido da desembocadura da bacia até determinada nascente (SHREVE, 1974 apud CHRISTOFOLETTI, 1980), critério que se relaciona tanto com outros aspectos morfométricos quanto com os topológicos das redes de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Comprimento total dos canais (Lt): soma dos comprimentos de todos os cursos de água da bacia.



Comprimento médio dos canais (Lm): soma dos comprimentos de todos os cursos de água da bacia, dividido pela respectiva quantidade.

Extensão do percurso superficial (Eps): “representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente [...]” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 111). A fórmula é expressa por:

$Eps = 1/2 * Dd$, onde: Eps = extensão do percurso superficial; Dd = densidade de drenagem.

Distância vetorial do canal principal (Dv): representa a distância de uma linha reta, medida da nascente do canal principal até sua desembocadura.

Índice de sinuosidade do canal principal (Is): relaciona o comprimento do canal principal com a distância vetorial entre os extremos do mesmo (ALVES; CASTRO, 2003 apud TEODORO et al., 2007). A fórmula é expressa por:

$Is = L / Dv$, onde: Is = índice de sinuosidade do canal principal; L = comprimento do canal principal; Dv = distância vetorial do canal principal.

Área (A): toda a área drenada pelo sistema fluvial e delimitada pelos divisores topográficos da bacia, projetada em plano horizontal (CHRISTOFOLETTI, 1980; TONELLO, 2005 apud TEODORO et al., 2007).

Perímetro (P): comprimento da linha imaginária que representa a delimitação dos divisores de água da bacia (TONELLO, 2005 apud TEODORO et al., 2007).

Comprimento da bacia (Lb): representa a maior distância de uma linha reta, medida da desembocadura do canal principal até determinado ponto situado ao longo do perímetro (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Coeficiente de compacidade (Kc): relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia (CARDOSO et al., 2006; TONELLO et al., 2006). A fórmula é expressa por:

$Kc = 0,28 * P / \sqrt{A}$, onde: Kc = coeficiente de compacidade; P = perímetro; A = área da bacia.

Fator de forma (F). relação entre a área e o comprimento da bacia. A fórmula é expressa por:

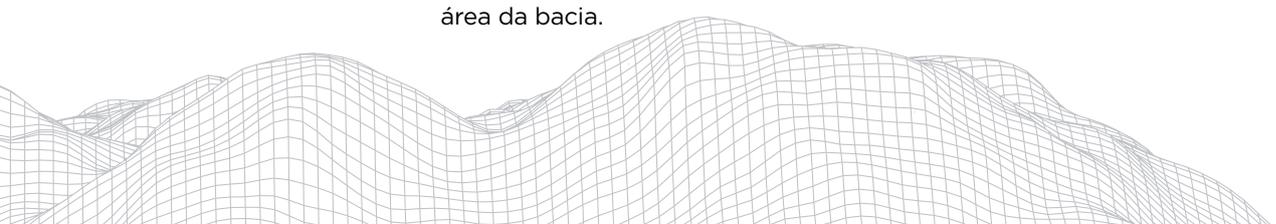
$F = A / L^2$, onde: F = fator de forma; A = área da bacia; L = comprimento da bacia.

Índice de circularidade (Ic). relação entre a área e o perímetro da bacia. A fórmula é expressa por:

$Ic = 12,57 * A / P^2$, onde: Ic = índice de circularidade; A = área da bacia; P = perímetro da bacia.

Densidade de rios (Dr): proposto inicialmente por R. E. Horton, em 1945, relaciona o número de cursos de água com a área da bacia, cuja finalidade baseia-se em “comparar a frequência ou a quantidade de cursos de água existentes em uma área de tamanho padrão como, por exemplo, o quilômetro quadrado” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 115). A fórmula é expressa por:

$Dr = N / A$, onde: Dr = densidade de rios; N = total de cursos de água; A = área da bacia.



Densidade de drenagem (Dd): igualmente proposto por Horton em 1945, sendo a relação entre o comprimento total dos canais - sejam eles perenes, intermitentes ou temporários - com a área da bacia, realizado com a finalidade de compreender o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem, em termos de eficiência da drenagem (CARDOSO et al., 2006). A fórmula é expressa por:

$Dd = Lt / A$, onde: Dd = densidade de drenagem; Lt = comprimento total dos canais; A = área da bacia.

Amplitude altimétrica máxima da bacia (Hm): “corresponde à diferença altimétrica entre a altitude da desembocadura e a altitude do ponto mais alto situado em qualquer lugar da divisória topográfica” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 119). Proposto inicialmente por S. A. Schumm, em 1956.

Relação de relevo (Rr): igualmente proposto por Schumm em 1956, relaciona a amplitude altimétrica máxima da bacia com a maior extensão da mesma (CHRISTOFOLETTI, 1980). A fórmula é expressa por:

$Rr = Hm / L$, onde: Rr = relação de relevo; Hm = amplitude altimétrica máxima da bacia; L = comprimento da bacia.

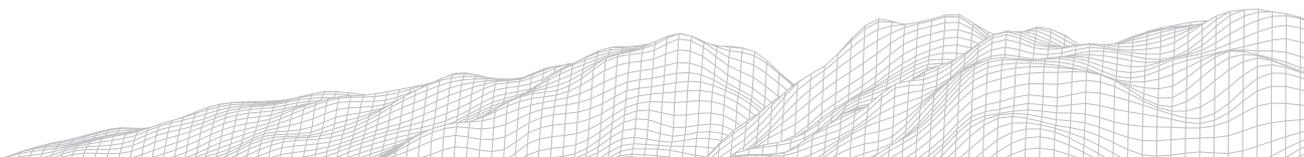
Por fim, toda a elaboração cartográfica foi realizada no software ArcGIS 10.8, enquanto a confecção gráfica (tabela e quadro) ocorreu no software Excel.

4. Resultados e discussões

Conforme os preceitos estabelecidos para a análise morfométrica de bacias hidrográficas, primeiramente hierarquizou-se a rede de drenagem a fim de obter a ordem e o número de canais para, em seguida, analisar os aspectos lineares, areais e hipsométricos. A rede de drenagem “representa o formato ou o aspecto traçado pelo conjunto dos talvegues de uma bacia hidrográfica” (MARINHO; ALMEIDA, 2013, p. 103), enquanto o sistema de drenagem é formado pelo canal principal e seus afluentes, e tenderá a ser mais eficiente quanto mais ramificada for sua rede de drenagem (CARDOSO et al., 2006; TONELLO et al., 2006).

Da hierarquia fluvial, por meio do método proposto por Strahler, obteve-se a representação cartográfica que consta na Figura 2.

De acordo com a figura citada, denota-se uma bacia de primeira ordem constituída por somente três cursos de água, que caracteriza sua rede como pouco ramificada e seu sistema como pouco eficiente, descrevendo um padrão semelhante ao dendrítico, concentrada no setor sul e com orientação preferencial de escoamento Norte-Sul.



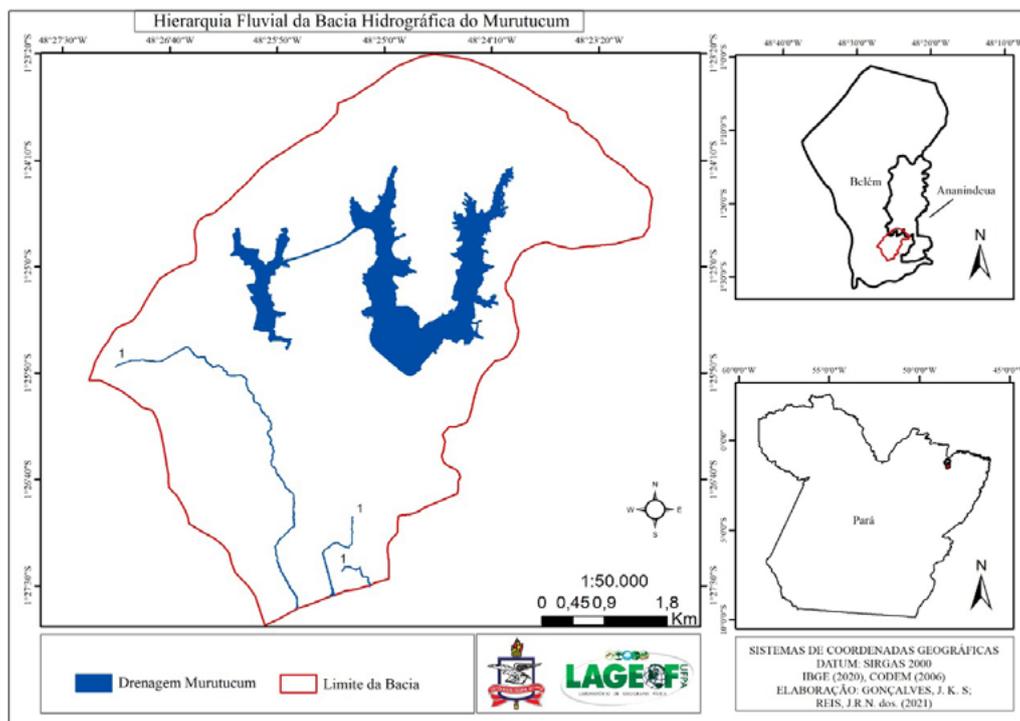


FIGURA 2: Hierarquia fluvial da bacia hidrográfica do rio Murutucum.
Fonte: Arquivo dos autores.

Os resultados da hierarquia fluvial e da análise morfométrica extraídos da bacia hidrográfica do rio Murutucum constam na Tabela 1.

Segundo a tabela citada, o canal principal possui 6.167,6 metros de comprimento; do comprimento total e do comprimento médio dos canais, obteve-se os valores de 8.462,7 m e 2.820,9 m, respectivamente. O primeiro valor é importante para aferir o índice de sinuosidade do canal principal, enquanto o segundo é relacionado na densidade de drenagem.

A extensão do percurso superficial obtida foi de 0,127 km/km²; ou seja, as águas das chuvas precisam percorrer, em média, pouco mais de cem metros por quilômetro quadrado para precipitar em um interflúvio e chegar até um canal permanente. Segundo Christofolletti (1980), essa é uma variável muito importante pois explica tanto o desenvolvimento hidrológico quanto o fisiográfico das bacias hidrográficas.

Para calcular o índice de sinuosidade do canal principal, primeiro obteve-se o valor do comprimento do referido canal e, depois, do comprimento em linha reta entre os seus extremos (isto é, entre a nascente e a desembocadura, que correspondem à distância vetorial, cujo valor obtido foi de 4.359 m). Segundo Schumm (1963) apud Antoneli; Thomaz (2007), os valores de sinuosidade variam entre 1 e 2, cuja interpretação varia entre canal que tende a ser retilíneo (mais próximo de 1) e canal que tende a ser tortuoso (mais próximo de 2); valores intermediários tenderiam para formas transicionais e/ou irregulares.

TABELA 1

Hierarquia fluvial e morfometria da bacia hidrográfica do rio Murutucum.

HIERARQUIA FLUVIAL	
Ordem	1
Número de canais	3
ANÁLISE LINEAR	
Comprimento do canal principal (m)	6167,6
Comprimento total dos canais (m)	8462,7
Comprimento médio dos canais (m)	2820,9
Extensão do percurso superficial (km/km ²)	0,127
Distância vetorial do canal principal (m)	4359
Índice de sinuosidade do canal principal	1,415
ANÁLISE AREAL	
Área (km ²)	33,6
Perímetro (km)	26,3
Comprimento da bacia (m)	8310
Coefficiente de compacidade	1,27
Fator de forma	0,488
Índice de circularidade	0,61
Densidade de rios (rios/km ²)	0,089
Densidade de drenagem (km/km ²)	0,253
ANÁLISE HIPSOMÉTRICA	
Amplitude altimétrica máxima da bacia (m)	24
Relação de relevo (m/km)	3,871

Fonte: Arquivo dos autores (2021).

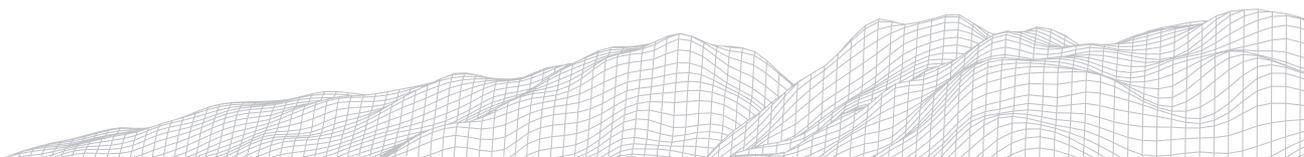
O resultado de 1,415 obtido para o canal do Murutucum representa como características uma sinuosidade transicional, irregular, com trechos retilíneos e tortuosos que, de acordo com Antoneli; Thomaz (2007), é um fenômeno comum em planícies de inundação.

As características iniciais da análise areal versam sobre área, perímetro e comprimento. Para a bacia em questão, a área apresentou 33,6 km², enquanto o perímetro obtido foi de 26,3 km; por sua vez, o comprimento resultou em 8.310 metros.

No que tange ao coeficiente de compacidade, fator de forma e índice de circularidade, esses parâmetros permitem identificar a forma da bacia (se mais circular ou mais alongada), assim como verificar sua susceptibilidade a eventos de enchentes e inundações mais rigorosas. A forma da bacia “é importante na determinação do tempo de concentração [de água da chuva], ou seja, o tempo necessário para que toda a bacia contribua para a sua saída após uma precipitação” (TONELLO et al., 2006, p. 852).

Em relação ao primeiro parâmetro:

Quanto mais irregular for a bacia, maior será o coeficiente de compacidade. Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponderia a uma bacia circular e, para uma bacia alongada, seu valor é significativamente superior a 1. Uma bacia será mais suscetível a enchentes mais acentuadas quando seu Kc for mais próximo da unidade (CARDOSO et al., 2006, p. 243).



Por outro lado, uma dada bacia estará menos sujeita a enchentes quanto mais baixo for seu fator de forma, mesmo que possua tamanho igual a outra; quanto ao índice de circularidade, este tenderá para a unidade à medida que a bacia se aproximar da forma circular, e diminuirá à medida que a forma se torna alongada (CARDOSO et al., 2006).

Dado que o coeficiente de compacidade apresentou valor significativamente afastado da unidade (1,27), além dos baixos valores para o fator de forma (0,488) e para o índice de circularidade (0,61), infere-se que a bacia hidrográfica do rio Murutucum tende à forma alongada, estando menos sujeita a enchentes e inundações “[...] em condições normais de precipitação, ou seja, excluindo-se eventos de intensidades anormais [...]” (CARDOSO et al., 2006, p. 244). Ademais, pode-se inferir também que tal bacia apresenta menos tempo de concentração de água da chuva, favorecendo o deflúvio (TONELLO et al., 2006).

A densidade de rios resultou em 0,089 rios/km². Para Christofolletti (1980), essa variável representa um dos aspectos fundamentais do comportamento hidrológico de determinada área, que é a capacidade de gerar novos cursos de água; o valor encontrado para a bacia do Murutucum é irrisório, fato que atesta sua baixa capacidade em gerar novos cursos de água.

A densidade de drenagem relaciona o comprimento total dos cursos de água com a área da bacia, sendo uma variável importante para atestar o grau de desenvolvimento do seu sistema de drenagem (CARDOSO et al., 2006). Também permite avaliar o potencial erosivo e de escoamento superficial da área drenada, ao passo que a interpretação da eficiência da drenagem consta no Quadro 1 (BELTRAME, 1994 apud MARINHO; ALMEIDA, 2013).

QUADRO 1

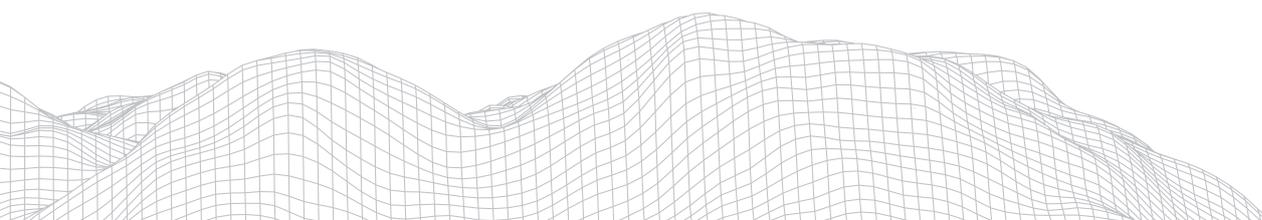
Interpretação da eficiência da drenagem.

Densidade de drenagem	Interpretação
Menor que 0,5	Baixa densidade de drenagem
Entre 0,5 e 2	Mediana densidade de drenagem
Entre 2 e 3,5	Alta densidade de drenagem
Maior que 3,5	Muito alta densidade de drenagem

Fonte: Beltrame (1994) apud Marinho; Almeida (2013).

Conforme o quadro acima, a bacia em questão apresenta baixa densidade de drenagem, comprovado pelo resultado de 0,253 km/km², que revela escassa disponibilidade hídrica na superfície (ANTONEL; THOMAZ, 2007). Ademais, conforme Tonello et al. (2006), esse fenômeno pode estar associado a um substrato rochoso bastante permeável, que facilita a infiltração em detrimento do escoamento superficial e da conseqüente esculturação de canais permanentes.

Por fim, a análise dos aspectos hipsométricos diz respeito à amplitude altimétrica máxima da bacia e à relação de relevo. O cálculo da amplitude entre as altitudes da desembocadura e do ponto mais alto do divisor topográfico retornou uma diferença de 24 metros, enquanto 3,871 m/km foi o resultado obtido para a relação de relevo. A Figura 3 representa esses aspectos.



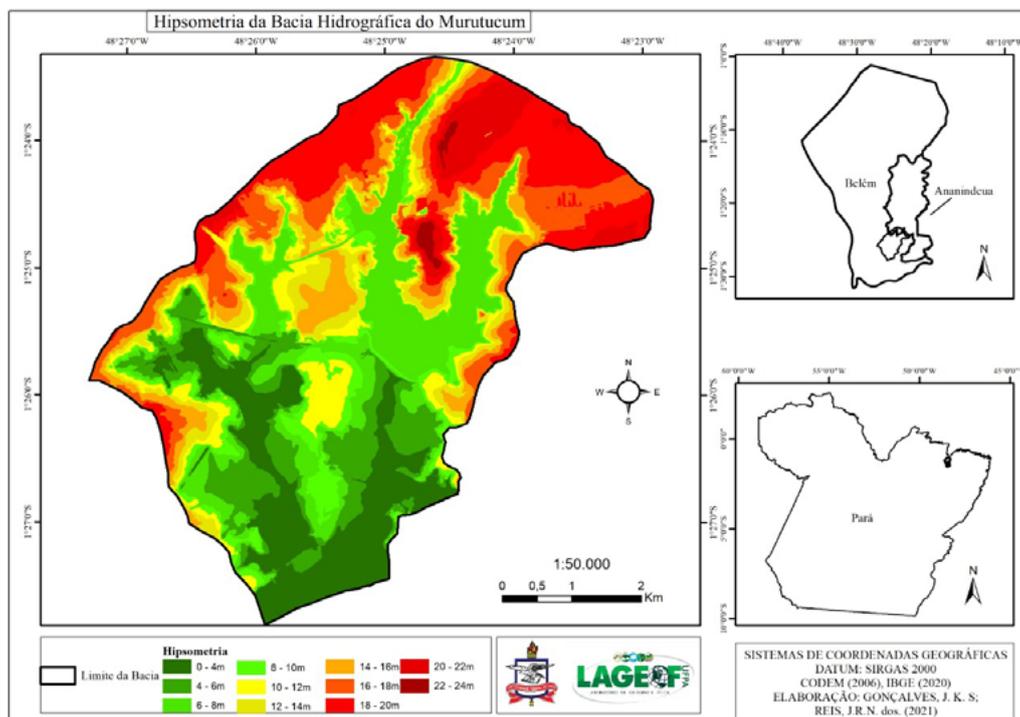


FIGURA 3: Hipsometria da bacia hidrográfica do rio Murutucum.
Fonte: Arquivo dos autores.

5. Considerações finais

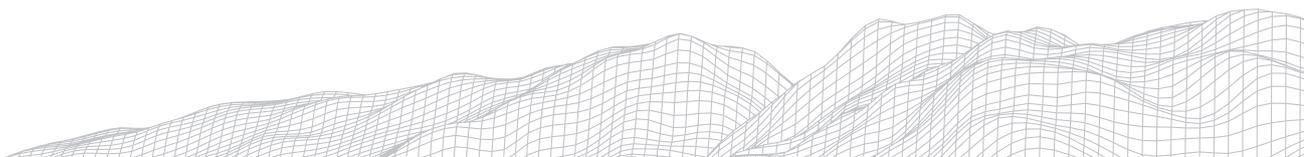
Da hierarquia fluvial, conclui-se que a bacia possui rede pouco ramificada e sistema pouco eficiente (ambos relativos à drenagem), os canais apresentam padrão dendrítico e a orientação de deságue é Norte-Sul. Quanto aos aspectos lineares, a principal característica diz respeito à sinuosidade do canal principal, isto é, transicional e irregular, com trechos retilíneos e tortuosos.

As principais características dos aspectos areais versam sobre o coeficiente de compacidade, fator de forma e índice de circularidade, além das densidades de rio e de drenagem. Destes últimos, obteve-se que a bacia em questão possui baixa capacidade em gerar novos cursos de água e baixa densidade de drenagem (com escassa disponibilidade hídrica na superfície), respectivamente. Ademais, considera-se sua forma alongada, que propicia menos tempo de concentração de água da chuva e favorece o escoamento superficial, sendo menos susceptível a enchentes e inundações mais severas.

Destaca-se, portanto, a importância da análise morfométrica como método para obter registros quantificáveis sobre bacias hidrográficas e, não obstante, estabelecer as principais características físicas de qualquer recorte do espaço.

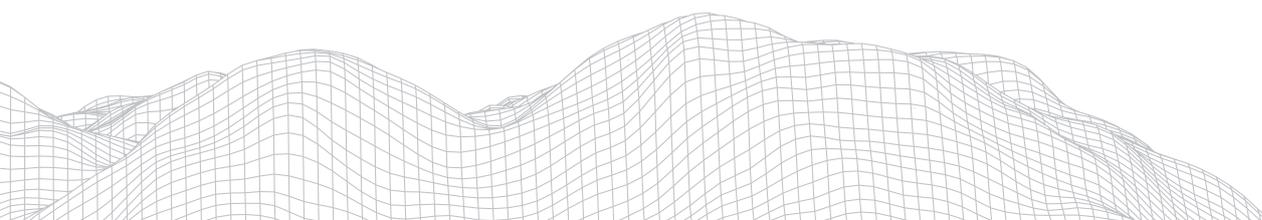
Agradecimentos

Os autores agradecem à Universidade Federal do Pará, pela concessão das bolsas de iniciação científica, e ao prof. dr. José Edilson Cardoso Rodrigues, pela orientação e revisão final do presente trabalho.



Referências

- ANTONELI, V.; THOMAZ, E. L. Caracterização do meio físico da bacia do arroio Boa Vista-Guamiranga (PR). *Caminhos de Geografia*, v. 8, n. 21, 2007, p. 46-58.
- BERNARDI, E. C. S.; *et al.* Bacia hidrográfica como unidade de gestão ambiental. *Disciplinarum Scientia | Ciências Naturais e Tecnológicas*, v. 13, n. 2, 2012, p. 159-168.
- BORDALO, C. A. L. O desafio das águas numa metrópole amazônica: uma reflexão das políticas de proteção dos mananciais da região metropolitana de Belém-PA (1984 - 2004). 2006. 281 f. Tese (Doutorado) - Núcleo de Altos Estudos Amazônicos, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- CARDOSO, C. A.; *et al.* Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. *Revista Árvore*, v. 30, n. 2, 2006, p. 241-248.
- CHRISTOFOLETTI, A. A análise de bacias hidrográficas. In: CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. São Paulo: Blucher, 1980, p. 102-127.
- COSTA, F. E. V.; *et al.* A complexidade da questão dos rios urbanos nas cidades amazônicas: o caso de Belém/PA. In: RIBEIRO, W. de O.; BRASIL, A. de P. M. dos S.; COSTA, F. E. V. (Org.). *Cidades amazônicas: formas, processos e dinâmicas recentes na região de influência de Belém*. Belém: EdUEPA, 2020, p. 240-274.
- DIAS, R. P.; LUZ, L. M. da; TAVARES, M. Uso e ocupação do solo da bacia Armas-Reduto. In: SILVA, C. N. da; *et al.* (Org.). *Belém dos 400 anos: análises geográficas e impactos antropogênicos na cidade*. Belém: GAPTA/UFPA, 2017, p. 115-152.
- FERRAZ, D. T.; RODRIGUES, J. E. C. Geomorfologia urbana histórica da bacia da Tamandaré. In: SILVA, C. N. da; *et al.* (Org.). *Belém dos 400 anos: análises geográficas e impactos antropogênicos na cidade*. Belém: GAPTA/UFPA, 2017, p. 81-114.
- LUZ, L. M. da; RODRIGUES, J. E. C.; MARINHO, A. V. Belém antropogênica: risco geomorfológico e geotécnico em áreas urbanas. In: *Anais do 16º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental*. São Paulo: ABGE, 2018.
- MARINHO, C. F. C. E.; ALMEIDA, H. A. de. Principais características morfométricas do alto curso da bacia hidrográfica do rio Paraíba. *Revista de Geografia/UFPE*, v. 30, n. 2, 2013, p. 95-112.
- TEODORO, V. L. I.; *et al.* O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. *Revista Brasileira Multidisciplinar*, v. 11, n. 1, 2007, p. 137-156.
- TONELLO, K. C.; *et al.* Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães-MG. *Revista Árvore*, v. 30, n. 5, 2006, p. 849-857.



ANÁLISE MORFOMÉTRICA COMPARATIVA ENTRE DUAS SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS NO SEMIÁRIDO PARAIBANO

2708

Jeferson Mauricio Rodrigues

Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, CEP: 58051-900

E-mail: Jefersonmrgeo@gmail.com

Rafael Albuquerque Xavier

Universidade Estadual da Paraíba

Rua Baraúnas, 351 – Universitário, Campina Grande, CEP: 58429-500

E-mail: Xavierra@uol.com.br

Jonas Otaviano Praça de Souza

Universidade Federal da Paraíba

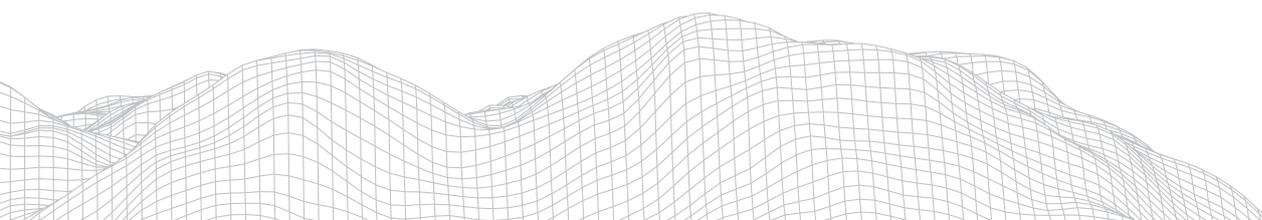
Campos I, Loteamento Cidade Universitária, CEP: 58051-900

E-mail: Jonasgeoufpe@yahoo.com.br

Resumo

O recorte da bacia hidrográfica do Alto Curso do Rio Piranhas definido pela Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs) indica que esta bacia possui dois canais principais, o rio do Peixe e o rio Piranhas, de modo que o rio do Peixe é considerado tributário do rio Piranhas. Todavia, os parâmetros morfométricos indicam que o rio do Peixe apresenta maior expressividade quantitativa no que tange ao estabelecimento de canal principal e consequentemente, responsável pela captação da drenagem da bacia como um todo. Sendo assim, este trabalho objetivou analisar morfometricamente as sub-bacias dos rios Piranhas e Peixe no intuito de identificar a sub-bacia de maior expressão, onde a sub-bacia do rio do Peixe foi indicada como a bacia de maior importância, indicando que o rio Piranhas é tributário do rio do Peixe, diferentemente do que é proposto pela AESA.

Palavras-chave: Morfometria; Bacia Hidrográfica; Semiárido.



1. Introdução

Atribui-se a Horton (1945) a preocupação com o desenvolvimento de técnicas que permitam investigar o desenvolvimento das formas de relevo com um foco quantitativo (LEITE e ROCHA, 2016). Assim, pensando em apresentar caráter mais objetivo, Horton que era engenheiro hidráulico preocupou-se em estabelecer as leis dos desenvolvimentos dos rios em suas bacias hidrográficas (CHRISTOFOLETTI, 1980). As técnicas quantitativas utilizadas em bacias hidrográficas são definidas como componentes da morfometria, esta por sua vez, ramo da geomorfologia que utiliza um conjunto de indicadores e índices quantitativos para análise do relevo e rede de drenagem (FLORENZANO, 2008). A análise morfométrica tem como finalidade definir as relações entre os parâmetros mensuráveis de uma bacia hidrográfica e seus condicionantes (MACHADO, 2011).

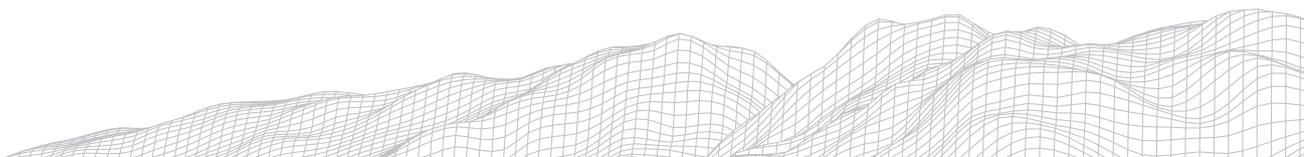
A caracterização morfométrica de bacias hidrográficas além de ser uma das primeiras etapas para o entendimento mensurável, é um dos procedimentos mais comuns executados em análises hidrológicas ou ambientais (TEODORO et al, 2007). Além disso, é possível definir áreas homogêneas em bacias hidrográficas a partir de mensurações quantitativas (ANTONELLI e THOMAZ, 2007).

O recorte espacial utilizado para análise morfométrica é a bacia hidrográfica, que vem sendo utilizada para definir unidade de gestão da paisagem relacionado ao planejamento ambiental, principalmente ao envolver questões hídricas (MACHADO, 2011). Numa perspectiva mais funcional, a bacia hidrográfica pode ser definida como uma área que faz a captação de toda precipitação que chega entre os divisores de água e drena para uma saída em comum, ou seja, o exutório (CHRISTOFOLETTI, 1980). Nessa perspectiva, são vistas como sistemas abertos, recebendo fluxo de energia dos processos climáticos e perdendo energia pela descarga fluvial (LIMA e ZAKIA, 2000). Assim, a bacia hidrográfica envolve as superfícies drenadas por um canal principal e seus tributários (SCHIAVETTI e CAMARGO, 2002), sendo o palco de atuação de pesquisas qualitativas e quantitativas de geomorfólogos.

De acordo com Santana (2003) as bacias hidrográficas possuem sub-bacias ou podem ser sub-bacias de uma bacia de hierarquia maior, ou seja, as bacias podem ser desmembradas, onde qualquer bacia hidrográfica interliga-se com outra de ordem hierárquica superior, constituindo em relação à última uma sub-bacia. Portanto, os termos sub-bacia e bacia hidrográfica são relativos.

Marcuzzo (2012) afirma que a análise morfométrica permite identificar a linearidade, área e hipsometria de uma bacia hidrográfica. De acordo com Christofolletti (1980) a análise morfométrica inicia-se pelo ordenamento de canais na bacia, tendo em vista a hierarquia fluvial. Posteriormente, deve-se fazer as análises dos aspectos lineares, areais e hipsométricos. Os indicadores morfométricos podem ser divididos em: Geométricos, de relevo e da rede de drenagem (TONELLO, 2005). O tratamento de imagens SRTM em ambiente SIG proporciona um levantamento de informações que permitem analisar de forma mais precisa as bacias hidrográficas (LOPES; LEAL; RAMOS, 2018).

Desta maneira o objetivo deste trabalho é analisar morfometricamente as bacias do rio do Peixe e rio Piranhas até a confluência entre ambos para entender qual a sub-bacia é a de maior expressão morfométrica, tendo em vista que o Alto Curso do Rio Piranhas-Açu leva o nome do rio Piranhas, este por sua vez, possui sub-bacia com expressão areal menor que a do rio do Peixe.



2. Metodologia

2.1 Caracterização da Área

A bacia do Alto Curso do Rio Piranhas está localizada no Sertão paraibano, ocupando uma área de 35 Municípios que dentre os principais estão: Cajazeiras, Souza e Pombal. O ponto de exutório da bacia está na confluência com o Rio Piancó e o canal principal possui 174,22 km de extensão. A bacia é impactada por barragens, principalmente barragens artesanais construídas pelas comunidades. Contudo, a barragem mais importante é a Engenheiro Ávidos, localizada no município de Cajazeiras - PB (Figura 1).

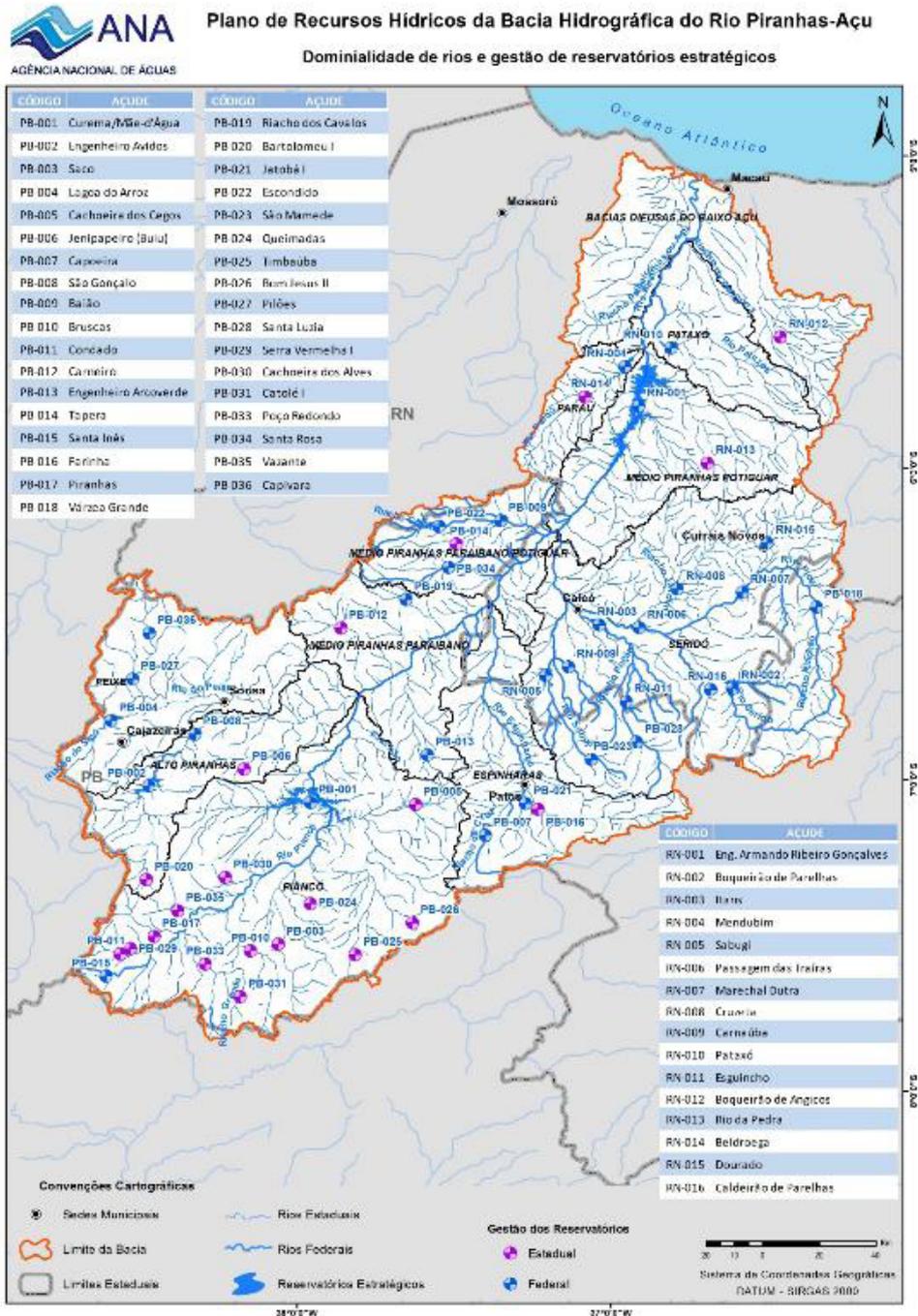


FIGURA 1: Mapa de localização de dominiabilidade de rios. O recorte da bacia do Alto Curso do rio Piranhas definida pela ANA-AESA localiza-se na área circulada em amarelo.
 Fonte: ANA (2018).

A área da bacia do Alto Curso do Rio Piranhas é de aproximadamente 6010,73 km², sobre a Depressão Sertaneja, tendo características físicas semelhantes a boa parte do semiárido nordestino. A Depressão Sertaneja é organizada em torno do Planalto da Borborema, e é resultado de morfologia herdada de processos morfoestruturais, onde nessas zonas aplainadas os processos denudacionais superam os agradacionais, formando vastas superfícies erosivas (MAIA et al., 2010).

De acordo com a Agência Nacional das Águas (ANA) e a Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESA), a bacia do alto curso do rio Piranhas compreende os rios Piranhas e Peixe dentro de seu perímetro. Estes rios possuem suas áreas de drenagem individuais e após a confluência do rio Piranhas com o Rio do Peixe, o rio é denominado de rio Piranhas.

Ressalta-se que o Alto Curso do Rio Piranhas funcionará como receptor e passagem natural das águas recebidas pelo Eixo Norte do Projeto de Integração do Rio São Francisco (PISF), pois possui um marco regulatório que estabelece vazão de entrega na fronteira estadual entre a Paraíba e o Rio Grande do Norte, o que irá perenizá-lo por completo.

No entanto, a área de drenagem do rio do Peixe é maior que a do rio Piranhas antes da confluência entre eles, o que justificou a comparação morfométrica destas sub-bacias para entender qual sub-bacia possui maior relevância no intuito de definir o canal principal da bacia hidrográfica como um todo, ou seja, após a confluência dos respectivos rios Peixe e Piranhas (Figura 2).

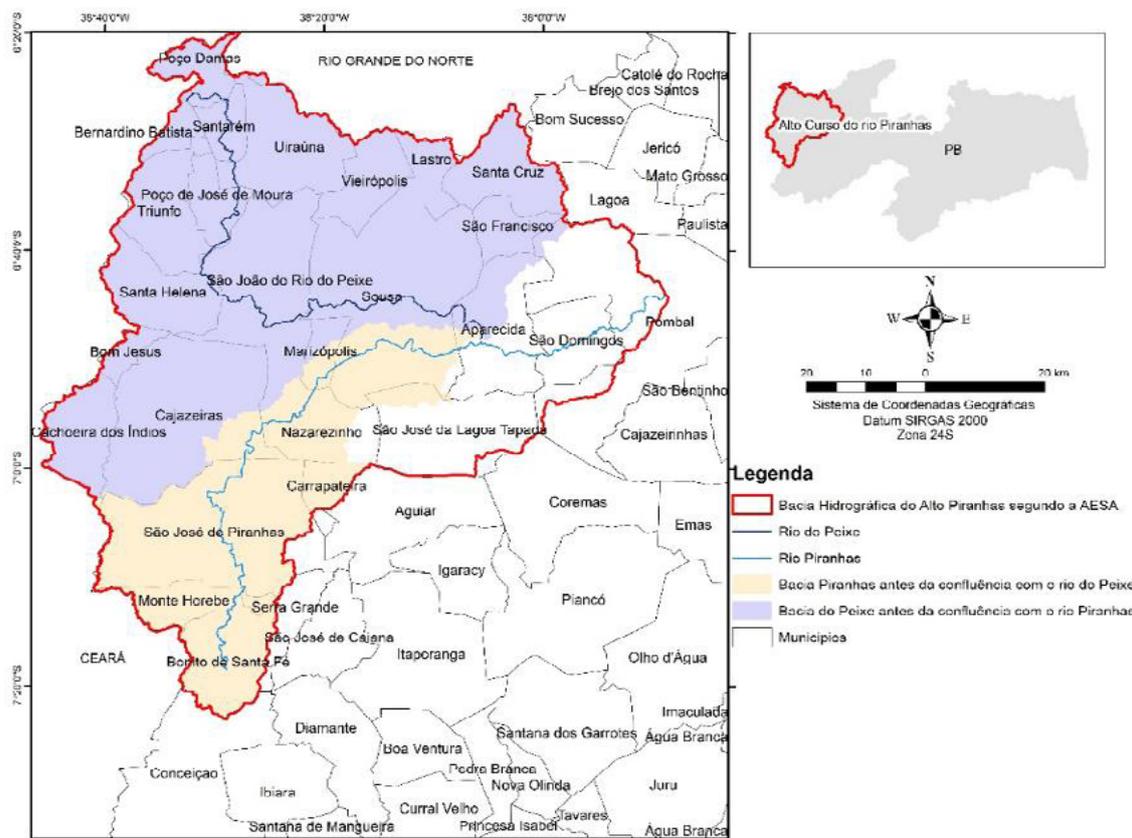


FIGURA 2: Mapa de localização da sub-bacia dos rios do Peixe e Piranhas.

Fonte: Autoral (2020).

Tendo em vista as respectivas áreas de drenagem dos rios Piranhas e Peixe como objeto de estudo, ambas as sub-bacias ocupam juntas 4947,8 km² de 6010,7 km² da área total da bacia do Alto Curso do Rio Piranhas definida pela AESA.

2.2 Procedimentos Metodológicos

Os parâmetros morfométricos que foram avaliados neste trabalho foram divididos em 3 características/etapas: Características Geométricas (Área total, Perímetro total, Fator de forma (F), Coeficiente de compacidade (Kc) e Índice de circularidade (Ic); Características do relevo (Declividade mínima, declividade média, declividade máxima, índice de rugosidade, altitude mínima, altitude média, altitude máxima e amplitude altimétrica); e Características da rede de drenagem (Total de canais de drenagem, extensão do curso d'água principal, comprimento total dos cursos d'água, padrão de drenagem, densidade de rios, densidade de drenagem, coeficiente de manutenção e ordem dos cursos d'água), conforme propõe Tolledo (2006).

TABELA 1

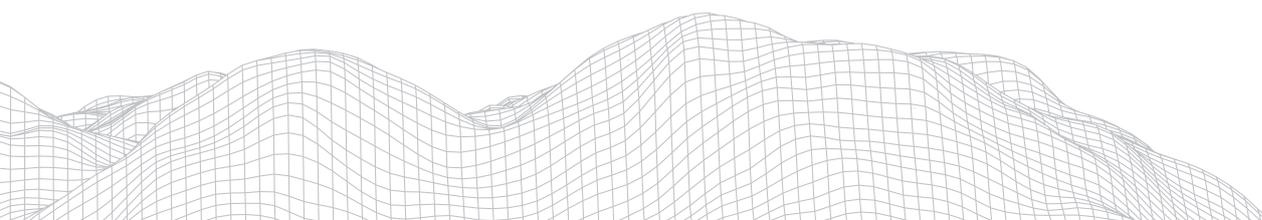
Parâmetros morfométricos analisados na bacia do Alto Curso do Rio Piranhas.

Características geométricas	
Área total	Coeficiente de compacidade (Kc)
Perímetro total	Índice de circularidade (Ic)
Fator de forma (F)	
Características do relevo	
Declividade mínima	Altitude mínima
Declividade média	Altitude média
Declividade máxima	Altitude máxima
Índice de rugosidade	Amplitude altimétrica
Características da rede de drenagem	
Total de canais de drenagem	Densidade de rios
Extensão do curso d'água principal	Densidade de drenagem
Comprimento total dos cursos d'água	Coeficiente de manutenção
Padrão de drenagem	Ordem dos cursos d'água

Fonte: Adaptado de Tolledo (2006).

Para trabalhar com morfometria, foram necessários dados SRTM, obtidos através do Serviço Geológico Americano (USGS) de 30m de resolução. A partir do SRTM foi possível gerar informações de topografia, declividade, direção de fluxo, fluxo acumulado, lineamento da drenagem e recorte da bacia hidrográfica no ArcMap 10.5.

Primeiramente, as características geométricas devem ser obtidas através de algumas variáveis da bacia, como visto na Tabela 1. Para alcançar os resultados referentes as características geométricas, devem-se definir algumas equações e leis estabelecidas na literatura geomorfológica.



A área da bacia refere-se a toda área drenada pelos escoamentos linearizados e não linearizados que confluem seus fluxos para as partes mais baixas da bacia no plano horizontal. Nessa perspectiva, tanto a área em km² como o perímetro em km da bacia foram definidos automaticamente no ArcMap 10.5.

O fator de forma (If) refere-se ao estabelecimento da probabilidade a inundações na bacia. Para alcançar o valor dessa variável deve-se utilizar a seguinte fórmula:

$$If = \frac{A}{L^2}$$

Em que If é o fator de forma; A = área da bacia (km²); e L = Eixo da bacia (km). Dessa maneira, quanto mais próximo for de 1, maior a circularidade da bacia e potencial em gerar inundações (LOPES; LEAL; RAMOS, 2018).

Para o coeficiente de compacidade foi utilizada a proposta de Villela e Mattos (1975), que indica: quanto mais irregular for a bacia, maior será o coeficiente de compacidade. Assim, Coeficientes >1 indica que a bacia apresenta baixa suscetibilidade a inundações; de modo contrário, quanto menor o valor, maior probabilidade de ocorrer inundações na bacia, números próximos a zero. A fórmula para definir o coeficiente de compacidade (Kc) é:

$$Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Onde Kc é o coeficiente de compacidade; P é o perímetro (km); e A é a área da bacia (km²).

O índice de circularidade (Ic) indica que bacias com valores maiores que 0,51 sugerem que a bacia tende a favorecer processos de inundações; de modo contrário, valores menores que 0,51 sugerem que a bacia tende a ser mais alongada e contribuir para o processo de escoamento (SCHUMM, 1956). Esse índice pode ser calculado da seguinte fórmula:

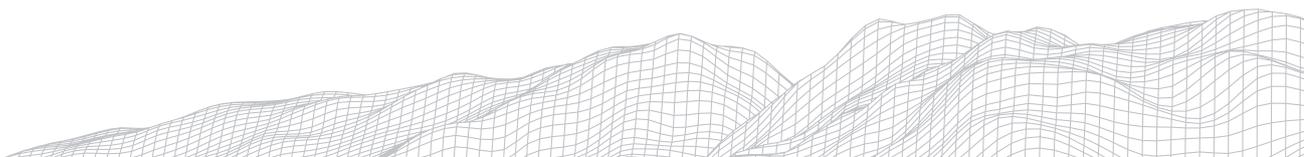
Onde A é a área (km²); P é o perímetro (km).

As características de relevo foram definidas automaticamente em ambiente SIG, permitindo a definição dos valores de topografia e declividade máximas, médias e mínimas. Com exceção do índice de rugosidade, o qual indica que quanto maior for este índice, maior será o risco de degradação ambiental. Assim, combina os valores de declividade e comprimento de vertentes com a densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). Este índice pode ser calculado através da seguinte fórmula: $Ir = H \cdot Dd$

Onde H é amplitude altimétrica; e Dd é densidade de drenagem.

As características da rede de drenagem foram analisadas de acordo com os critérios definidos por Christofolletti (1980). Após a geração da drenagem pela ferramenta Stream Feature do Arcmap 10.5. Sendo assim, todos os valores de extensão referentes ao canal principal, comprimento total dos cursos d'água e total de canais existentes na bacia foram todos delimitados automaticamente em ambiente SIG.

O padrão de drenagem refere-se ao arranjo espacial dos cursos de água que podem ser influenciados diretamente pela estrutura geológica e declividades da bacia. Assim, bacias podem ser definidas como Dendrítica, anelar, radial ou paralela, ou seja, através da fisiologia espacial da drenagem é que foi possível definir o tipo de padrão de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).



A densidade de rios é a relação existente entre o número de rios e a área da bacia hidrográfica, e sua finalidade é comparar a quantidade de rios por km². Nessa perspectiva, a fórmula é:

$$Dr = \frac{N}{A}$$

Onde Dr é Densidade de rios; N é quantidade de rios; e A é a área da bacia (km²).

A densidade de drenagem correlaciona o comprimento total dos canais de drenagem com a área da bacia, e pode ser calculada através da seguinte fórmula:

$$Dd = \frac{L}{A}$$

Onde Dd é Densidade de drenagem; L é o comprimento total dos canais de drenagem (km); e A é a área da bacia (km²). De acordo com Beltrame (1994), densidade de rios menores que 0,50 são baixos; entre 0,50 e 2 é mediana; entre 2,01 e 3,5 são altas; e acima de 3,5 são muito altas.

O coeficiente de manutenção corresponde a quantidade de área mínima para manutenção de um metro de canal de escoamento. A fórmula para este procedimento é:

$$Cm = \frac{1}{Dd} \cdot 1000$$

O resultado deste cálculo permite a visualização do resultado em escala métrica, onde Cm é o coeficiente de manutenção, e, tomando como exemplo o quilômetro quadrado, é possível representar a área (um milhão de metros quadrados) dessa unidade pela densidade de drenagem (Dd).

O ordenamento da rede de drenagem foi feito automaticamente, a partir da ferramenta Stream Order do ArcMap 10.5.

3. Resultados e Discussões

Em questão de características geométricas, ou seja, de tamanho e forma, a sub-bacia do rio do Peixe apresenta valores maiores que os valores da sub-bacia do Piranhas, tendo em vista que a área da sub-bacia do rio do Peixe com 3407,2 km² tem duas vezes a área do rio Piranhas, que é de 1540,6 km². O parâmetro fator de forma (*f*) indica que a sub-bacia do rio do Peixe tem maior propensão a inundações, por ser mais próximo de 1. As duas sub-bacias apresentam valores de coeficiente de compacidade maiores que 1, que indicam baixa propensão à inundações. O índice de circularidade confirma a informação do coeficiente de compacidade, indicando que as sub-bacias apresentam baixa susceptibilidade a inundações. No entanto, a sub-bacia do rio do Peixe de modo geral apresenta mais tendência a inundações se comparada com a sub-bacia do rio Piranhas (Tabela 1).

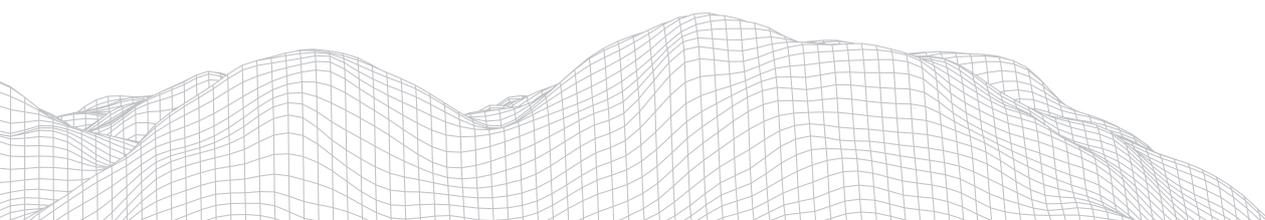
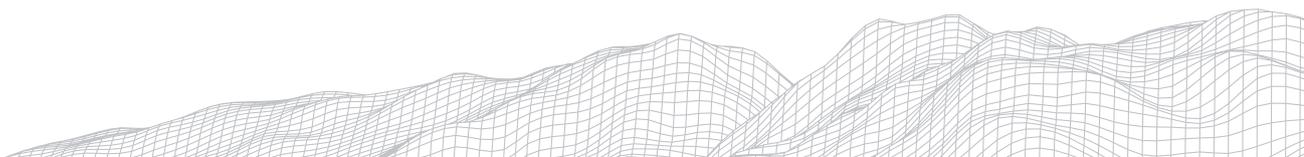


TABELA 2
Parâmetros morfométricos analisados para as duas sub-bacias.

MORFOMETRIA			
	PARÂMETRO	Bacia do Rio do Peixe	Bacia do Rio Piranhas
Características geométricas	Perímetro da bacia	397,6 km	290,2 km
	Área da bacia	3407,2 km ²	1540,6 km ²
	Plano Axial	72,5	78,5
	Fator de forma	0,64	0,25
	Coefficiente de compactidade	13,09	9,2
	Índice de circularidade	0,27	0,22
Características do relevo	Altitude Máxima	861 m	856 m
	Altitude média	534,5 m	532 m
	Altitude Mínima	208 m	208 m
	Amplitude altimétrica	653 m	648 m
	Declividade Máxima	10,4 %	9,4 %
	Declividade Média	5,2 %	4,7 %
	Declividade Mínima	0,1 %	0,1 %
Características da rede de drenagem	Padrão de drenagem	Dendrítico	Dendrítico
	Total de canais de drenagem	1879	776
	Comprimento dos canais de drenagem	2881,4 km	1254,4 km
	Extensão do curso d'água principal	178 km	105,3 km
	Densidade de rios	0,55 km/km ²	0,26 km/km ²
	Densidade de drenagem	0,84 km/km ²	0,81 km/km ²
	Coefficiente de manutenção	1190,4	1234,5
	Ordem dos cursos d'água	6º Ordem	5º Ordem

Fonte: Autoral (2020).

As características do relevo da bacia indicam que ambas possuem valores altos e similares de amplitude altimétrica, que superam 600m de altitude. No entanto, a sub-bacia do rio do Peixe apresenta a maior amplitude e também a maior altitude, em torno de 861 m, contra 856 da sub-bacia do rio Piranhas (Figura 3). Estas áreas mais elevadas correspondem às áreas de cabeceira de drenagem das duas sub-bacias. As altitudes mínimas são as mesmas por seus pontos mais baixos convergirem no ponto de confluência dos canais Peixe e Piranhas. No quesito declividade, a sub-bacia do rio do Peixe possui inclinações mais altas que a sub-bacia do rio Piranhas, alcançando valores de 10,4%, e com declividade média de 5,2%. Sendo assim, a sub-bacia hidrográfica do rio do Peixe possui valores de altitude e declividade superiores a sub-bacia do rio Piranhas (Figura2).



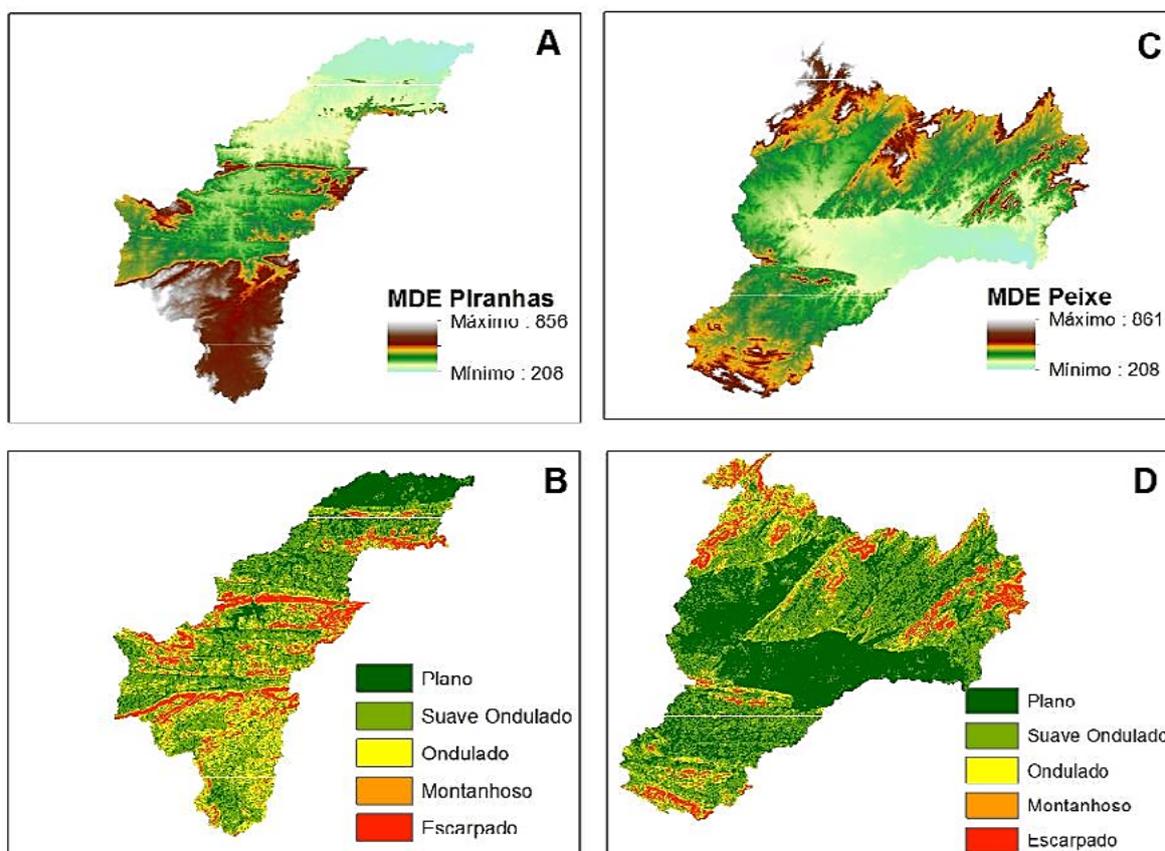
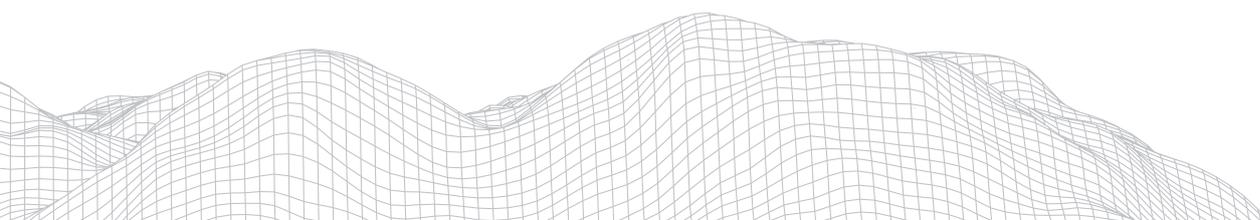


FIGURA 3: Mapas de hipsometria e declividade das sub-bacias dos rios Piranhas e Peixe. (a) Hipsometria da sub-bacia do rio Piranhas; (b) Declividade da sub-bacia do rio Piranhas; (c) Hipsometria do rio do Peixe; (d) declividade do rio do Peixe.

No que tange às características da rede de drenagem, a sub-bacia do rio do Peixe possui 1879 canais, ou seja, quantidade de canais superior à sub-bacia do rio Piranhas com 776 canais. O comprimento total dos canais de cada sub-bacia alcançados através da soma de suas extensões, indica maior extensão de canais na sub-bacia do rio do Peixe, com 2881, 4 km, enquanto a sub-bacia do rio Piranhas possui 1254, 4 km. A extensão do curso d'água principal indica que o rio do Peixe com 178 km também é maior que o rio Piranhas com 105, 3 km, ou seja, a sub-bacia do rio do Peixe possui 72,7 km a mais de extensão do seu rio principal (Tabela 2).

A densidade de rios indica que a sub-bacia do rio do Peixe possui 0,55 km/km² de canais, enquanto a sub-bacia do rio Piranhas possui 0,26 km/km² de canais, ou seja, a quantidade de rios por km² na sub-bacia do rio do Peixe é maior que na sub-bacia do rio Piranhas. Em contrapartida, a densidade de drenagem indica que a dissecação mediana é semelhante nas duas sub-bacias, com valores entre 0,50 e 2, só que um pouco mais acentuada na sub-bacia do rio do Peixe com 0,84 km/km². O coeficiente de manutenção indica que os canais da sub-bacia do rio Piranhas necessitam de maior área quadrada para manutenção de 1 metro de canal do que a sub-bacia do rio do Peixe, onde a Sub-bacia do rio Piranhas apresentou 1234,5 enquanto a sub-bacia do rio do Peixe apresentou 1190,4 (Tabela 2).



Em termos de ordenamento de canais, a sub-bacia do rio do Peixe apresenta canais até a sexta ordem, enquanto a sub-bacia do rio Piranhas apresenta canais até a quinta ordem, ou seja, o rio Piranhas teoricamente se torna um canal de sexta ordem apenas após a confluência com o rio do Peixe que já apresenta 6^o ordem dentro de sua sub-bacia (Figura 4).

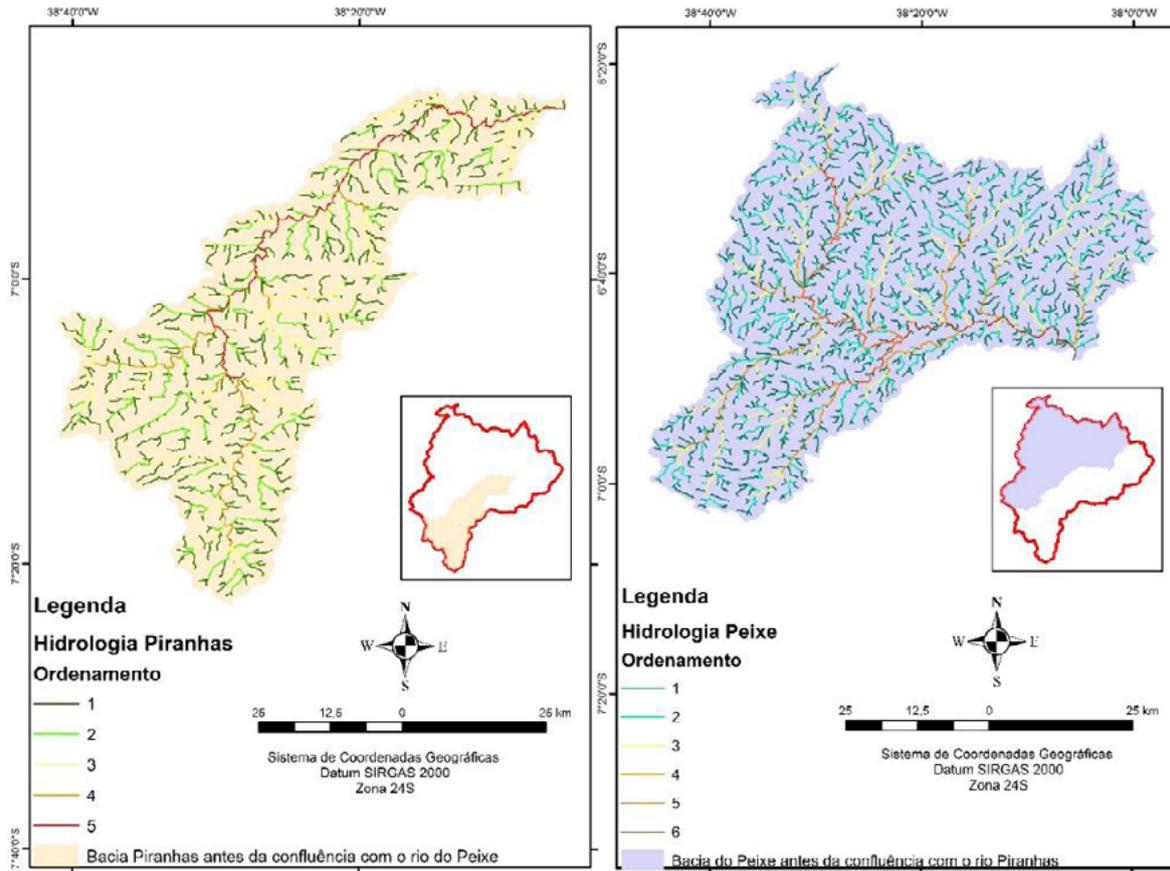


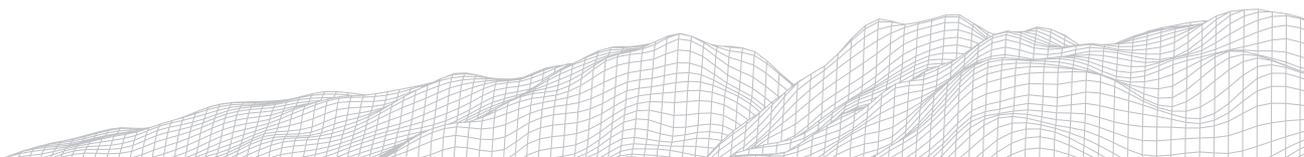
FIGURA 4: Morfometria das bacias do rio Piranhas e do rio do Peixe.

Fonte: Autoral (2020).

Em relação aos padrões morfométricos das duas sub-bacias, observa-se que em termos de Características Geométricas, as bacias apresentam pouca susceptibilidade à inundação, tendo em vista que entre elas, a sub-bacia do rio do Peixe apresenta maior susceptibilidade por sua área apresentar maior circularidade. Em termos de características de relevo, a sub-bacia do rio do Peixe apresenta valores de topografia e declividade maiores, como também, suas respectivas amplitudes. As características da rede de drenagem definitivamente indicam que a sub-bacia do rio do Peixe apresenta maior quantidade de canais, densidade de rios por km², densidade de drenagem, maior comprimento do canal principal e maior ordem de canais, evidenciando sua maior relevância. Assim, o rio do Peixe não é tributário do rio Piranhas como indicam os órgãos governamentais ANA e AESA, mas o rio Piranhas, este sim, é tributário do rio do Peixe de acordo com os parâmetros morfométricos.

4. Considerações Finais

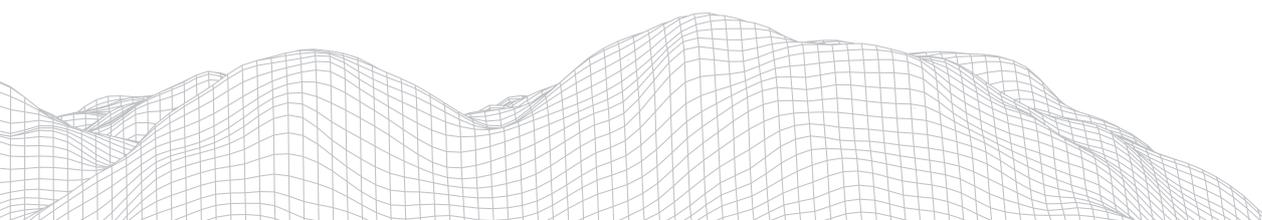
A aplicação morfométrica permitiu a identificação de que o rio do Peixe é o canal principal após a confluência com o rio Piranhas e permitiu analisar as características morfométricas, geométricas e da rede de drenagem, fornecendo aplicações quantitativas de suas áreas. Nesse sentido, as análises quantitativas estabelecidas na literatura possuem este caráter indicativo e classificatórios de bacias hidrográficas.



Além da preservação natural, os estudos morfométricos auxiliam nas análises de planejamento e gestão dos ambientes naturais, oferecendo informações quantitativas sobre as bacias hidrográficas e seus atributos. A análise morfométrica realizada na bacia hidrográfica deste estudo permitiu despertar o interesse em entender como se comportam os regimes hidrológicos nas duas sub-bacias (Peixe e Piranhas), tendo em vista suas diferenças quantitativas. Assim, pretende-se em tempos futuros analisar as hidrógrafas destas bacias que são fundamentais para o desenvolvimento sócio-econômico da região sertaneja da paraíba.

Referências

- ANTONELI, V; THOMAZ, E.L. Caracterização do meio físico da bacia do Arroio Boa Vista, Guamiranga-PR. **Rev. Caminhos da Geografia**, Uberlândia, v.8, n.21, p46-58, jun. 2007.
- BELTRAME, A. V. Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação. Florianópolis: UFSC, 1994.
- CHRISTOFOLETTI, Antônio. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- DINGMAN, S. Lawrence. **FLUVIAL HYDRAULICS**. New York: Oxford, 2008. 570 p.
- FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.
- LEITE, Marcos Esdras; ROCHA, André Medeiros. SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (SIG) APLICADO AO CÁLCULO DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS EM BACIA HIDROGRÁFICA. **Geo Uerj**, Rio de Janeiro, n. 28, p.44-65, out. 2015.
- LOPES, Iug; LEAL, Brauliro G.; RAMOS, Clovis M. C. Morphometric characterization of the basin in the semi-arid region of Pernambuco using SRTM data in free software. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, Recife, v. 8, p.31-40, 2018.
- MACHADO, Ricardo Augusto Souza *et al.* Análise morfométrica de bacias hidrográficas como suporte a definição e elaboração de indicadores para a gestão ambiental a partir do uso de geotecnologias. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba, Pr. **SBSR**. Curitiba/pr: Sbsr, 2011. p. 1441 - 1448.
- MARCUZZO, Francisco F. N. *et al.* DETALHAMENTO HIDROMORFOLÓGICO DA BACIA DO RIO PARAÍBA. In: XI SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 11. 2012, João Pessoa. **Anais**. João Pessoa: Xi Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2012. p. 1 - 20.
- SANTANA, D.P. Manejo Integrado de Bacias Hidrográficas. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2003.
- SCHIAVETTI, A.; CAMARGO, A. F. M. Conceitos de Bacias Hidrográficas: teorias e aplicações. Ilhéus, Ba : Editus, 2002.
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 67, n. 5, p. 597-646, May 1956.
- TEODORO, Valter Luiz Iost *et al.* O CONCEITO DE BACIA HIDROGRÁFICA E A IMPORTÂNCIA DA CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA PARA O ENTENDIMENTO DA DINÂMICA AMBIENTAL LOCAL. **Revista Uniara**, São Paulo, v. 20, p.136-157, 2007.
- TONELLO, K.C. **Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da cachoeira das Pombas, Guanhães, MG**. 2005. 69p. Tese (Doutorado em Ciências Florestal) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.
- TONELLO, Kelly Cristina *et al.* MORFOMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DA CACHOEIRA DAS POMBAS, GUANHÃES - MG. **Sociedade de Investigações Florestais**, Viçosa - Mg, v. 30, n. 5, p.849-857, abr. 2006.
- VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.



ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO CÓRREGO SÃO JOSÉ, MUNICÍPIO DE ITUIUTABA-MG

2720

Tatiane Dias Alves

Discente do Curso de Graduação em Geografia e bolsista do Programa de Educação Tutorial (PET-GEO) do Instituto de Ciências Humanas do Pontal (ICHPO), da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

Rua 20 nº 1600, Bairro Tupã. Campus Pontal, Ituiutaba – MG.

CEP: 38304-402

Email: tatianediasa@gmail.com

Leda Correia Pedro Miyazaki

Docente do Curso de Graduação e do Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Ciências Humanas do Pontal (ICHPO), da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

Rua 20 nº 1600, Bairro Tupã. Campus Pontal, Ituiutaba – MG. CEP:

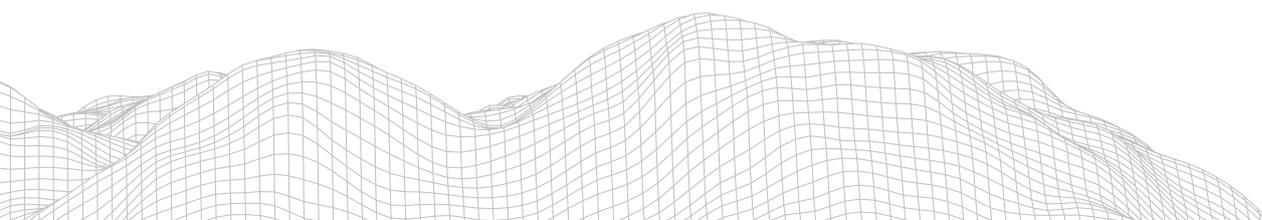
38304-402

Email: lecpgeo@ufu.br

Resumo

A presente pesquisa tem como objetivo analisar as características morfométricas da bacia hidrográfica do Córrego São José, localizado no município de Ituiutaba/MG, a fim de compreender sua dinâmica. Para isso, foram utilizados os seguintes procedimentos metodológicos: a) pesquisa e revisão bibliográfica sobre a temática; b) obtenção de dados morfométricos a partir do uso de Sistema de Informações Geográficas, gerando dados e mapeamentos temáticos, tais como hipsométrico, declividade, hierarquia fluvial. Assim, os dados mostraram que a bacia do córrego São José possui como principal característica a baixa tendência à enchentes tendo um relevo suave ondulado, no entanto, a área vem enfrentando constantes problemas ambientais relacionados a episódios de alagamentos em períodos de chuva, devido a expansão da malha urbana, o que tem afetado diretamente à população ocupante. Nesse sentido, espera-se que o presente estudo possa ajudar a subsidiar e auxiliar em outras pesquisas e em projetos no âmbito do planejamento territorial e ambiental.

Palavras-chave: bacia hidrográfica; morfometria; enchentes.



1. Introdução

A atividade humana vem modelando e transformando a paisagem ao longo da história, muitas vezes desencadeados pelos processos atrelados a urbanização, industrialização e exploração exacerbada dos recursos naturais, a inter-relação entre essas dinâmicas socioeconômicas e ambientais causam preocupação e tem sido objeto de investigação de diversos estudos científicos. Nesse contexto, os estudos realizados a partir da ciência geográfica tem se mostrado bastante relevante, pois permite compreender o espaço geográfico, que é palco das interações entre o ser humano e o meio, bem como sua atuação em sociedade.

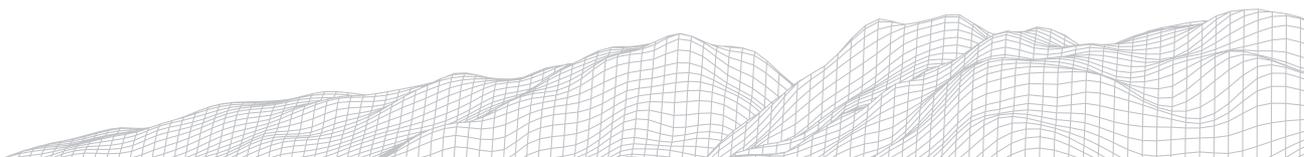
Uma das unidades de investigação e análise da paisagem mais utilizadas por muitos geógrafos para analisar a relação sociedade e natureza é a bacia hidrográfica. É nela que ocorre diversos processos que acabam configurando-se na paisagem em diversos uso e cobertura da terra, por este motivo alguns impactos se tornam mais expressivos em detrimento de outros, seja na área rural ou urbana, visto que todo o equilíbrio dinâmico dos processos naturais é rompido. Com isso, a análise da bacia hidrográfica é considerada muito relevante no âmbito da Geografia Geomorfológica. Segundo Christofolletti (1980) seu estudo pode levar a compreensão e a explicação de inúmeras questões geomorfológicas, visto que os rios constituem os processos morfogenéticos mais ativos na esculturação da superfície terrestre.

Ao utilizar a bacia hidrográfica como recorte espacial, pode possibilitar ao pesquisador uma percepção sistemática e integradora de vários componentes, processos e interações que ocorrem na paisagem, sendo então uma unidade ideal de planejamento e estudo das dinâmicas ambientais de sua região. Deste modo, por integrar aspectos físicos, sociais e naturais, a bacia passa a ser um elemento básica para o desenvolvimento de ações e medidas no âmbito do planejamento territorial e ambiental, podendo proporcionar um desenvolvimento sustentável, econômico e social, além de conservar e diminuir o impacto ambiental de áreas degradadas, medidas que resultam em uma melhor qualidade de vida para a população.

A bacia hidrográfica pode ser entendida como o local em que se drena água e sedimentos, que faz convergir os escoamentos para serem descarregados através de um único ponto de saída em comum, o exutório, a bacia é delimitada por divisores topográficos que separam as bacias adjacentes. Basicamente, compõe um conjunto de superfícies vertentes e uma rede de drenagem, sendo formada por cursos de água que se resultam em um leito único (CUNHA; GUERRA, 2017; SILVEIRA, 2001).

O sistema de drenagem da bacia é considerado aberto, que ocasiona entrada e saída de energia. Sendo capaz de receber influência de energias internas e externas, que podem causar estabilidade ou até mesmo um desequilíbrio na dinâmica da bacia. A entrada de energia é fornecida pela ação do clima e da tectônica local, que elimina seus fluxos energéticos pela saída da água, sedimentos e materiais solúveis (CUNHA; GUERRA, 2017).

A bacia hidrográfica é considerada primordial para a análise do ciclo hidrológico na sua fase terrestre. Silveira (2001) salienta que o papel hidrológico da bacia hidrográfica é transformar uma quantidade de entrada de água concentrada, a precipitação, em uma saída de água, o escoamento, de forma que este fluxo fique mais distribuído pelo tempo, onde a perdas intermediárias, são relativas aos volumes evaporados, transpirados ou infiltrados profundamente.



Como destacado por Vigolo, Breda e Bortolin (2019, p. 64) a análise fisiográfica nada mais é que “um conjunto de procedimentos que caracterizam os aspectos geométricos e composicionais dos sistemas ambientais, servindo como indicadores da interação entre os aspectos geomorfológicos e a rede de canais fluviais em uma bacia hidrográfica”. Deste modo, o ciclo hidrológico será bastante influenciado pelas características físicas da bacia. De acordo com Souza e Jiménez-Rueda (2007) um dos princípios da análise fisiográfica é a relação direta entre características externas e internas da paisagem. Cada unidade fisiográfica apresenta suas particularidades, se diferenciando das demais, assim cada superfície contém uma morfogênese específica, onde se espera certa homogeneidade pedológica.

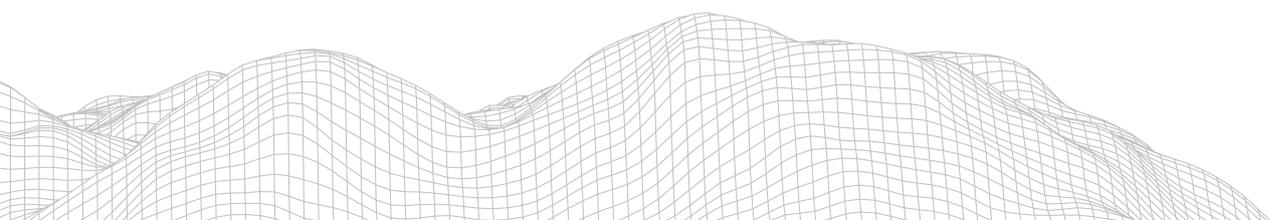
Diversos parâmetros são utilizados ao realizar uma análise fisiográfica de bacias hidrográficas, dentre eles destacam-se os morfométricos (PEDRO MIYAZAKI; VENCESLAU, 2020). Segundo Siqueira et al (2012) a análise morfométrica estabelece relações entre propriedades físicas de uma bacia e seus condicionantes, utilizando índices numéricos. Representa uma medição matemática da superfície terrestre, descrevendo sua forma e dimensão (AZEVEDO et al, 2020). Então, a partir dos estudos dos autores supracitados, as características morfométricas da paisagem que contempla uma bacia, estão diretamente relacionadas ao relevo e seus aspectos hipsométricos, declividades, incluindo a sua área de drenagem, comprimento do curso principal, forma da bacia, ordem dos cursos de água, volume, densidade, entre outros.

Atualmente, o uso de técnicas ligadas ao geoprocessamento tem se tornado bastante úteis para realização de análises morfométricas das bacias com um maior detalhe, uma vez que engloba diversas tecnologias para coleta de dados, manipulação e estudo de informações espaciais. Uma das técnicas destacadas é o uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), que podem auxiliar na identificação, representação e compreensão espacial das bacias hidrográficas, e desta forma contribui para a sistematização de dados a respeito da área, além de ajudar na visualização e espacialização de resultados tendo por fim a elaboração de mapas temáticos (MACEDO; PEDRA; MELLO JUNIOR, 2010).

Neste sentido, o presente estudo tem como objetivo analisar as características morfométricas da bacia hidrográfica do Córrego São José, localizado no município de Ituiutaba/MG, a fim de compreender sua dinâmica. Desta forma, os resultados deste trabalho poderão ir além dos limites acadêmicos, de forma a contribuir para a elaboração de políticas públicas e subsidiar planejamentos que possam melhorar a qualidade de vida da população local e do ambiente, bem como a recuperação das áreas naturais degradadas, podendo então, subsidiar a tomada de decisão e a gestão urbano-ambiental.

2. Área de estudo

A bacia hidrográfica do córrego São José (figura 1), está localizado no município de Ituiutaba-MG, com as coordenadas 18° 58' 08" Latitude S; 49° 27' 54" Longitude W (IBGE, 2010), na porção oeste do Triângulo Mineiro, que envolve a região geográfica imediata de Ituiutaba. Segundo o último censo demográfico realizado pelo IBGE (2010), a cidade conta com uma população de 97.171 pessoas e conta com uma extensão territorial de 2.598,046 km² e densidade demográfica de 37,40 hab./km².



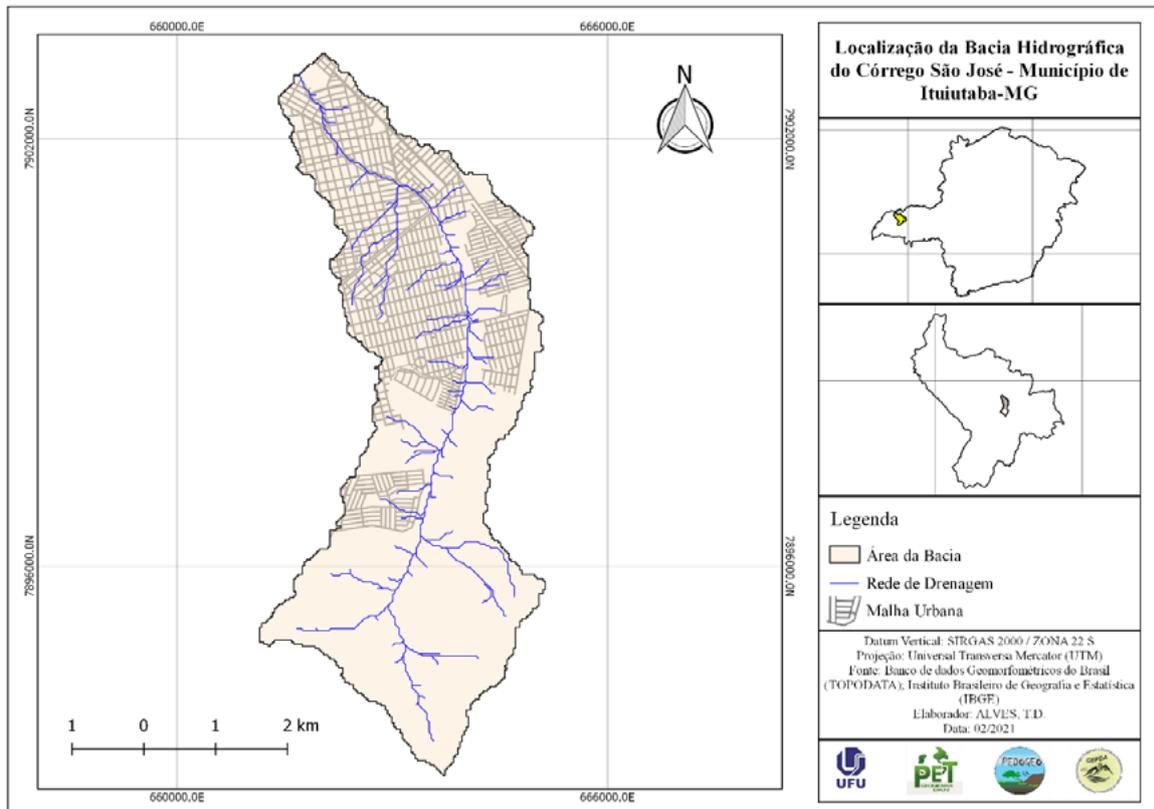


Figura 1: Localização bacia hidrográfica do Córrego São José.
Elaborado pela autora, 2021.

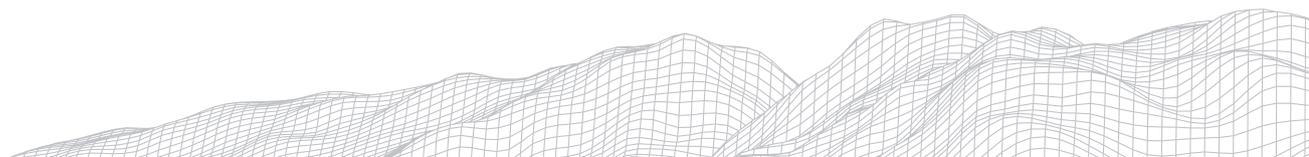
Ao longo de toda a extensão da área urbana da cidade de Ituiutaba é possível observar a existência de três córregos, sendo estes o córrego do Carmo, o Pirapitinga e o São José, que acabam por desaguar no rio Tijucu. Analisando a área da bacia nota-se que quase toda sua extensão se encontra no âmbito urbano, contando com uma pequena parte de seu curso em áreas rurais.

A região está localizada na morfoescultura da bacia sedimentar do Paraná, com predomínio das Formações Marília, Adamantina (Grupo Bauru) e Serra Geral (Grupo São Bento). A Formação Marília se caracteriza pela presença do arenito com intercalações de laminito arenoso, a Formação Adamantina, tem em sua composição arenitos eólicos e a Formação Serra Geral é composta por basaltos com intercalações de arenito e diques de diabásio, pertencentes ao Grupo Bauru (PEDRO MIYAZAKI, 2016).

O relevo se encontra nos “Domínios dos Chapadões Tropicais do Brasil Central”, que constitui a sub unidade do Planalto Setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná (AB’ SABER, 1971), sendo predominante um relevo típico de colinas, circundado por relevos residuais.

Em relação aos tipos de solo, na região são predominantes os Latossolos vermelhos e em algumas áreas de fundos de vale o predomínio de Gleissolos (VENCESLAU; PEDRO MIYAZAKI, 2019).

O clima da área é considerado tropical, sendo controlado por sistemas intertropicais e polares, que deixam a região com duas estações bem definidas durando o ano, sendo um verão mais quente e chuvoso e o inverno seco com temperaturas um pouco mais amenas. E tem uma temperatura média de 24°C, com umidade relativa do ar média de 71% (GUIMARÃES; FRATARI; QUEIROZ, 2012).



O tipo de vegetação predominante na região é o Cerrado, sendo encontrada ainda com algumas áreas onde há presença de mata atlântica (PEREIRA et al, 2009). Porém, em grande parte da bacia hidrográfica a vegetação nativa se encontra devastada, isso por conta do crescente processo de urbanização que a cidade vem sofrendo.

3. Metodologia

Os procedimentos metodológicos foram iniciados com um extenso levantamento bibliográfico e cartográfico em torno da temática e local escolhido. Posteriormente, foram realizados trabalhos de campo com o intuito de identificar os aspectos físicos da bacia, coletar dados e também realizar alguns registros fotográficos que ajudaram na análise da área e na obtenção de dados para a elaboração de cartas temáticas.

Para a elaboração dos mapas temáticos foi utilizado o software QGIS 2.18 Las Palmas e a como base cartográfica imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução espacial de 30 metros e escala de 1:250.000, disponíveis gratuitamente no site do INPE. Com essa base foram elaborados os mapas de declividade, hipsometria, delimitação e hierarquia fluvial. Para a delimitação e hierarquia fluvial foi utilizada a mesma base de dados no QGIS em conjunto com a ferramenta TauDEM (Terrain Analysis Using Digital Elevation Models).

Após a obtenção da delimitação da bacia, se retirou o valor da área, perímetro, comprimento axial e comprimento do rio principal da bacia hidrográfica. A partir desses valores foi realizada a análise morfométrica, descrevendo as características geométricas da bacia, do relevo e da rede de drenagem. Para a caracterização foram utilizados os seguintes parâmetros: Índice de circularidade (Ic); Fator de forma (F); Coeficiente de compacidade (Kc); Hierarquia Fluvial (quantidade de canais); Densidade de drenagem (Dd); Coeficiente de manutenção (Cm); Extensão média escoamento superficial; Densidade hidrográfica (Dh); Gradiente dos canais (Gc); Amplitude altimétrica; Razão relevo (Rr); Declividade média; Índice de rugosidade (Ir); Índice de sinuosidade (Is).

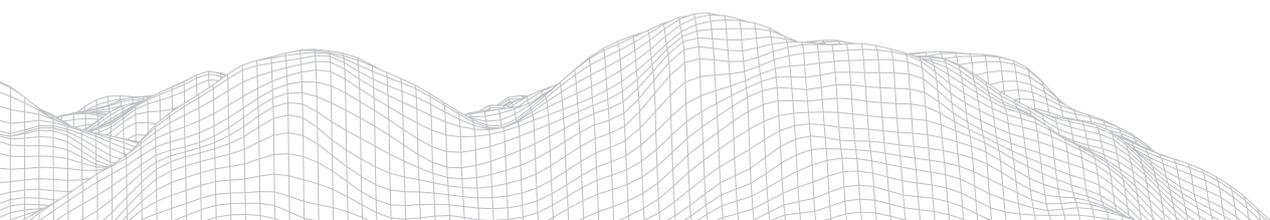
Para determinar a hierarquia fluvial foi utilizada a classificação de Strahler (1957), que foi modificado dos critérios empregados por Horton (1945). Nesta classificação os menores canais sem atributos são considerados de primeira ordem, na confluência de dois canais de primeira ordem surge os canais de segunda ordem, consecutivamente na confluência de dois canais de segunda ordem surge os canais de terceira ordem, a partir disso os canais de quarta ordem surgem da confluência de dois canais de terceira ordem e assim sucessivamente, esses canais podem receber afluentes das ordens inferiores (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O coeficiente de compacidade (Kc), segundo Vilella e Mattos (1975) relaciona o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo com área igual à da bacia. Este coeficiente é um número adimensional que varia conforme a forma da bacia, deste modo, quanto mais irregular a bacia, maior será seu coeficiente de compacidade. Esse parâmetro foi calculado a partir da seguinte equação:

$$Kc = 0,28 * P$$

$$\sqrt{A}$$

Onde Kc = coeficiente de compacidade, P = perímetro (km), A = área da bacia (km²).



O fator forma (F) corresponde a relação entre a largura média da bacia com seu comprimento axial (VILLELA; MATTOS, 1975). Este fator é outro indicativo para constatar se a bacia possui maior ou menor propensão a enchentes, então quanto mais próximos de 1 for o resultado maior será a possibilidade de enchentes. Para determinar o fator forma utilizou-se a seguinte equação:

$$F = \frac{A}{L}$$

$$L^2$$

Onde F = fator forma, A = área da bacia (km²), L = comprimento axial da bacia (km).

O índice de circularidade (Ic) relaciona a área da bacia com um círculo de perímetro igual a área da bacia (MILLER, 1953). Este índice tende para a unidade à medida que a bacia se aproxima da forma circular e diminui conforme a forma se torna alongada. Esse índice foi calculado pela seguinte equação:

$$Ic = \frac{A}{P^2}$$

$$P^2$$

Onde Ic = índice de circularidade, A = área da bacia (km²), P = perímetro (km).

A densidade de drenagem correlaciona o comprimento total dos cursos d'água da bacia (sejam eles perenes, intermitentes ou temporários) com a sua área total, e foi definida inicialmente por Horton (1945). A densidade de drenagem indica a capacidade da rede de drenagem em drenar água da área da bacia, e pode também ajudar a compreender a extensão do escoamento superficial da água, que consequentemente pode revelar a intensidade dos processos erosivos na esculturação dos canais (BELTRAME, 1994). Para calcular esse parâmetro foi utilizado a seguinte equação:

$$Dd = \frac{L_t}{A}$$

$$A$$

Onde Dd= densidade de drenagem (km/km²), Lt= comprimento total de todos os canais (km), A= área da bacia (km²).

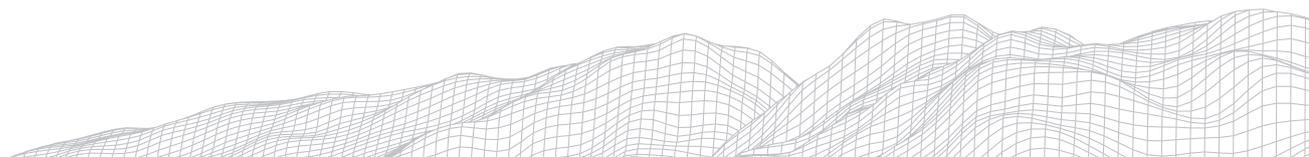
A densidade hidrográfica (Dh), também conhecida como frequência de canais ou densidade de rios, é a relação que existe entre o número de rios ou canais com a área da bacia hidrográfica. Este índice tem por finalidade comparar a frequência ou quantidade de canais e estipular a sua capacidade em gerar novos cursos d'água (CHRISTOFOLETTI, 1980). Para se determinar a densidade hidrográfica, foi utilizada a seguinte equação:

$$Dh = \frac{N}{A}$$

$$A$$

Onde Dh = densidade hidrográfica (canais/km²), N = número de canais de 1º ordem ou nascentes, A = área da bacia (km²).

O coeficiente de manutenção tem por finalidade fornecer a área mínima da bacia necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento (SCHUMM, 1956 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980). Este índice é considerado inverso ao de densidade de drenagem, sendo bastante importante para a caracterização do sistema de drenagem. Foi aplicada a seguinte fórmula:



$$C_m = 1 * 1000$$

D_d

Onde C_m = coeficiente de compacidade (m/m²) e D_d = densidade de drenagem (km/km²).

A extensão do percurso superficial segundo Christofolletti (1980) representa a distância média que a enxurrada percorre entre o interflúvio e o canal permanente, sendo considerada uma das variáveis mais importantes por afetar não só o desenvolvimento hídrico, mas também o fisiográfico das bacias de drenagem. Está relacionado aos canais de primeira ordem e tem valor aproximadamente igual a metade do recíproco da densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). A extensão do percurso superficial foi obtida pela seguinte equação:

$$E_{ps} = 1$$

2D_d

Onde E_{ps} = extensão do percurso superficial (km) e D_d = densidade de drenagem (km/km²).

O gradiente de canais (G_c) é a relação entre a altitude máxima da bacia e o comprimento do rio principal, sendo expresso em porcentagem. Para Horton (1945 *apud* SANTOS et al, 2012) sua finalidade é determinar a declividade dos cursos d'água. Utilizou-se a seguinte fórmula:

$$G_c = A_{max} (\%)$$

L

Onde G_c = gradiente de drenagem (%), A_{max} = altitude máxima (m) e L = comprimento do rio principal (km).

A amplitude altimétrica corresponde à diferença entre a altitude mínima, ponto de desembocadura, e a altitude máxima, sendo o ponto mais alto que pode estar situado em qualquer lugar no divisor topográfico (CHRISTOFOLETTI, 1980). A amplitude altimétrica foi obtida pela seguinte fórmula:

$$H = A_M - A_m$$

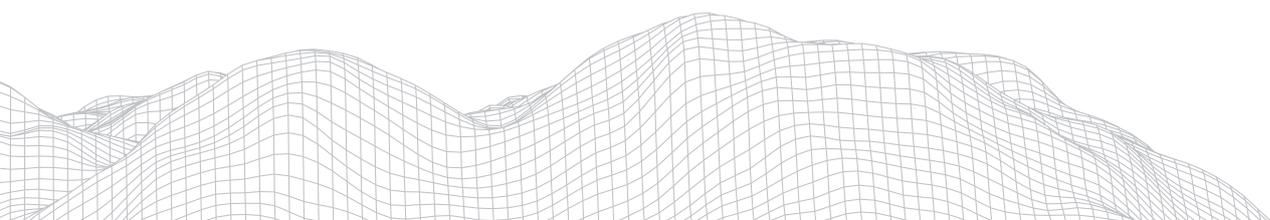
Onde H = amplitude altimétrica (m), A_M = maior altitude (m) e A_m = menor altitude (m).

A razão de relevo (R_r) ou relação de relevo está relacionada com a amplitude altimétrica e o maior comprimento da bacia, correspondendo ao comprimento do rio principal (SHUMM, 1956 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980), podendo ser obtido utilizando a fórmula abaixo:

$$R_r = H$$

C

Onde R_r = razão de relevo, H = amplitude altimétrica (m) e C = comprimento rio principal (m).



O índice de sinuosidade (I_s) consiste na relação entre o comprimento do rio principal e a distância vetorial entre pontos extremos do canal principal, sendo um fator controlador da velocidade do escoamento do rio principal (VILLELA; MATTOS, 1945), pois quanto mais sinuoso o rio maior será a dificuldade do canal em chegar à foz, de modo que a velocidade do escoamento fica menor. A equação utilizada foi a seguinte:

$$I_s = L$$

dv

Onde I_s = índice de sinuosidade, L = comprimento do rio principal (km) e dv = distancia vetorial do rio principal (km).

O índice de rugosidade (I_r) relaciona as qualidades da declividade e o comprimento das vertentes com a densidade de drenagem e foi proposto primeiramente por Melton (1957 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980), resultando em um número adimensional. O índice de rugosidade foi obtido utilizando a seguinte equação:

$$I_r = H * Dd$$

Onde I_r = índice de rugosidade, H = amplitude altimétrica (m) e Dd = densidade de drenagem (km/km²).

A declividade média segundo Araújo Junior et.al (2002) é um parâmetro fundamental para estudar os picos de enchentes e a infiltração da água no solo, quanto maior o declive maior será o escoamento superficial aumentando os riscos de erosão. Este parâmetro foi encontrado a partir da seguinte equação:

$$H = 100 * D * L$$

A

Onde H = declividade média (%), D = Equidistância entre as curvas de nível (km), L = Comprimento total das curvas de nível (km) e A = Área da bacia (km²).

4. Resultados e Discussões

A morfometria da bacia do Córrego São José está diretamente ligada à sua estrutura física e condicionantes externos, deste modo, seu estudo é de grande valia para projetos de planejamento e gestão ambiental e urbana. Na tabela 1 estão dispostos os resultados dos parâmetros morfométricos utilizados para melhor compreender as características da bacia.

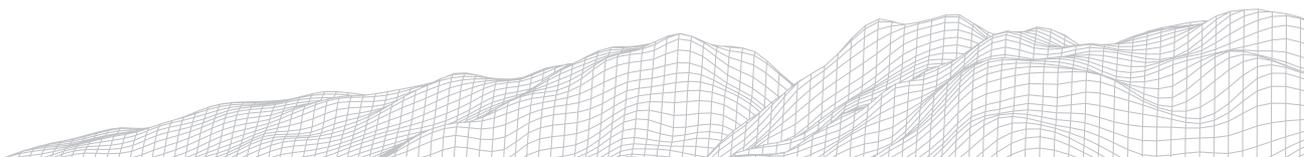


TABELA 1

	Parâmetros Morfométricos	Resultados
Características geométricas	Área	21,61 km ²
	Perímetro	35,6 km
	Comprimento eixo axial	9,5 km
	Coefficiente de compacidade (Kc)	2,14
	Fator forma (F)	0,23
	Índice de circularidade (Ic)	0,21
Características do relevo	Menor altitude	521 m
	Maior altitude	702 m
	Altitude média	611 m
	Amplitude altimétrica	181 m
	Declividade média	5,65%
	Razão relevo (Rr)	0,018
	Índice de rugosidade (Ir)	356,57
	Índice de sinuosidade (Is)	1,04 km
Características da rede de drenagem	Comprimento do rio principal	9,9 km
	Canais de 1° ordem (nascentes)	74 canais
	Comprimento total dos canais	42,61 km
	Hierarquia fluvial	4° Ordem
	Densidade de drenagem (Dd)	1,97 km/km ²
	Coefficiente de manutenção (Cm)	507,61 m ² /m
	Extensão do percurso superficial	0,253 km
	Densidade hidrográfica (Dh)	3,4 canais/km ²
	Gradiente dos canais (Gc)	0,71%

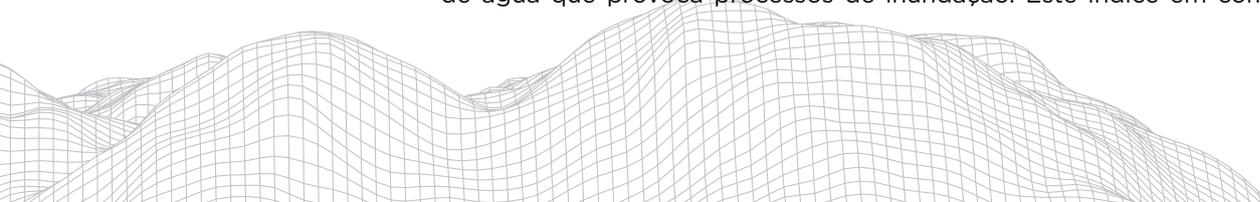
Parâmetros morfométricos referentes a bacia do córrego São José

Elaboração: Autores, 2021.

A bacia hidrográfica do Córrego São José apresenta uma área de drenagem de 21,61 km², sendo considerada uma bacia de pequeno porte, e grande parte se encontra dentro do perímetro urbano do município. A bacia apresenta ainda um perímetro de 35,6 km e eixo axial de 9,5 km, este parâmetro foi medido no sentido norte-sul desde o exutório até a nascente mais a montante da bacia.

O valor do coeficiente de compacidade encontrado na bacia do Córrego São José foi de 2,14, o que indica a bacia tem uma baixa tendência a grandes enchentes, segundo classificação apresentada por Schmitt e Moreira (2015). O fator forma encontrado foi de 0,23, que aponta um fator de forma baixo, onde há menos possibilidade de enchentes pois a bacia apresenta uma forma mais alongada. Estes dois parâmetros indicam que a bacia hidrográfica em condições normais de precipitação, não possui suscetibilidade a grandes enchentes.

Em relação ao índice de circularidade (Ic) foi encontrado o valor de 0,21. Segundo Schumm (1956 *apud* SCHMITT; MOREIRA, 2015) quando o índice de circularidade é menor que 0,51 sugere que a forma da bacia é mais alongada o que favorece o escoamento superficial, o que não contribui na concentração de água que provoca processos de inundação. Este índice em comparação ao



coeficiente de compacidade e ao fator forma reforça que a bacia possui baixa propensão a grandes enchentes devido a sua forma alongada.

O sistema de drenagem de uma determinada bacia é composto pelo rio principal e seus afluentes, ou tributários, seu estudo é importante pois pode indicar a velocidade com que a água deixa a bacia hidrográfica. Nessa perspectiva, a partir da classificação adotada por Strahler (1957), caracteriza a hierarquia fluvial da bacia do Córrego São José como sendo de 4º ordem (Figura 2), o que indica que a bacia hidrográfica possui um sistema de drenagem razoavelmente ramificado.

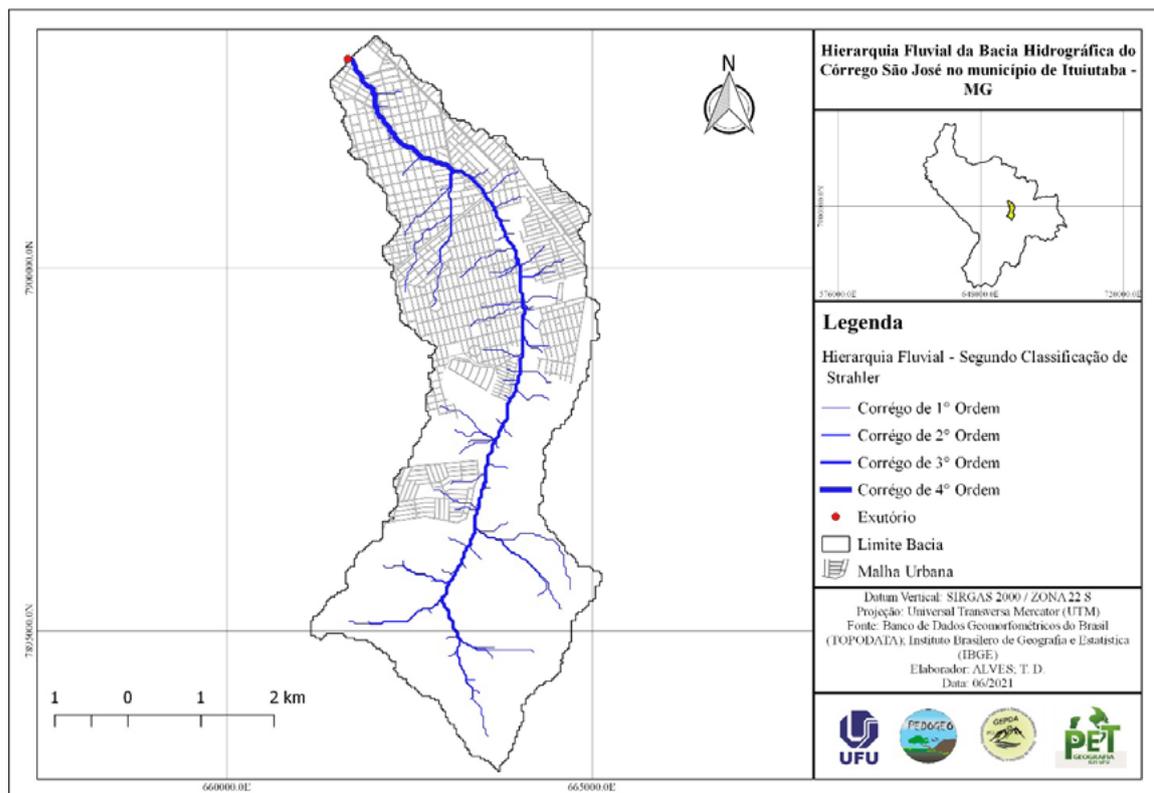
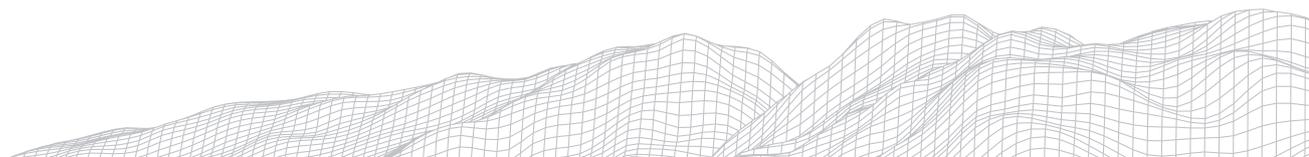


Figura 2: Hierarquia fluvial bacia hidrográfica do Córrego São José.
Elaborado pela autora, 2021.

Em relação ao curso d'água principal, o mesmo apresenta um comprimento de 9,9 km de extensão. A bacia possui 74 canais de primeira ordem representando o total de nascentes e a somatória de todos os canais resultou um comprimento total de 42,61 km.

Um dos parâmetros utilizados para compreender o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem foi o índice de densidade de drenagem. Segundo Villela e Mattos (1975) a densidade de drenagem varia de 0,5 km/km² para bacias com drenagem mais pobre, a 3,5 ou mais para bacias bem drenadas. Em consequência disso, o resultado obtido para a bacia do Córrego São José foi de 1,97 km/km² que caracteriza que a bacia possui uma drenagem mediana. Os valores baixos de densidade de drenagem, em geral costumam estar associados a regiões de rochas permeáveis e regiões com pouca intensidade de chuvas ou baixas precipitações. A área da bacia apresenta intercalações de arenitos e basaltos, além de um período chuvoso bem definido, ocorrendo entre os meses

2730



de Outubro e Março, o que ajuda a entender o fato da densidade de drenagem ser considerada mediana.

Em relação a densidade hidrográfica a bacia apresentou um valor de 3,4 canais/km², significando que existe cerca de três canais por quilometro quadrado que sugere que a densidade hidrográfica é mediana, conforme classificação feita por Lollo (1995 *apud* SANTOS et al, 2012). Assim, esse parâmetro está relacionado a capacidade de geração de novos canais e sua eficiência hídrica, entende-se que certas características físicas podem ser fatores determinantes para a formação de canais. É observado que há certa relação entre a densidade de drenagem e a densidade hidrográfica, pois as duas apresentam valores médios de classificação.

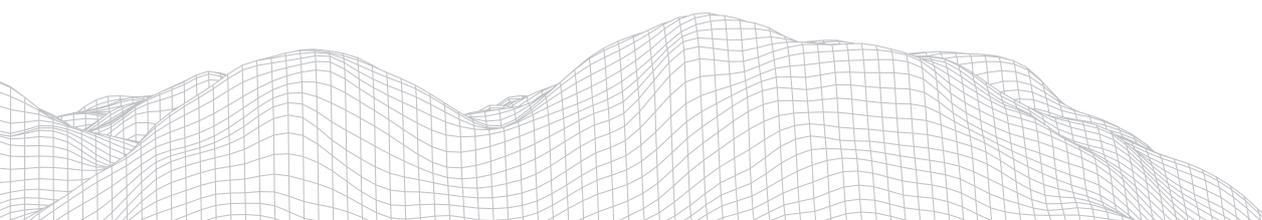
Outro aspecto importante para caracterização da rede de drenagem é o coeficiente de manutenção, sendo calculado de forma inversa ao da densidade de drenagem. Deste modo, foi encontrado o valor de 507,61 m/m², constatando que a cada metro de canal fluvial é necessária uma área mínima de 507m² para a manutenção de um metro de curso fluvial perene.

A extensão do percurso superficial encontrado na bacia do Córrego São José foi de 0,253 km. Conforme demonstrado por Souza e Rodrigues (2012) valores de extensão do percurso superficial entre 1000 m a 249 m são considerados medianos, então observa-se que a água da chuva percorre cerca de 253 m do interflúvio até atingir o leito do curso de água. Vale ressaltar que este índice tem valor aproximadamente igual a metade do recíproco da densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980), que no caso da bacia do Córrego São José também é considerada mediana.

Em se tratando do gradiente dos canais foi encontrado o valor de 0,71%, constatando que os cursos d'água possuem baixa declividade, que reflete ao tipo de relevo da região, possuindo poucas ondulações e elevações. Sendo assim, os canais da bacia do Córrego São Jose possui suscetibilidade erosiva relativamente baixa.

As características físicas do relevo de uma bacia hidrográfica têm relação direta com fatores meteorológicos e hidrológicos, visto que grande parte da velocidade do escoamento superficial é determinada pela declividade do terreno, bem como a intensidade dos processos erosivos.

A bacia do Córrego São José apresenta altitudes que variam de 521 a 702 metros, com altitude média de 611 metros e amplitude altimétrica de 181 metros. Ao analisar o mapa hipsométrico (figura 3) podemos observar que grande parte da bacia se encontra na faixa de altitude de 600 a 650 metros, correspondendo 53,28% da área. Ao longo do rio principal a altitude varia entre 550 a 600 metros, que representa 40,04% da bacia. As áreas mais elevadas se localizam próximas as cabeceiras dos canais na porção mais ao sul da bacia, onde se encontra relevos residuais do tipo tabuliforme, com altitudes acima de 650 metros, e nas proximidades da foz as altitudes chegam até 550 metros.



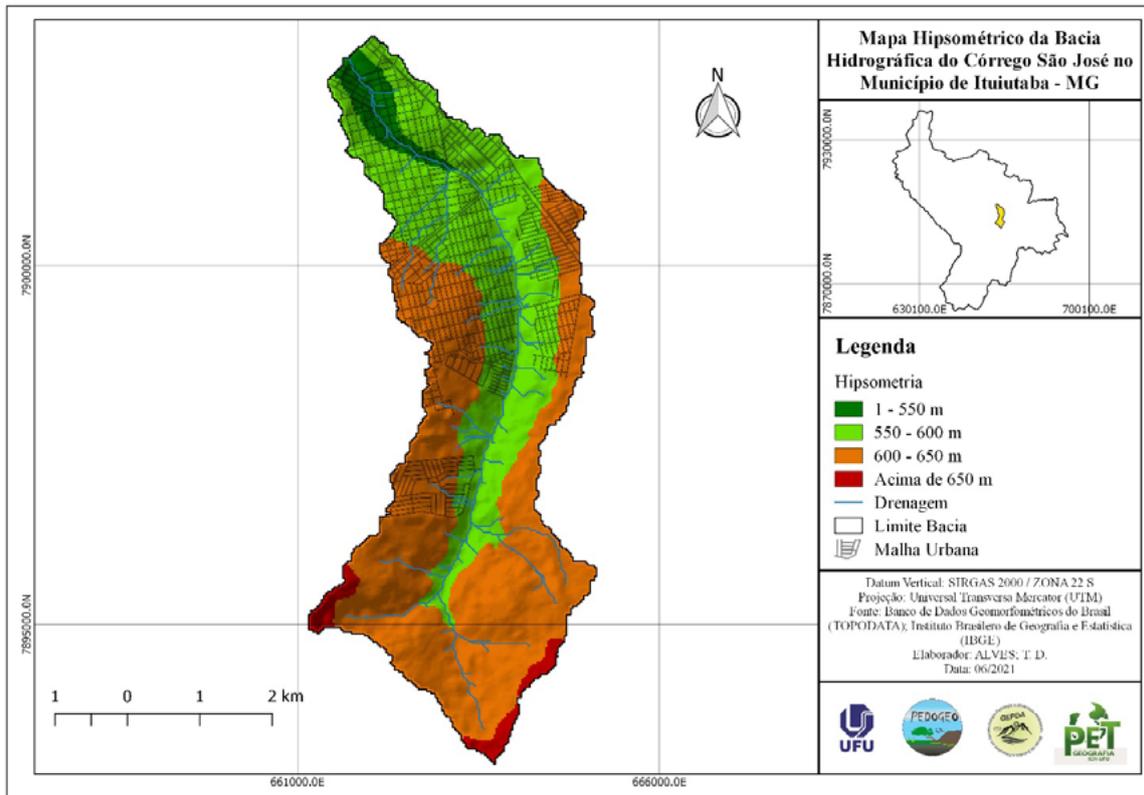


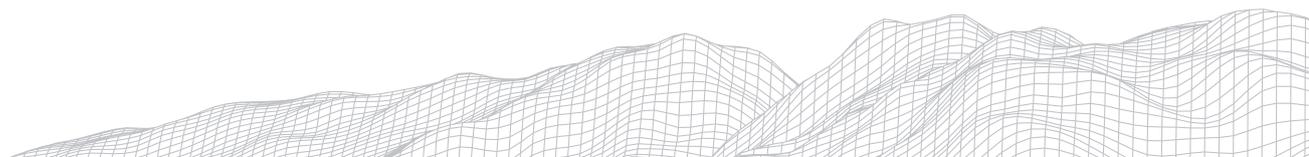
Figura 3: Mapa Hipsométrico da bacia hidrográfica do Córrego São José.
Elaborado pela autora, 2021.

A razão de relevo encontrada foi de 0,018. Conforme parâmetros obtidos de Piedade (1980), valores de 0 a 0,10 caracteriza uma razão de relevo baixa, devido a uma baixa amplitude altimétrica. Esse resultado corrobora com o baixo índice de gradiente de canais que caracteriza um relevo com baixa ondulação. Em se tratando do índice de rugosidade, fator que relaciona a declividade e o comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, o valor resultante na bacia do Córrego São José foi de 356,57, sendo relacionado a um relevo suavemente ondulado conforme classificação estabelecida por Souza e Rodrigues (2012).

Um dos parâmetros morfométricos utilizados para caracterizar a velocidade do escoamento do canal é o índice de sinuosidade. Na bacia foi encontrado um índice de sinuosidade de 1,04, segundo Schumm (1963 *apud* LANA; ALVES; CASTRO, 2001) resultados próximos a 1,0 estão associados a canais retilíneos. Vale ressaltar, que a sinuosidade dos canais é constantemente influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e também pela declividade dos canais.

O último parâmetro utilizado para análise morfométrica da bacia foi o cálculo de declividade média. O valor encontrado na bacia do Córrego São José foi de 5,65%, reforçando a predominância de um relevo suave ondulado, não apresentando muita suscetibilidade a erosão, possibilitando uma maior infiltração da água no solo.

Para um melhor entendimento da declividade foi realizada uma espacialização do terreno da bacia (figura 4), sendo identificado inclinações que variam entre 0% a 45%, tendo como base a classificação elaborada pela Embrapa (1979).



Na área da bacia predomina o relevo suave ondulado que corresponde a 72,60% da área total, com intervalo de classes que varia entre 3% a 8% de inclinação, como apontado pela razão de relevo, índice de rugosidade e declividade média. Como observado a uma pequena área com relevo forte ondulado, variando entre 20% a 45% de inclinação, local que se encontra a Serra do Corpo Seco, área de relevo residual do tipo tabuliforme. O relevo ondulado predomina ao longo da extensão dos canais fluviais, com intervalo de classe de 8% a 20%, ocupando uma área de 16,94% da bacia. Em quase toda a bacia se encontra porções com baixos declives, caracterizando uma região relativamente plana, onde a inclinação é menor que 3%, compreendendo 10,35% da área total.

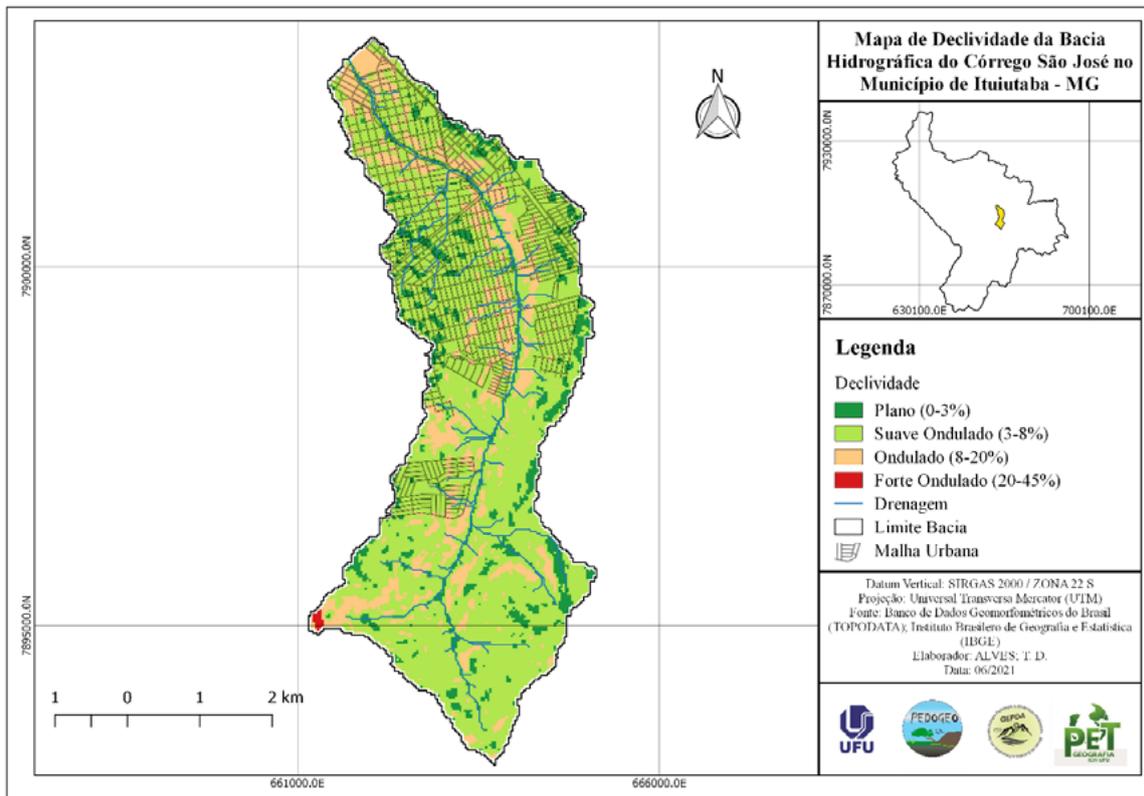


Figura 4: Mapa de declividade da bacia hidrográfica do Córrego São José.
Elaborado pela autora, 2021.

Diante dos resultados apresentados, se verificou que a análise realizada permitiu extrair importantes informações sobre o desenvolvimento da bacia de hidrográfica do Córrego São José. Como apontado a bacia possui baixa tendência a grandes enchentes em razão da sua forma alongada, o que favorece o escoamento superficial, além de apresentar um relevo suave ondulado que não favorece processos de erosão muito acentuados. Porém, em razão de grande parte da bacia estar localizada na área urbana do município de Ituiutaba, problemas ambientais têm ocorridos em função de alagamentos constantes nos períodos de chuva. Isso tem sido um grande transtorno para a população. É notório, que a impermeabilização dos topos e vertentes tem causado uma aceleração do escoamento superficial da água da chuva e o sistema de drenagem não consegue absorver o grande volume de água. Outro fator agravador é a retificação e canalização de um trecho rio principal, localizado próximo a foz, o que causa diversos impactos socioambientais na área ocasionando diversos transtornos para a população e comerciantes que residem nessa área.

5. Considerações Finais

A análise morfométrica demonstrou que a área de estudo possui uma baixa tendência a ocorrência de enchentes, apresentando um sistema de drenagem mediano e razoavelmente ramificado e baixo índice de sinuosidade dos cursos d'água. Em relação as características do relevo foi possível concluir que a bacia possui amplitude altimétrica pequena, além de pouca declividade revelando um relevo suave ondulado com pequena susceptibilidade à ocorrência de processos erosivos.

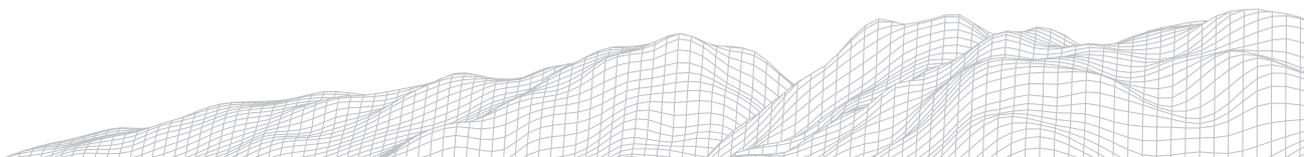
Neste sentido, este estudo se mostra importante para subsidiar o planejamento urbano-ambiental, principalmente pelo fato da bacia apresentar em grande parte a ocupação urbana. Esse fator tem proporcionado a constante ocorrência de episódios de alagamentos, uma vez que a impermeabilização do solo tem contribuído para o aumento do escoamento superficial e o acúmulo das águas pluviais em determinados pontos da bacia, resultando nos alagamentos momentâneos nos fundos de vale e acelerando o processo de enchentes no canal fluvial.

Agradecimentos

Agradecemos à PROGRAD/UFU pela bolsa PET Institucional Geografia (PET-GEO), ao Instituto de Ciências Humanas do Pontal (ICHPO) e Laboratório PEDOGEO da Universidade Federal de Uberlândia pelo apoio e a infraestrutura cedida, ao Grupo de Pesquisas GEPDA por promover momentos de debate científico.

Referências

- AB´SABER, A. N. Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados. In: Simpósio sobre o Cerrado, I, 1971, São Paulo. **Anais [...]**. São Paulo: EDUSP, 1971, p. 97-103.
- ARAUJO JUNIOR, Armino Alves de *et al.* Diagnóstico físico conservacionista de 10 microbacias do rio Capivara - Botucatu (SP), visando o uso racional do solo. **Irriga**, Botucatu, v. 7, n. 2, p. 106-121, 2002. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/bitstream/handle/11449/107913/ISSN1808-8546-2002-7-2-106-121.pdf;jsessionid=B9B6978B74787F37E83A28DF-C3B3E874?sequence=1>. Acesso em: 15 fev. 2021.
- AZEVEDO, P. V. de *et al.* Análise morfométrica da bacia hidrográfica do rio Piranhas-Açu: trecho do estado do rio grande do norte. **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, [S.L.], v. 11, n. 2, p. 434-444, 27 fev. 2020. Companhia Brasileira de Produção Científica. Disponível em: <https://www.sustenere.co/index.php/rica/article/view/CBPC2179-6858.2020.002.0039/1966>. Acesso em: 17 fev. 2021.
- BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação**. Editora da Associação Brasileira das Editoras Universitárias, Florianópolis: UFSC, 1994. 112 p;
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 189 p.
- EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos** (Rio de Janeiro, RJ). Súmula da 10ª. Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro, 1979. 83p.
- GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (org.). **Geomorfologia e Meio Ambiente**. 13. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2017. 396 p.
- GUIMARÃES, A. S.; FRATARI, M. F.; QUEIROZ, A. T. de. Análise termo-higrométrica de Ituiutaba - MG. **Revista Geonorte**, Manaus, v. 1, n. 5, p. 395-402, 2012. Edição Especial. Disponível em: <https://periodicos.ufam.edu.br/index.php/revista-geonorte/article/download/a/2195/#:~:text=J%C3%A1%20no%20que%20diz%20respeito,com%2023%2C2%C2%BOC>. Acesso em: 18 jun. 2021.
- HORTON, R. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, New York, v. 56, p. 807-813, 1945.
- IBGE. Município de Ituiutaba. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/mg/ituiutaba/panorama>. Acesso em: 18 jun.



2021.

LANA, C. E.; ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P. de T. A. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG - Brasil. **Rem:** Revista Escola de Minas, Ouro Preto, v. 54, n. 2, p. 121-126, jun. 2001. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/rem/a/ZdVsd-MXsxTZ4ZzjNkG6Jmqh/?lang=pt>. Acesso em: 23 jul. 2021

MACEDO, F. L. de; PEDRA, W. N.; MELLO JÚNIOR, A. V. Caracterização fisiográfica da sub-bacia do riacho Jacaré - SE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [S.L.], v. 3, n. 3, p. 163-169, jan. 2011. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/232654/26667>. Acesso em: 09 fev. 2021.

MILLER, V. C. A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. **Technical Report**, New York: Columbia University, Department of Geology, n. 3, 1953, 30p.

PIEIDADE, G. C. R. **Evolução de voçorocas em bacias hidrográficas do município de Botucatu, SP**. 1980. 161f. Tese (Livre Docência) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Botucatu, 1980.

PEDRO MIYAZAKI, L. C. Espacialização dos compartimentos geomorfológicos de parte da área urbana de Ituiutaba-MG. In XVIII Encontro Nacional de Geógrafos, 18, 2016, São Luís. **Anais [...]**. São Luís: UFMA, 2016. Disponível em: http://www.eng2016.agb.org.br/resources/anais/7/1468242925_ARQUIVO_Trabalhocompleto_LEDA-ENG.pdf. Acesso em: 18 jun. 2021.

PEDRO MIYAZAKI, L. C.; VENCESLAU, F. R. Caracterização geomorfométrica aplicadas aos estudos sobre a morfodinâmica da bacia hidrográfica do córrego São José- Município de Ituiutaba-MG. **Revista Caminhos de Geografia**. Uberlândia, v. 21, n. 76, p. 285-305, 2020. Disponível em: <http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/53838/29572>. Acesso em: 20 fev. 2021

PEREIRA, K. G. de O. *et al.* Ituiutaba(MG): um olhar geomorfológico sobre a qualidade de vida no córrego sujo. In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 18, 2009, Viçosa. **Anais [...]**. Viçosa: UFV, 2009. Disponível em:

http://www.geomorfologia.ufv.br/simposio/simposio/trabalhos/trabalhos_completos/eixo3/046.pdf. Acesso em: 18 jun. 2021.

SANTOS, A. M. dos *et al.* Análise morfométrica das sub-bacias hidrográficas Perdizes e Fojo no município de Campos do Jordão, SP, Brasil. **Amibi-Água**, Taubaté, v. 7, n. 3, p. 195-211, 2012. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/ambiagua/a/tYpMVzyHC7Gw49N4FvHF7qb/?format=pdf&lang=pt>. Acesso em: 24 fev. 2021.

SCHMITT, A.; MOREIRA, C. R. Manejo e gestão de bacia hidrográfica utilizando o software gratuito Quantum-GIS. **Revista Cultivando O Saber**, Paraná, v. 8, Edição Especial, p. 119-131, 2015. Disponível em: https://www.fag.edu.br/upload/revista/cultivando_o_saber/566ec59f31e47.pdf. Acesso em: 20 fev. 2021.

SILVEIRA, A. L. L. da. Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Editora Universidade/UFRGS: ABRH, 2001. 944p.

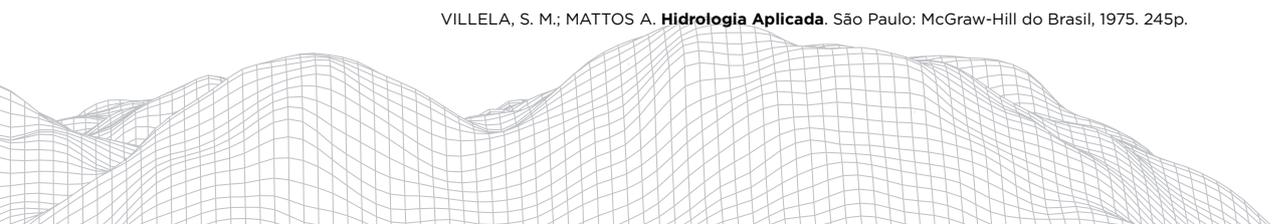
SOUSA, F. A.; RODRIGUES, S. C. Aspectos morfométricos como subsídio ao estudo da condutividade hidráulica e suscetibilidade erosiva dos solos. **Mercator**, Fortaleza, v. 11, n. 25, p. 141-151, 2012. <http://dx.doi.org/10.4215/rm2012.1125.0011>.

SOUZA, A. A. de; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Análise fisiográfica e morfoestrutural no reconhecimento de padrões de solos no município de Porto Velho-RO. In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007, Florianópolis. **Anais [...]**. Florianópolis: INPE, 2007. p. 6981-6985. Disponível em: <http://urlib.net/rep/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.15.23.59?ibiurl.backgroundlanguage=pt-BR>. Acesso em: 18 fev. 2021.

STRAHLER, A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. **Transactions, American Geophysical Union**, Washington, v.38, n. 6, p. 913-920, 1957. Disponível em: <http://www.uvm.edu/pdodds/files/papers/others/1957/strahler1957a.pdf>. Acesso em: 24 fev. 2021.

VIGOLO, M.; BRENDA, B.; BORTOLIN, T. A. Estudo fisiográfico da sub-bacia pertencente à bacia do Rio Turvo-Santa Rosa-Santo Cristo, Rio Grande do Sul. **Acta Brasiliensis**, Paraíba, v. 3, n. 2, p. 63-68, maio 2019. Disponível em: <http://revistas.ufcg.edu.br/ActaBra/index.php/actabra/article/view/187>. Acesso em: 09 fev. 2021.

VILLELA, S. M.; MATTOS A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245p.



APLICAÇÃO DO ÍNDICE RELAÇÃO DECLIVIDADE X EXTENSÃO NO RIO PIRANGA - MINAS GERAIS

2736

Isabela Belmira Santos Giarola

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Av. Athos da Silveira Ramos, 149.

CCMN - Bloco I, Ilha do Fundão

Rio de Janeiro/RJ - CEP 21.941-909

E-mail: isagiarola@ufrj.br

Cinthia Maria Amaral

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Av. Athos da Silveira Ramos, 149.

CCMN - Bloco I, Ilha do Fundão

Rio de Janeiro/RJ - CEP 21.941-909

E-mail: cinthiaamarall@gmail.com

Daiane Evangelista de Oliveira

Universidade Estadual de Londrina

Rodovia Celso Garcia Cid, PR-445, Km 380 -

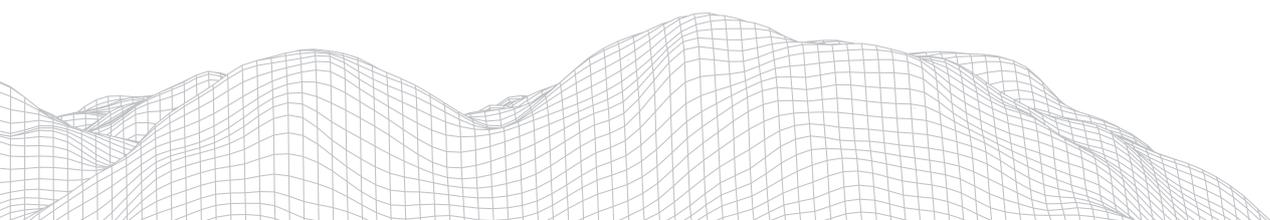
Campus Universitário, PR - CEP 86.057-970

E-mail: daiane.evangelista.oliveira@gmail.com

Resumo

O presente estudo tem como objetivo aplicar o índice Relação Declividade x Extensão (RDE) no rio principal da Bacia Hidrográfica do Rio Piranga com o intuito de identificar eventuais anomalias de drenagem e contribuir para o entendimento da dinâmica fluvial regional. Para calcular o RDE do trecho foi aplicada a equação “ $RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$ ”, utilizando um índice que possibilitou a confecção de mapas e tabelas. Como resultados, constatou-se que o rio Piranga possui vinte e quatro anomalias de drenagem, sendo dez de 1ª ordem e quatorze de 2ª ordem. Essas anomalias refletem da mudança de litologia, rupturas de declive, controle estrutural, possível atividade tectônica, lineamento do relevo, confluência de afluentes e falhas ou fraturas que redirecionam o rio. Tais aspectos alteram a linha do perfil longitudinal do canal fluvial estudado.

Palavras-chave: Anomalias de Drenagem; Índice Morfométrico; RDE; Perfil Longitudinal.



1. Introdução

Os estudos ligados à Geomorfologia Fluvial, bem como suas técnicas e teorias, são imprescindíveis para o entendimento e compreensão da dicotomia homem-natureza, visto que os impactos causados nos rios, seja pela mudança de suas trajetórias ou comportamento, exercem e são fruto de certas relações diretas ou indiretas com as dinâmicas da paisagem e sociedades. Tais consequências propiciam discussões e críticas pela busca de um planejamento, manejo e gestão de bacias conscientes e eficientes (MARÇAL e LIMA, 2016) e vem sendo objeto de estudo de inúmeras pesquisas.

Cada uma das distintas paisagens da superfície da Terra é caracterizada por apresentarem especificidades que necessitam de metodologias singulares e que considerem as suas complexidades durante os processos de modelagem dos sistemas ambientais (CHRISTOFOLETTI, 1999). Dentre tais metodologias têm-se aquelas ligadas às medições e análises quantitativas como, por exemplo, o índice de Relação Declividade - Extensão (RDE).

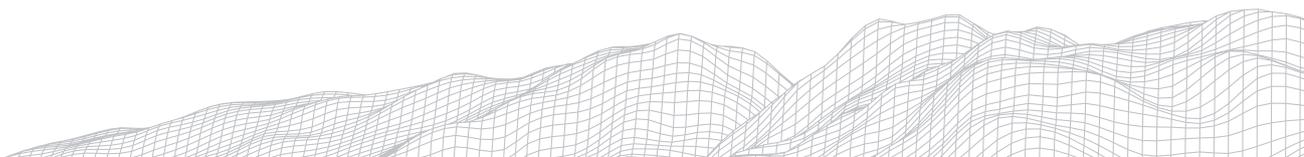
O índice RDE é uma interessante ferramenta na identificação de evidências tectonoestruturais (MISSURA *et al.*, 2014). Proposto por Hack (1973) e disseminado por Etchebehere (2000), busca comparar o comprimento do canal do relevo correlacionando-o com a declividade ao identificar setores ao longo do canal. A sua aplicação pode ocorrer em rios de distintas ordens. Estes tipos de “estudos morfoestruturais e morfotectônicos voltados para a abordagem neotectônica tem sido auspiciosos para o entendimento da evolução do relevo em escala regional e local” (MARQUE NETO e PEREZ FILHO, 2013, p. 272) e vêm sendo realizados por distintos pesquisadores, em diversas regiões do país (ETCHEBEHERE, *et al.*, 2004; GUEDES, *et al.*, 2009; MOURA, *et al.*, 2013; MARQUES NETO e PEREZ FILHO, 2013; MISSURA, *et al.*, 2014; MONTEIRO, *et al.*, 2014; OLIVEIRA e MOREIRA, 2014). Aplicá-lo em determinadas bacias hidrográficas, que representam interesses ecológicos, econômicos, sociais e científicos, viria a contribuir para o planejamento e gestão de tais espaços, para que as suas interações e dinâmicas, do ciclo-hidro-geomorfológico, fossem identificadas e compreendidas.

Uma destas bacias hidrográficas, passíveis de serem objeto de estudo através do índice RDE é a Bacia Hidrográfica do Rio Piranga (BHRP), maior contribuinte da Bacia Hidrográfica do Rio Doce (BHRD). A BHRD é uma importante bacia de drenagem para o abastecimento e manutenção hídrica da região Sudeste do Brasil e vem sendo palco de inúmeros estudos, os quais foram se intensificando quantitativamente a partir dos desastres ambientais ocorridos em 2015 (Mariana - MG) e 2019 (Brumadinho - MG).

Neste contexto, com o intuito de investigar as características do rio Piranga, principal curso d'água da BHRP, o presente trabalho tem a premissa de aplicar o índice Relação Declividade x Extensão (RDE) para identificação de eventuais anomalias de drenagem e contribuir para o entendimento da dinâmica fluvial regional. A escolha do rio Piranga se deu pela sua importância como principal afluente formador do rio Doce, no estado de Minas Gerais, e por apresentar poucos estudos na temática, ainda recente, na esfera da Geomorfologia Fluvial e Estrutural.

2. Breve Caracterização da Área de Estudo

A Bacia Hidrográfica do Rio Piranga (BHRP) (**Figura 1**) tem uma área aproximada de 6 606 km² e está inserida no interior do estado de Minas Gerais, na região Sudeste do Brasil, abrangendo aproximadamente 55 municípios, em totalidade ou parcialmente, pertencentes principalmente às mesorregiões da Zona da Mata e Campos das Vertentes, e às microrregiões de Viçosa, Ponte Nova, Conselheiro Lafaiete e Barbacena (PARH PIRANGA, 2010).



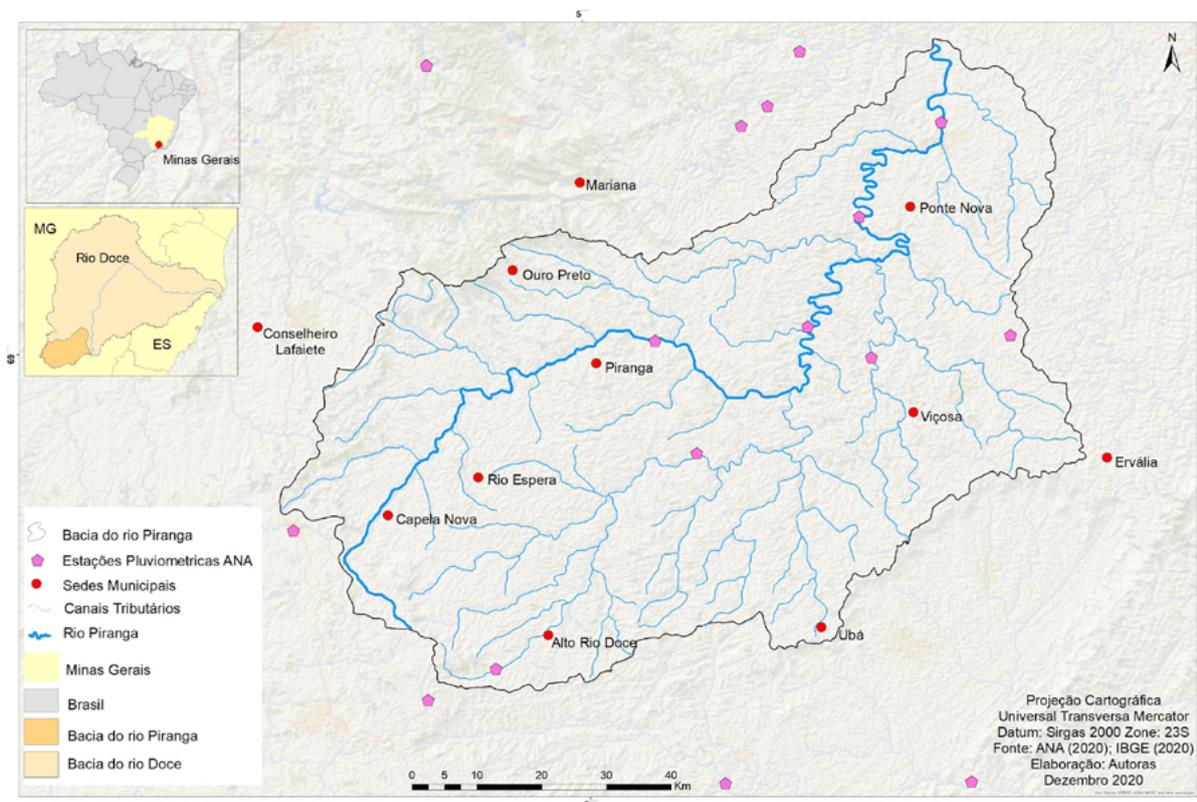


Figura 1: Localização da área de estudo (Bacia Hidrográfica do Rio Piranga - BHRP).
Fonte: Elaborado pelas autoras.

Considerando apenas os municípios que possuem territórios em sua totalidade na BHRP, ou sua maior porção inserida, tem-se que a população total da BHRP é cerca de 263 mil/habitantes (IBGE, 2010). Já a população que está diretamente relacionada ao curso d'água do rio Piranga, ou seja, onde o curso permeia as áreas urbanas, é de 95.262 mil/habitantes (IBGE, 2010), correspondente aos residentes dos municípios de Piranga, Presidente Bernardes, Porto Firme, Guaraciaba, Ponte Nova, na mesorregião Zona da Mata.

Pertencente a Região Hidrográfica do Atlântico Sudeste, à Bacia Hidrográfica do Atlântico Leste e à Bacia Hidrográfica do Rio Doce, a BHRP apresenta o rio Piranga como curso d'água principal e os rios São Bernardo, Xopotó, Turvo Limpo e Oratórios como seus afluentes prioritários. O rio Piranga nasce no município de Ressaquinha, na Serra da Mantiqueira, e desenvolve-se por cerca de 470 km até se encontrar com o Ribeirão do Carmo, no limite dos municípios de Ponte Nova e Rio Doce, para formar o rio Doce (PARH PIRANGA, 2010).

A região apresenta, ao menos, dois conjuntos litológicos: as rochas mais antigas do Arqueano a oeste e as rochas Proterozóicas a leste. Aproximadamente 70% da BHRP está sob os sistemas aquíferos das rochas cristalinas, onde o substrato são rochas granitóides de várias composições, 23% da superfície da BHRP assenta-se sobre aquíferos xistosos, 4% sobre aquíferos porosos ou granulares e 3% sobre aquíferos quartzíticos (PARH PIRANGA, 2010).

O relevo configura-se como Mares de Morros (AB'SÁBER, 2012) (**Figura 2**) apresentando variações altimétricas entre 340 a 1500 metros, o que implica em uma amplitude altimétrica de 1.160 metros. As porções limitrofes Sudoeste, Oeste e Noroeste são as que configuram as maiores altitudes. À Nordeste da BHRP, já no Baixo Rio Piranga, são consumadas as altitudes mais baixas, onde, possivelmente, o rio Piranga se desenvolveu de forma mais expansiva a sua planície de inundação.

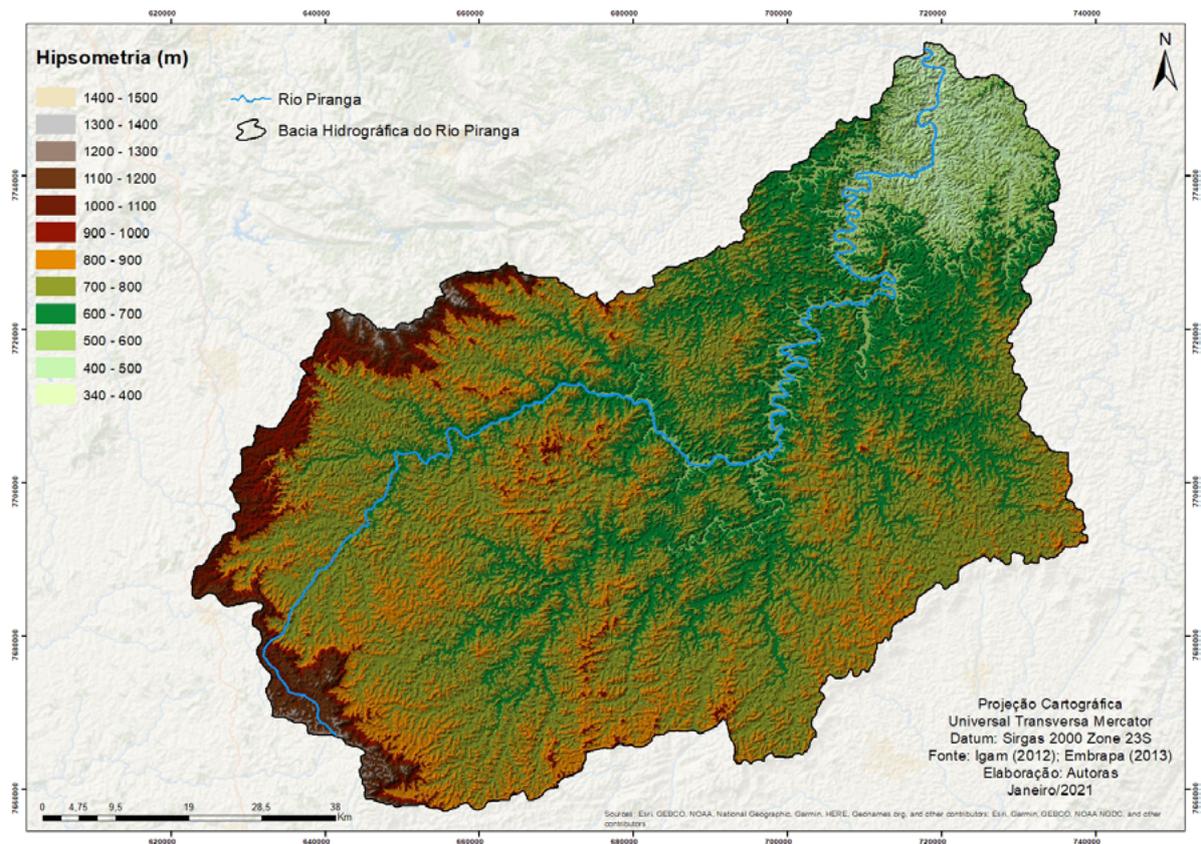


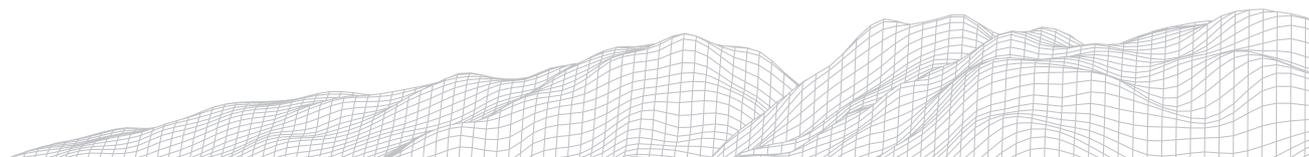
Figura 2: Hipsometria da área de estudo (Bacia Hidrográfica do Rio Piranga - BHRP).
Fonte: Elaborado pelas autoras.

O bioma da região é denominado Mata Atlântica e o tipo vegetacional predominante é a Floresta Estacional Semidecidual (VELOSO *et al.*, 1991), sendo a maioria remanescentes de matas secundárias. O clima é classificado majoritariamente como Tropical de Altitude, caracterizado por invernos mais secos e frios e verões mais quentes e chuvosos (NIMER, 1989; SANT'ANNA NETTO, 2006).

Os transtornos socioambientais do rio Piranga são diversos, destacando-se “a poluição, a redução da recarga do lençol freático, os problemas de drenagem das estradas rurais, o extrativismo ambiental feito através do desmatamento, da produção de carvão, da extração de pedra e areia, o uso inadequado dos recursos naturais (...)” (IGAM, 2005). No que tange a questão climática, as consequências estão relacionadas aos volumes de chuva dos meses de dezembro a março, onde as inundações são problemas corriqueiros e, por vezes, de grande impacto, principalmente nos municípios citados acima, por onde o rio Piranga cursa suas águas em áreas urbanas.

3. Procedimentos Metodológicos

Primeiramente, para a aplicação do índice RDE, elegeu-se o rio principal da Bacia Hidrográfica do Rio Piranga. Em seguida foi gerada uma tabela, no *software* Microsoft Excel 2016, com os valores das curvas de nível que cortam o referido canal fluvial desde a nascente até a sua foz. Posteriormente, através do cálculo manual da régua no *software* ArcGis 10.5, foi mensurado a extensão de cada trecho do canal cortado por uma curva de nível.



Para calcular o RDE trecho foi utilizada a seguinte equação:

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

Onde: ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água (10 metros); ΔL = projeção horizontal da extensão do referido segmento; L = comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice está sendo calculado.

Os resultados obtidos para cada trecho foram colocados em relação ao RDE total de cada curso d'água, pela equação:

$$RDE_{total} = \Delta H / \log L$$

Dessa forma, após os cálculos acima realizados, dividiu-se o resultado do RDE trecho pelo resultado do RDE total ($RDE_{trecho} / RDE_{total}$), chegando no valor das anomalias. Estas foram classificadas a partir do parâmetro estabelecido por Seeber e Gornitz (1983), nas quais valores de RDE abaixo de dois indicam a inexistência de anomalias; valores encontrados entre dois e dez indicam anomalias de 2ª ordem e, valores acima de dez anomalias, de 1ª ordem.

O perfil longitudinal foi produzido posteriormente no *software* Microsoft Excel 2016, através da medição da altitude e distância da foz (comprimento do canal) na intersecção das curvas de nível (intervalo de 20 metros) com a linha de drenagem, sendo plotados também os valores do RDE obtidos para cada canal. Para Christofletti (1981), o perfil longitudinal de um rio é dado a partir da relação entre as altitudes máxima e mínima com seu comprimento desde a nascente até a foz, podendo revelar sua declividade ao longo do canal fluvial.

4. Resultados e Discussões

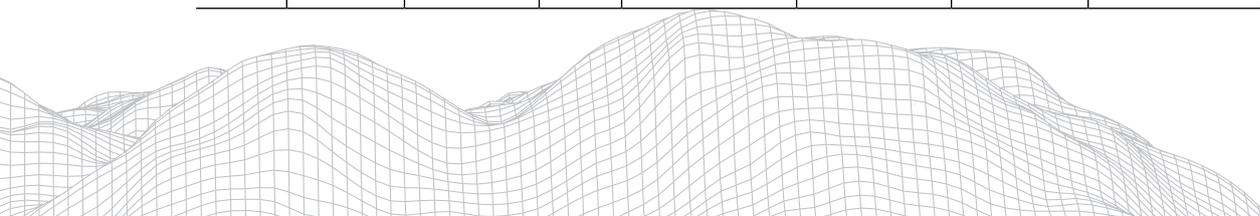
Concluído os procedimentos, foram encontradas vinte e quatro anomalias no rio Piranga, sendo dez de 1ª ordem e quatorze de 2ª ordem. De acordo com Fujita et al., (2011), as anomalias de 2ª ordem estão associadas às mudanças litológicas, lineamentos do relevo e confluência de rios e, as de 1ª ordem, às diferenças na resistência litológica, controle estrutural e possível atividade tectônica.

Os valores de RDE calculados em cada trecho do rio são apresentados na **tabela 1**.

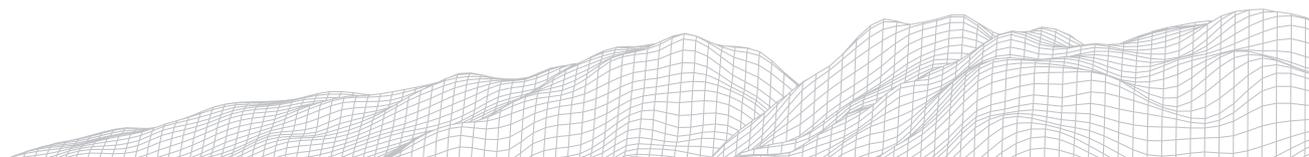
TABELA 1

Variáveis Morfométricas do rio Piranga.

	Cota	DL	ΔH	L	Trecho	Total	RDE Trecho/ RDE Total	Ordem da Anomalia
1	1300	-	-	-	-	-	-	-
2	1280	71,18	20	71,18	20	181,5218	0,11018	-
3	1260	53,25	20	124,43	46,73427	181,5218	0,257458	-
4	1240	65,53	20	189,96	57,9765	181,5218	0,319391	-
5	1220	169,03	20	358,99	42,47648	181,5218	0,234002	-



	Cota	DL	ΔH	L	Trecho	Total	RDE Trecho/ RDE Total	Ordem da Anomalia
6	1200	1130,98	20	1489,97	26,3483	181,5218	0,145152	-
7	1180	347,59	20	1837,56	105,7315	181,5218	0,582473	-
8	1160	43,53	20	1881,09	864,2729	181,5218	4,761262	2ª Ordem
9	1140	2553,04	20	4434,13	34,73608	181,5218	0,19136	-
10	1120	919,47	20	5353,60	116,4497	181,5218	0,641519	-
11	1100	1205,45	20	6559,05	108,8233	181,5218	0,599505	-
12	1080	1795,15	20	8354,20	93,07523	181,5218	0,51275	-
13	1060	8015,88	20	16370,08	40,84412	181,5218	0,225009	-
14	1040	208,46	20	16578,54	1590,573	181,5218	8,762434	2ª Ordem
15	1020	550,77	20	17129,31	622,0132	181,5218	3,426658	2ª Ordem
16	1000	21,85	20	17151,16	15699	181,5218	86,48549	1ª Ordem
17	980	390,60	20	17541,76	898,1956	181,5218	4,948142	2ª Ordem
18	960	61,85	20	17603,61	5692,356	181,5218	31,35907	1ª Ordem
19	940	39,17	20	17642,78	9008,312	181,5218	49,62662	1ª Ordem
20	920	216,66	20	17859,44	1648,614	181,5218	9,082184	2ª Ordem
21	900	67,20	20	17926,64	5335,31	181,5218	29,39211	1ª Ordem
22	880	52,79	20	17979,43	6811,68	181,5218	37,52541	1ª Ordem
23	860	492,45	20	18471,88	750,2033	181,5218	4,132855	2ª Ordem
24	840	97,41	20	18569,29	3812,604	181,5218	21,00356	1ª Ordem
25	820	35,51	20	18604,80	10478,63	181,5218	57,72654	1ª Ordem
26	800	197,48	20	18802,28	1904,221	181,5218	10,49032	1ª Ordem
27	780	168,72	20	18971,00	2248,815	181,5218	12,38868	1ª Ordem
28	760	105,31	20	19076,31	3622,887	181,5218	19,95841	1ª Ordem
29	740	9816,21	20	28892,52	58,86696	181,5218	0,324297	-
30	720	5386,37	20	34278,89	127,2801	181,5218	0,701184	-
31	700	1442,32	20	35721,21	495,3299	181,5218	2,728763	2ª Ordem

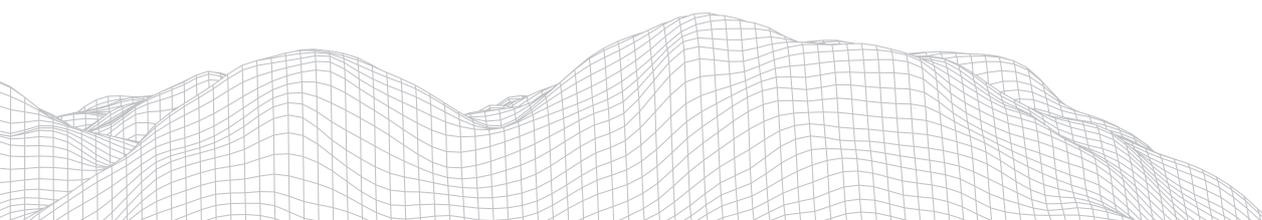


	Cota	DL	ΔH	L	Trecho	Total	RDE Trecho/ RDE Total	Ordem da Anomalia
32	680	14020,25	20	49741,46	70,95659	181,5218	0,390898	-
33	660	5401,69	20	55143,15	204,17	181,5218	1,124768	-
34	640	1400,55	20	56543,70	807,4499	181,5218	4,448226	2ª Ordem
35	620	19731,34	20	76275,04	77,31359	181,5218	0,425919	-
36	600	8314,19	20	84589,23	203,4816	181,5218	1,120976	-
37	580	14840,08	20	99429,31	134,001	181,5218	0,738209	-
38	560	15027,73	20	114457,04	152,3278	181,5218	0,839171	-
39	540	8445,81	20	122902,85	291,0386	181,5218	1,603326	-
40	520	12217,16	20	135120,01	221,1971	181,5218	1,21857	-
41	500	6583,37	20	141703,38	430,4889	181,5218	2,371555	2ª Ordem
42	480	11008,88	20	152712,26	277,4347	181,5218	1,528382	-
43	460	3454,76	20	156167,02	904,0687	181,5218	4,980497	2ª Ordem
44	440	6413,63	20	162580,65	506,9848	181,5218	2,792969	2ª Ordem
45	420	3388,47	20	165969,12	979,611	181,5218	5,396657	2ª Ordem
46	400	5711,16	20	171680,28	601,2098	181,5218	3,312053	2ª Ordem
47	380	10088,74	20	181769,02	360,3404	181,5218	1,985108	-
48	360	4122,41	20	185891,43	901,858	181,5218	4,968318	2ª Ordem
49	340	8475,21	20	194366,64	458,671	181,5218	2,526809	2ª Ordem

Fonte: Elaborado pelas autoras.

Na altitude de 1160 metros foi encontrada a primeira anomalia do rio Piranga, sendo esta de 2ª ordem e estando sob a unidade litológica de Ressaquinha e na grande unidade geomorfológica Borda do Espinhaço (**Figura 3**), identificada para a área de estudo (ANA, 2001). Segundo Saadi (1995), a Serra do Espinhaço é caracterizada como uma unidade morfoestrutural com um conjunto de relevos ruiformes decorrentes da ação de processos de dissecação fluvial. Nesse ponto, onde foi encontrada a anomalia, há uma ruptura de declive.

Uma nova anomalia de 2ª ordem foi identificada na altitude de 1040 metros e, em sequência, está a terceira anomalia, porém desta vez de 1ª ordem. Esse pico anômalo se dá em um local onde o rio encontra-se totalmente encaixado. Tal fato, reflete a alta energia local, devido às declividades do alto curso do rio, apresentando desnivelamentos.



Nas altitudes de 1000m até 760m há uma nova sequência de picos anômalos no rio, alternando em anomalias de 1ª e 2ª ordem. Tal fato se dá por um expressivo controle estrutural e algumas mudanças de nível de base, o que ocasionou em diversas cachoeiras nesses trechos. Este controle estrutural e a sequência de anomalias de 1ª ordem encontradas podem ter relação com uma possível atividade tectônica, pois há várias sequências litológicas da porção sudeste da Província Geotectônica Mantiqueira (COSTA, *et al.*, 2011).

Uma nova anomalia de 2ª ordem foi encontrada na altitude de 700m. Sua ocorrência pode ter relação com a confluência de um afluente da margem esquerda nesse ponto.

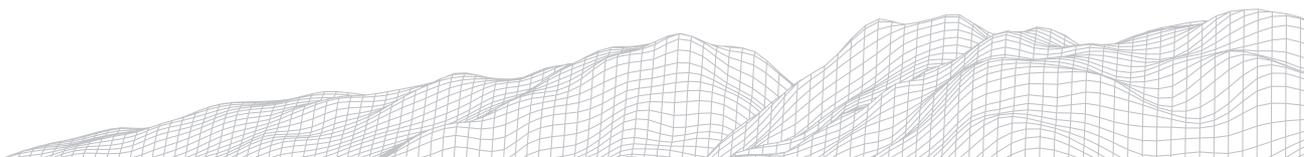
Na altitude de 640m foi identificada outra anomalia de 2ª ordem. Esta situa-se, justamente, no contato de mudança litológica entre as unidades Monsenhor Isidro e Complexo Mantiqueira. Aliado a esse fato, está sob uma falha transcorrente dextral (Figura 3). É um trecho marcado pelo controle estrutural e encachoeiramento, podendo tal anomalia estar atrelada, também, a um desnivelamento de blocos.

No trecho cortado pela curva de nível com valor de 500m foi identificado um pico anômalo de 2ª ordem. É um trecho caracterizado pelo meandramento do rio Piranga, pela sua planície e por uma ruptura de declive.

Aos 460 metros de altitude há novamente uma anomalia de 2ª ordem, que está no contato de mudança litológica da unidade Complexo Mantiqueira para a unidade Dom Silvério. Nas altitudes de 440 e 420 metros ocorrem duas anomalias de 2ª ordem, que estão em zonas de lineamentos de relevo e antecedem a uma falha contracional (inversa ou empurro), o que pode refletir no aparecimento de setores anômalos.

Em sequência, há uma anomalia de 2ª ordem na altitude de 400m. Essa anomalia situa-se dentro do município de Ponte Nova e antecede a uma ponte e uma ruptura de declive que refletem no encachoeiramento do rio.

Nas menores altitudes do rio Piranga (360 e 340 metros), encontram-se duas anomalias de 2ª ordem. São pontos em que o rio está meandrante e há a ocorrência de ilhas rochosas e barras arenosas por esses dois trechos, o que pode justificar tais setores anômalos na drenagem.



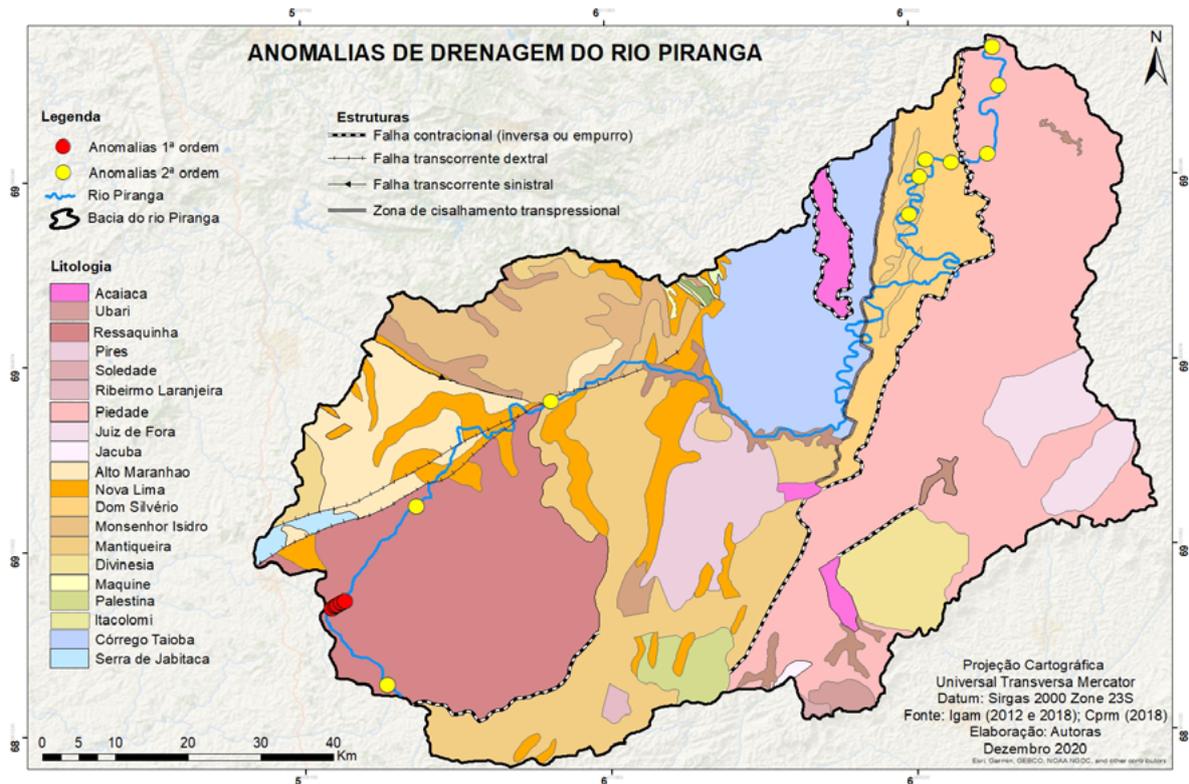


Figura 3: Anomalias de drenagem encontradas no rio Piranga.
Fonte: Elaborado pelas autoras.

Segundo Fujita *et al.* (2011, p. 600), “rios em equilíbrio apresentam a curva de seu perfil longitudinal mais ajustada a um modelo teórico (linha de melhor ajuste), não apresentando nenhum processo de ascensão ou subsidência ao longo de sua extensão”. A afirmação supracitada diverge totalmente do perfil longitudinal do rio Piranga (**Figura 4**), sendo este marcado por sucessivas mudanças em seu traçado, indicando que sua curva esteja, em alguns casos, desajustada.

A maioria das anomalias encontradas podem ser relacionadas ao controle morfoestrutural e morfotectônico. É evidente, no perfil longitudinal, rupturas bruscas de declive e extensos trechos de encaixamento da drenagem que geram pequenos encachoeiramentos. Tais características sugerem a existência de um bloco de subsidência que elevam os valores do RDE.

Assim, o perfil longitudinal e os valores do RDE são sensíveis a determinadas características geológicas, tectônicas, modificações do nível de base e processos de erosão e deposição, que influenciam em mudanças dos canais fluviais (ETCHEBEHERE *et al.*, 2006).

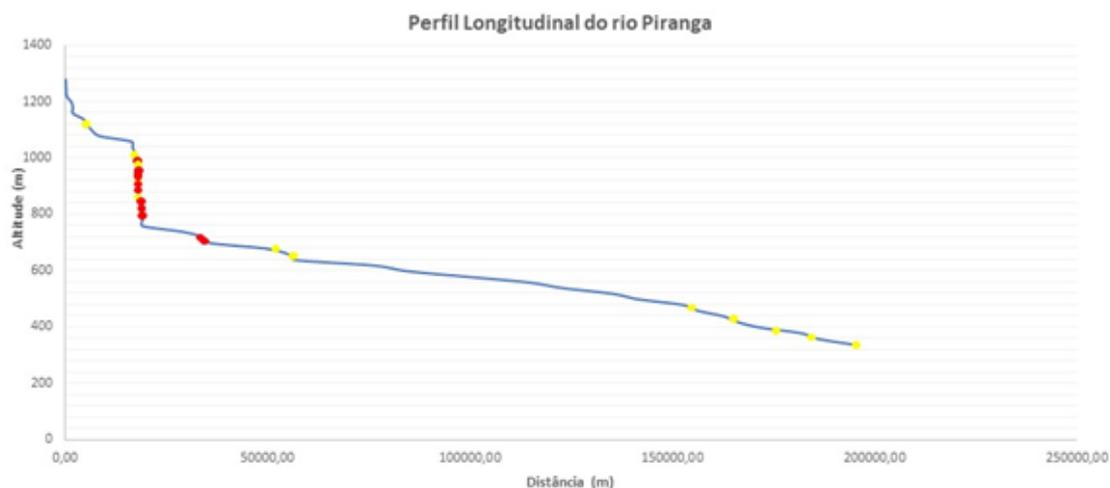


Figura 4: Perfil Longitudinal do rio Piranga.
Fonte: Elaborado pelas autoras.

Considerações Finais

Encontrou-se um número expressivo de anomalias de drenagem (totalizando vinte e quatro) no rio Piranga a partir do cálculo do índice Relação Declividade x Extensão. Provavelmente estes setores anômalos sejam expressos pelo controle morfoestrutural e morfotectônico, uma vez que a área que compreende a BHRP perpassa por várias sequências litológicas da porção sudeste da Província Geotectônica Mantiqueira (COSTA, *et al.*, 2011).

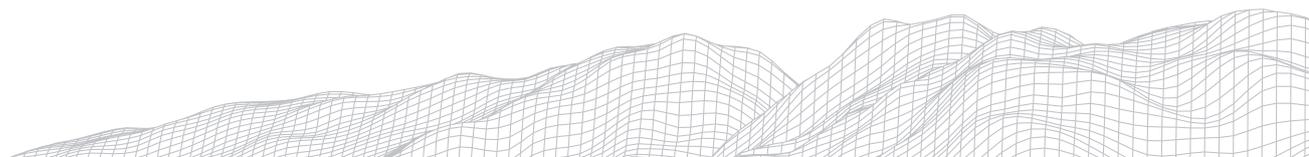
Muitas anomalias estão em zonas de encaixamento da drenagem, fato que pode indicar um bloco de subsidência. Algumas anomalias estão associadas a falhas e fraturas reativadas, que redirecionam o rio. Outro fato importante são as mudanças abruptas da linha do perfil longitudinal, indicando desníveis altimétricos e mudanças no nível de base.

Agradecimentos

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo fomento à pesquisa com bolsas de pós-graduação.

Referências

- AB'SÁBER, A. **Os domínios de natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas**. São Paulo: Editora Ateliê, 2012.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial: o canal fluvial**. São Paulo: Editora Blücher, 1981.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. Edgard Blücher: São Paulo, 1999.
- COSTA, A.T.; BARRETO, D.; Castro P. T. Estratigrafia Química de Terraços Aluviais da Bacia do rio Piranga - MG. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sulamericano. **Anais...** Búzios - RJ, 2011.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Tese (Doutorado em Geociências) - IGCE, - UNESP, Rio Claro, 2000. 264p
- ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geol. USP Sér. Cient.** São Paulo, v.4,



n.2, p.43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD A. R.; SANTONI G. C.; CASADO F. C.; FULFARO V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação do índice RDE (relação declividade extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, 25:271-279, 2006.

FUJITA, R. H. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.4, n.41, p.597- 603, 2011.

GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; MORALES, N.; STEVAUX, J. C.; SANTONI, G.C. Análise morfotectônica da bacia do rio santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossismicos. **Geociências**, v. 28, n.4, p.247-362, 2009.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United State Geological Survey**, v.1, n. 4, p. 421-429, 1973.

IBGE. **Regiões Hidrográficas**. Disponível em: https://atlascolar.ibge.gov.br/images/atlas/mapas_brasil/brasil_bacias.pdf. Acesso em: 22 jan. 2021.

IBGE. **Cidades**. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/>. Acesso em 19 jan. 2021.

IGAM. **Bacia hidrográfica do Rio Doce**. Belo Horizonte: Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM), 2005. Disponível em: < http://www.igam.mg.gov.br/index2.php?option=com_content&do_pdf=1&id=155>. Acesso em: 25 Jan. 2021.

MARÇAL, M. S.; LIMA, R. N. S. Abordagens Conceituais Contemporâneas na Geomorfologia Fluvial. **Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, v. 6, n.1, p.17-33, 2016.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Análise morfoestrutural e morfotectônica da bacia do rio Capivari, Sul de Minas Gerais: A neotectônica e as superfícies geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.4, p.271-277, 2013.

MISSURA, R.; MONTEIRO, K.; MEIRA, D.; CORREA, A. Comparação da eficácia do índice Hack com o grau de detalhamento da drenagem. **Revista Geonorte**, v.5(19), p.95 -100. 2014.

MONTEIRO, K.A.; TAVARES, B.A.C.; CORREA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências**, v.33, n.4, p.616-628, 2014.

MOURA, T. C.; MARQUES NETO, R. M; OLIVEIRA, T.A.; REIS, A. V. P. Aplicação do índice "relação declividade x extensão do curso" (RDE) na bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho (MG) como subsídio à detecção de deformações neotectônicas. **Revista de Geografia da UFJF**, v.3 n.1, 2013.

NIMER, E.; IBGE. **Climatologia do Brasil**. 2.ed. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989.

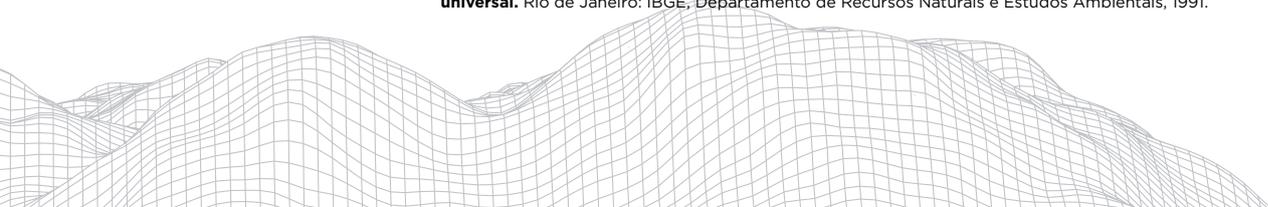
OLIVEIRA, J. M.; MOREIRA, A. S. Análise da rede de drenagem da bacia do rio Macureré - BA (Submédio São Francisco) através da aplicação dos índices "Relação declividade-extensão - RDE e índice de Gradiente de canal (k). **Revista Geonorte**, v.5(20), p.43-49, 2014.

PARH PIRANGA. Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Doce e dos Planos de Ações de Recursos Hídricos para as Unidades de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos no Âmbito da Bacia do Rio Doce: **Plano de Ação de Recursos Hídricos da Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos Piranga PARH PIRANGA**. CONSÓRCIO ECOPLAN - LUME, Contrato Nº 002/2007 - IGAM, 2010.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v.3, n.1, p.41-63, 1995.

SANT'ANNA NETO, J. L.; Decálogo da Climatologia do Sudeste. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.1, ano 1. p. 43-60, 2005.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da Vegetação Brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1991.



AVALIAÇÃO DA DINÂMICA DA LINHA DE COSTA OBTIDA POR MEIO DA PLATAFORMA CASSIE NA BARREIRA ARENOSA TRANSGRESSIVA DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL, RJ

2748

Lígia Padilha Novak

Laboratório de Geografia Física (LAGEF)

Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense

Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil

E-mail: ligianovak@id.uff.br

Thais Baptista da Rocha

Laboratório de Geografia Física (LAGEF)

Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense

Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil

E-mail: thaisbaptista@id.uff.br

Guilherme Borges Fernandez

Laboratório de Geografia Física (LAGEF)

Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense

Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil

E-mail: guilhermefernandez@id.uff.br

Tiago Gonçalves Pereira

Núcleo de Estudos Costeiros (NECost)

Departamento de Geografia Física, Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Rua São Francisco Xavier, 524, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. CEP: 20550-01. Brasil

E-mail: thiagopereira.uerj@gmail.com

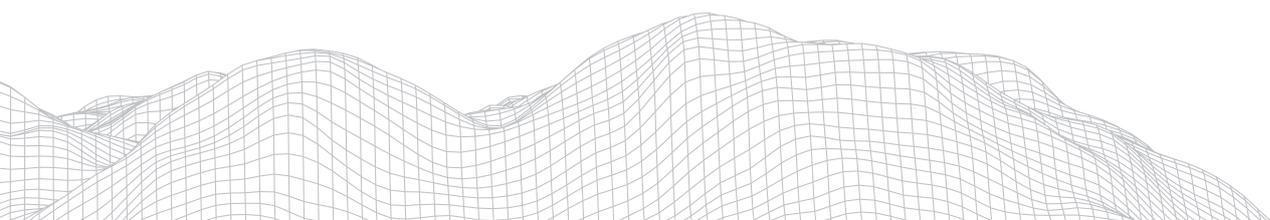
Resumo

O litoral brasileiro é constituído por barreiras costeiras formadas por influência das oscilações do nível relativo do mar, aporte sedimentar e clima de ondas. A presença de barreiras costeiras transgressivas, na escala geológica, indica um comportamento da linha de costa (LC) retrogradante. A barreira de Quissamã, localizada no Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS) têm sido bastante estudada, sendo estes estudos com maior enfoque na escala geológica. No entanto, ainda são escassos trabalhos que abordem a de migração da LC em escalas de médio termo. Sendo assim, procurou-se avaliar a dinâmica da LC nesta barreira, em uma escala de médio termo (interdecadal), utilizando uma ferramenta de sensoriamento remoto. A partir da ferramenta e da escala temporal adotada foi possível notar que no intervalo temporal mais longo houve estabilidade da LC, no entanto, a retrogradação foi observada em intervalos temporais menores e em locais específicos.

Palavras-chave: linha de costa, CASSIE, barreiras costeiras.

1. Introdução

A linha de costa pode ser entendida como o limite entre o oceano e o continente, de forma que a avaliação da sua condição, ou seja, migração em direção à terra, ao oceano ou em equilíbrio irá traduzir-se em processos de erosão, acreção ou estabilidade.



Atividades relacionadas à pesquisa, engenharia e gestão de áreas costeiras recorrem a avaliações do comportamento migratório de linhas de costa ao longo de várias escalas espaço-temporais (NCR, 1990; BOAK; TURNER, 2005; BURNINGHAM; FENANDEZ-NUNEZ, 2020). Tradicionalmente, a obtenção dos dados é realizada por fotografias aéreas e imagens de satélite, onde é realizada uma interpretação visual e subjetiva da linha de costa. Outras técnicas como o monitoramento por vídeo, onde câmeras estão conectadas a um computador que controla a aquisição e o pré-processamento das imagens, e a obtenção de dados topográficos em campo são igualmente comuns em estudos de avaliação de linhas de costa (BOAK; TURNER, 2005). No entanto, estes materiais e técnicas possuem limitações no que se referem a continuidades temporais e resoluções espaciais. Tentando ultrapassar estas limitações, recentemente, foi lançado o *Google Earth Engine* (GEE), uma plataforma que armazena uma grande quantidade de dados geoespaciais, onde é possível gerar produtos de dados sistemáticos ou criar aplicativos interativos sustentados pelos recursos desta plataforma (GORELICK *et al.*, 2017). Seguindo nesta linha, Almeida *et al.* (2021) criaram o *Costal Analyst System from Space Imagery Engine* (CASSIE), uma plataforma interativa que utiliza recursos do GEE para análise de linhas de costa, por meio de imagens LandSat e Sentinel-2 fornecendo dados estatísticos de maneira semelhante ao *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS, USGS).

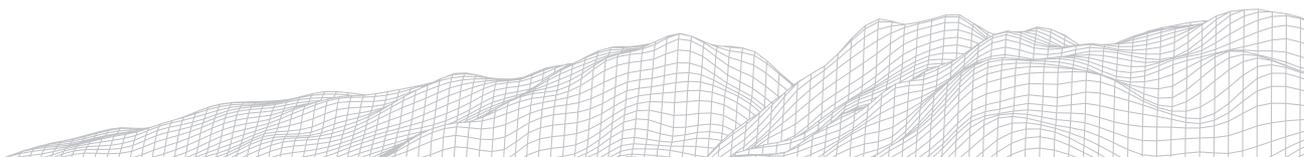
A análise do comportamento da linha de costa, utilizando estes novos recursos dentro da plataforma de processamento geoespacial, compreende a barreira arenosa transgressiva que forma o litoral entre Macaé e Barra do Furado, setor meridional do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS) (Figura 1). A formação dessa barreira arenosa costeira, cuja idade é de aproximadamente 6.000 anos A.P, está associada ao máximo transgressivo do nível relativo do mar do Holoceno, e apresenta claras evidências de retrogradação da linha de costa, onde destaca-se a forma truncada das lagoas no reverso da barreira, a ocorrência de leques de transposição e o afloramento de espodossolos de idade pleistocênica na face praial, durante a ocorrência de eventos de tempestade (SILVA, 1987; DIAS e KJERFVE, 2009; ROCHA, 2013; FERNANDEZ e ROCHA, 2015).

Muitos dos estudos conduzidos sobre a barreira costeira de Quissamã abrangeram uma escala de séculos a milênios, da geologia antecedente evidenciando a sua característica transgressiva (SILVA, 1987; ROCHA, 2013; FERNANDEZ e ROCHA, 2015). Também se destacam estudos sobre o comportamento da linha de costa e relações com eventos de tempestade na região do complexo deltaico (MACHADO, 2010; QUADROS, 2015). Por outro lado, o comportamento da barreira em uma perspectiva interdecadal foi pouco abordado, especialmente utilizando um grande conjunto de imagens de satélite com ampla cobertura temporal e de alta resolução. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho é avaliar a dinâmica da linha de costa na barreira transgressiva do CDRPS, especialmente processos de recuo da linha de costa em uma escala de médio termo (interdecadal), utilizando uma ferramenta de sensoriamento remoto.

2. Área de estudo

O litoral compreendido desde a foz do Rio Macaé (41°47'30"W/22°19'00"S) até a região do Lagamar em Campos dos Goytacazes (41°16'30"W/22°03'30"S), perfaz aproximadamente 85 km, englobando os municípios de Macaé, Carapebus, Quissamã e parte de Campos dos Goytacazes.

Em termos de caracterização geomorfológica, esse litoral faz parte da borda meridional do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (CDRPS), que engloba diversas feições deposicionais que tiveram sua formação condicionada às oscilações do nível do mar no Quaternário e ao aporte sedimentar do Rio Paraíba do Sul. Esse complexo sedimentar é limitado por rochas do embasamento



do Pré-Cambriano que aparecem na forma de um domínio suave colinoso; e por rochas do Grupo Barreiras, do período Neógeno, que compõem a morfologia dos tabuleiros (DIAS, 1984; SILVA, 1987; ROCHA, 2013).

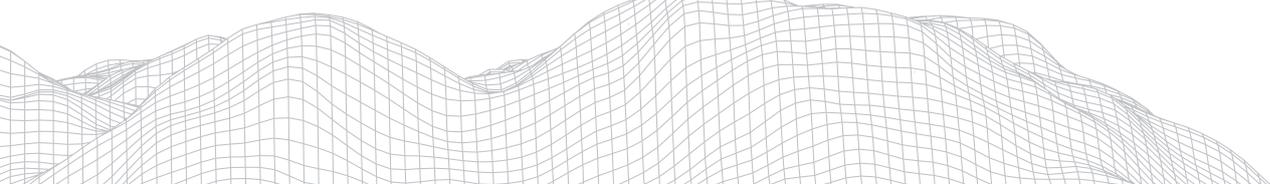
O CDRPS compreende a borda norte, que engloba o delta moderno, construído nos últimos 4.300 anos A.P (ROCHA et al. 2019); e borda ao sul do Cabo de São Tomé, que engloba a planície de cristas de praia pleistocênicas, associadas a uma antiga fase de deltação do rio Paraíba do Sul; a Lagoa Feia; e o sistema barreira-laguna, também caracterizada como uma barreira arenosa transgressiva, de idade aproximada de 6.000 anos A.P., cuja formação esteve associada à transgressão marinha do Holoceno (SILVA, 1987; MARTIN et al. 1997; ROCHA, 2013). A barreira arenosa costeira transgressiva, que caracteriza a linha de costa da presente área de estudo, possui em média 100 m de largura e altura entre 4,5 e 6,5 m em relação ao nível médio do mar (ROCHA, 2013). Por isso, frequentemente sob condições de eventos de tempestade, as ondas ultrapassam o topo da barreira a partir de mecanismos de *overwash*, depositam leques de transposição no interior das lagoas que estão no reverso dessa barreira arenosa (ROCHA, 2013; QUADROS, 2015).

O regime de maré é semidiurno, cujas baixa-mares e preamares variam de 0,3 a 1,3 m no período de sizígia, sendo classificado como micromaré (DHN, 2019; MUEHE, 2001). Na região do Parque Nacional de Jurubatiba a direção preferencial de ondas é de NE estando associada às condições de bom tempo, enquanto as ondas oriundas do quadrante S, SE, SSE (sul-sudeste), SW (sudeste) e SSW (sul-sudeste) refletem condições de mau tempo (MACHADO, 2007). Este litoral por não possuir barreiras naturais contra à incidência de ondas de tempestade está mais exposto aos processos erosivos (MUEHE et al., 2006; BASTOS e SILVA, 2000). No geral, a direção da corrente longitudinal é sul para norte, mas a partir do flanco sul do RPS a direção do transporte litorâneo é norte para sul, e em algumas áreas próximas à Barra do Furado há uma zona de convergência, na qual a direção inverte-se, sendo comprovado pela acumulação de sedimentos na parte sul do guia-corrente da Barra do Furado (MACHADO, 2009).

As praias contidas nesta barreira estão associadas a uma plataforma continental interna com gradientes em torno de 1:560 (até 38m de profundidade)¹. A zona de surfe é mais estreita, com ondas mergulhantes, sendo os sedimentos compostos em sua maioria por areias grossa a muito grossas, e o seu estágio morfodinâmico caracterizado como refletivo (BASTOS; SILVA, 2000). Já as linhas de costa desta barreira apresentam comportamento variável, com grandes taxas de recuo em frente as às maiores lagoas costeiras, localizadas nos limites do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba (QUADROS, 2015). Geralmente, a dinâmica da posição da linha de costa responde principalmente à entrada de sistemas frontais, os quais aumentam a altura significativa das ondas e do nível do mar local podendo interferir na redução do estoque de sedimentos na praia.

A presença de intervenções antrópicas também tem modificado a dinâmica costeira, como ocorre em Barra do Furado em função da presença de um guia-corrente construído com a intenção de manter a ligação entre a Lagoa Feia e o oceano. A interrupção da corrente da deriva longitudinal tem provocado acreção ao sul do guia-corrente; e erosão ao norte da construção, na ordem de 3,5 m/ano, segundo Luijendijk et al. 2018 (Figura 1).

1 A cada 560m horizontais, a profundidade aumenta em 1 metro.



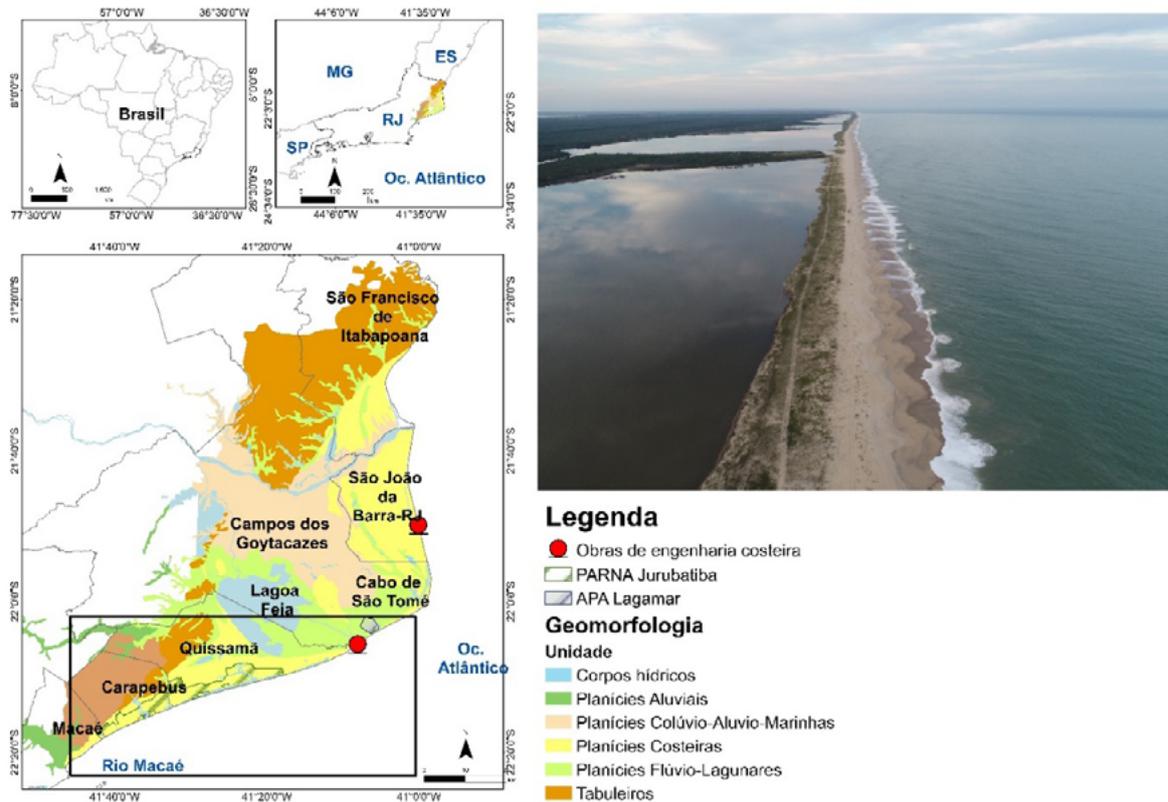
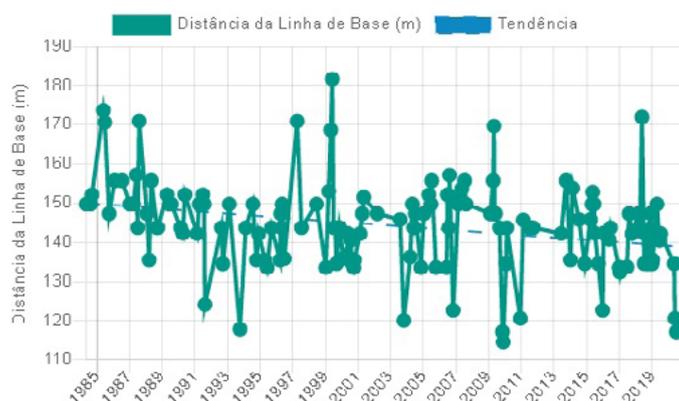


FIGURA 1: Localização da área de estudo com as principais características geológico-geomorfológicas, as unidades de conservação e obras costeiras.

2. Materiais e Métodos

Na análise da dinâmica da linha de costa utilizou-se a ferramenta *Coastal Analysis via Satellite Imagery Engine-CASSIE* (ALMEIDA *et al.*, 2021), uma aplicação de licenciamento livre interligada ao *Google Earth Engine (GEE)* que, de forma automatizada, realiza a extração e análise de linhas de costa de imagens de satélite *Landsat* (missões 5, 7 e 8) e *Sentinel* (2), fornecendo estatísticas do *Digital Shoreline Analysis System (DSAS; United States Geological Survey-USGS, THIELER et al., 2017)*. Dentro da aplicação CASSIE foram selecionadas imagens *Landsat* de 1984 a 2020, e de intervalos temporais menores de 10 anos e 6 anos. Partindo das taxas de variação de linha de costa fornecidas pelo CASSIE foram estabelecidos limites adaptados do estudo de Luijendijk *et al.* (2018): Acreção: >0.5 m.ano⁻¹; Estável: -0.5 a 0.5 m.ano⁻¹; Erosão: -1 a -0.5 m.ano⁻¹; Erosão intensa: -3 a -1 m.ano⁻¹; Erosão severa: < -3 m.ano⁻¹.

Além disso, o CASSIE também gera gráficos de regressão linear de cada transecto (a cada 500m), que representa a variação da linha de costa entre 1984 a 2020. Dessa forma, foram escolhidos transectos próximos aos perfis topográficos e redesenhados em software de edição gráfica. A figura 2 é um exemplo de um gráfico apresentado por esta ferramenta, no qual a menor distância da linha de base (linha traçada no continente para geração dos transectos) no eixo y, simboliza a ocorrência de processos erosivos intensos com recuo da linha de costa, enquanto a maior distância, significa maior acreção da linha de costa no ano analisado, eixo x (Figura 2).



Estatísticas

Taxa de alteração (LRR): -0.3049 m/ano

Coefficiente de correlação (r): -0.2920

SCE: 67.0860 m

NSM: -29.1665 m

EPR: -0.7964 m/ano

Classificação: Stable

2753

FIGURA 2: Exemplo do gráfico de um transecto apresentado pela ferramenta CASSIE, assim como as estatísticas geradas.

3. Resultados e Discussões

A partir da análise do intervalo temporal mais longo, 1984 a 2020, notou-se predomínio de estabilidade em aproximadamente 42% da área de estudo; seguido por 26,4% de erosão, entre 1984 a 2020. Destacam-se as áreas de erosão (-1 a $-0,5$ m.ano $^{-1}$) entre o P4 e P6; e erosão intensa (< -1 m.ano $^{-1}$) ao norte da Barra do Furado (Figura 3A). A acreção ($>0,5$ m.ano $^{-1}$) foi identificada entre o P7 e P8. No período de 1984 a 1994, principalmente entre o P6 e P8, foram constatadas áreas com caráter de acreção, em aproximadamente 32% da linha de costa analisada (Figura 3B); enquanto a estabilidade esteve em 26%; e a erosão intensa em 17% da área total. O período de 1994 a 2004 foi marcado por erosão intensa (36,4% da área total), estando concentrada entre Macaé e Carapebus, parte norte da Barra do Furado (Figura 3C). Neste período foram relatados 2 eventos de grande intensidade, nos anos de 2001 e 2004 (LINS DE BARROS *et al.*, 2018), portanto esta erosão pode estar fortemente relacionada à ocorrência destes eventos. Entre o 2004 a 2014 a maioria dos transectos indicaram acreção ($\sim 38\%$), sendo a área próxima ao P8 aparecendo com maior destaque. A erosão intensa ocupa 28,3%; e a estabilidade engloba cerca de 22,6%. A classe de erosão intensa foi identificada em Macaé e no trecho norte da Barra do Furado, além disso alguns trechos estão intercalados por acreção/estabilidade e erosão (Figura 3D).

Em abril de 2010 também ocorreu uma tempestade de grandes proporções que afetou a costa do Rio de Janeiro resultando em severas alterações morfológicas das praias. Fernandez *et al.* (2011) analisaram o impacto da tempestade na morfologia das praias em Cabo Frio, Búzios, Rio das Ostras e Macaé. As praias com orientação sudeste apresentaram erosão severa, enquanto que as praias orientadas para norte não indicaram mudanças nos seus perfis. O litoral entre Rio das Ostras e Macaé, inserido na barreira transgressiva e caracterizado por praias refletivas, foi o mais afetado pelas ondas de tempestade, causando grandes recuos da linha de costa. Apesar da análise de Fernandez *et al.* (2011) não ter compreendido a área de estudo em sua totalidade, é possível estender os efeitos desta tempestade até a Barra do Furado. Considerando que este trecho do litoral

está orientado para sudeste e não possui barreiras naturais contra a chegada de ondas de tempestade, portanto é possível que estas taxas observadas entre 2004 e 2014 possuam relação com o evento anômalo registrado em 2010. O comportamento da linha de costa em 2014 a 2020 (Figura 3E), que representa o menor intervalo temporal das análises interdecadais, foi caracterizado com 42,1% da área com erosão intensa; enquanto a acreção foi observada em 34,5% da área, sendo destacadas os locais com erosão intensa em Carapebus, entre o P4 e P5 e proximidades do P7. Segundo Souza *et al.* (2015) as ondas de tempestade provenientes dos quadrantes sul-sudeste e sudoeste atingem com maior intensidade o litoral entre Macaé e Quissamã e são responsáveis por grande retirada de sedimentos da praia. No entanto, as condições morfodinâmicas, geralmente são reestabelecidas após a passagem destas tempestades (Bulhões *et al.*, 2014; Fernandez *et al.*, 2011).

Em síntese, as maiores taxas de avanço da linha de costa foram encontradas nos transectos do guia-corrente sul da Barra do Furado, aproximadamente 5 m.ano⁻¹. A erosão intensa foi evidenciada em frente às principais lagoas costeiras da região, entre os perfis topográficos 4 ao 6 e a erosão severa no guia-corrente norte. Segundo Quadros (2015), a topografia da barreira costeira de Quissamã, entre os perfis 4 e 5 é mais baixa, o que facilita os processos de transposição das ondas ocasionados por eventos de tempestade. De forma que, a retrogradação nesse trecho pode ocorrer por meio de pulsos erosivos influenciados pelos eventos de alta energia. Assim, como afirmam Masselink e Van Heteren (2014) a migração de barreiras transgressivas em direção ao continente, ainda que controlada pela variação do nível relativo do mar, em uma escala secular, também é realizada por tempestades isoladas e outros eventos menos energéticos.

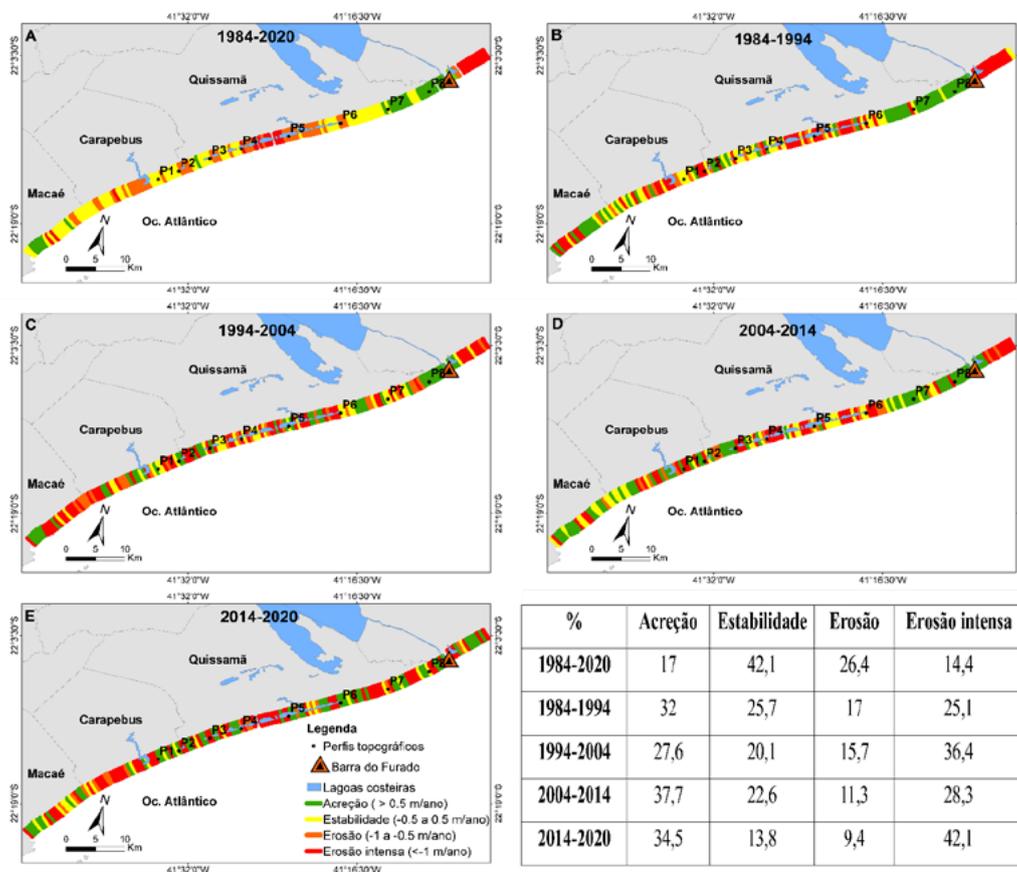


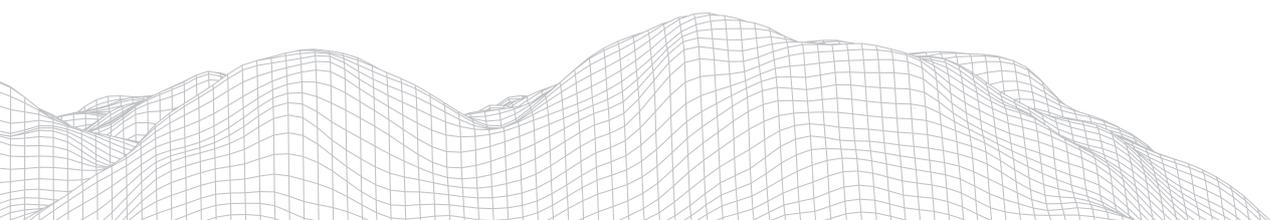
FIGURA 3: Taxas de variação da linha de costa por ano (m.ano⁻¹), entre 1984 e 2020 (A); 1984 e 1994 (B); 1994 e 2004 (C); 2004 e 2014 (D); 2014 e 2020 (E), cujas classes são: acreção (>0.5 m.ano⁻¹), estabilidade (-0.5 a 0.5 m.ano⁻¹), erosão (-1 a -0.5 m.ano⁻¹), erosão intensa (<-1 m.ano⁻¹).

No gráfico de regressão linear do perfil 1 notou-se que a taxa de variação da linha de costa entre 1984 e 2020 tende à estabilidade, expondo uma variação de $-0,38 \text{ m.ano}^{-1}$, de acordo com as classes baseadas no estudo de Luijendijk *et al.* (2018). Por outro lado, ocorreu significativa variabilidade da dinâmica da linha de costa, intercalando momentos de erosão e acreção, sobretudo nos anos de 1988, 2005, 2007, 2009, 2019, 2020 (erosão); 1991 a 2002; 1988, 1993 a 2002; 2010 (acreção).

A linha de costa no perfil P2 foi classificada como estável, com uma taxa de variação $-0,45 \text{ m.ano}^{-1}$ entre os anos de 1984 e 2020, porém são observados consideráveis recuos da linha de costa nos anos de 1993, 1995, 1996, 1997, 2004, 2010 e 2018; e episódios de acreção entre 1989 e 1992, 2008 e 2009. No perfil 3, a linha de costa apresentou-se estável entre os anos de 1984 e 2020, com uma taxa de variação de $-0,4 \text{ m.ano}^{-1}$. Foram observados grandes recuos em 1996, 1998, 2007, 2015, 2017 e 2018; enquanto as maiores acreções da linha de costa ocorreram em 1986, 1989 e 2011.

A linha de costa próximo ao perfil 4 foi classificada como estável, com uma taxa de $0,42 \text{ m.ano}^{-1}$, destacando-se recuos mais intensos em 1996, 2002, 2009, 2010, 2015-2016 e 2018 e avanços da linha e costa em 1986, 2006 e 2008. No perfil 5 ocorreu erosão ao longo do período de 1984 a 2020 ($-0,92 \text{ m.ano}^{-1}$). Pode-se destacar os recuos da linha de costa de 1993 a 1997; 2004, 2018 e 2020. O perfil 6 foi classificado como erosivo, com uma taxa de $-0,67 \text{ m.ano}^{-1}$, sendo observados consecutivos episódios de recuo da linha de costa, destacando-se o evento ocorrido, aproximadamente entre 2018 e 2019, que é notado pela proximidade da linha de base, localizada no continente. A linha de costa próxima ao perfil 7 apresentou uma classificação de estabilidade ($0,45 \text{ m.ano}^{-1}$), considerando o intervalo temporal entre 1984 e 2020. Ocorreram mais episódios de avanço da linha de costa do que recuo, e um período relativamente longo de menor variabilidade da linha de costa entre os anos 2000 e 2014. No entanto, destaca-se também o período em que a linha de costa se manteve mais recuada, entre os anos de 1993 e 1997.

O perfil 8 foi caracterizado por uma expressiva taxa de acreção, em torno de $3,6 \text{ m/ano}$, que responde a influência do guia-corrente em Barra do Furado (Figura 4). Como apontado por Alfredini e Arasaki (2005) estas obras tendem a causar um desequilíbrio sedimentar na costa, interrompendo a deriva litorânea, de maneira que os sedimentos são depositados no sentido da corrente (barlamar), e de outro há um déficit o que ocasiona erosão (à sotamar).



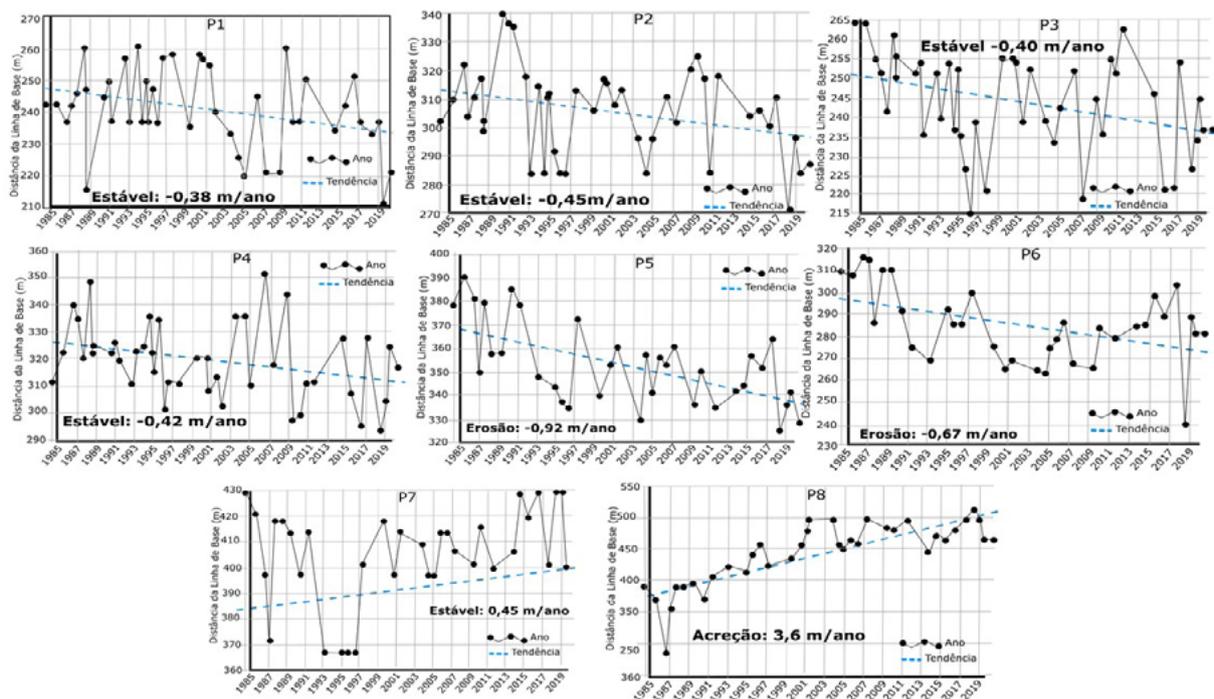


FIGURA 4: Gráficos de dispersão gerados pela ferramenta CASSIE. No gráfico, a menor distância da linha de base no eixo y (linha traçada no continente para a geração dos transectos) simboliza a ocorrência de processos erosivos intensos com recuo da linha de costa, enquanto a maior distância, significa maior acreção da linha de costa no ano analisado, eixo x.

QUADRO 1:

Síntese dos resultados indicados nos gráficos de dispersão.

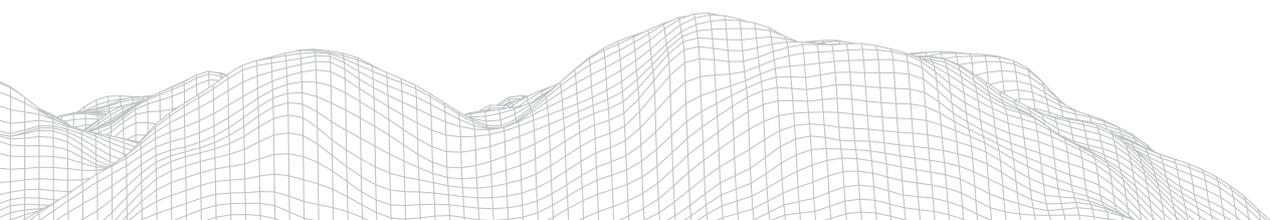
Linha de Costa (1984 - 2020)				
	Classe	Taxa (m/ano)	Principais períodos de erosão	Principais períodos de acreção
P1	Estável	-0,38	2019,2020	2011,2016
P2	Estável	-0,45	2010,2018,2020	2011,2014,2017
P3	Estável	-0,4	2015,2017,2018	2010,2012,2015,2017,2019
P4	Estável	-0,42	2010,2016,2019	2015,2017,2019
P5	Erosão	-0,92	2018,2020	2015,2016,2018
P6	Erosão	-0,67	2018	2015,2016,2018
P7	Estável	0,45	-	2010,2014,2014-2016,2018,2019
P8	Acreção	3,6	2018	2014

Quadros (2015) realizou análise da linha de costa nesta mesma região por meio de fotografias aéreas e imagens de satélite, entre 1976 e 2012 (36 anos). De modo geral, os resultados foram semelhantes, a estabilidade foi predominante na área de estudo, assim como, entre os perfis P1 e P3. Entre o perfil 4 e 5 houve recuo da linha de costa com taxas menores que $-0,5 \text{ m.ano}^{-1}$, enquanto que a progradação ficou concentrada entre o perfil 7 e 8 ($> 0,5 \text{ m.ano}^{-1}$). Entretanto, apesar de resultados similares, a utilização de materiais com continuidade temporal e de alta resolução permitiu uma análise mais pormenorizada dos eventos e processos que interferem no comportamento da linha de costa. Os gráficos de regressão linear exibidos pelo CASSIE nos indicaram anualmente períodos de acreção e erosão da linha de costa. Da mesma forma, a comparação entre a taxa de variação de linha de costa, avaliada pelo parâmetro regressão linear (*Linear Regression*

Rate-LRR) com os resultados de Luijendijk *et al.* (2018), entre 1984 e 2016 (32 anos) também mostrou uma boa concordância geral, principalmente nas áreas situadas adjacentes às principais lagoas costeiras e na Barra do Furado.

A partir de observações de campo e da morfologia do perfil praiar foram notadas diversas evidências de leques de transposição. Deste modo, para uma análise mais individualizada escolheu-se o leque localizado nas proximidades do perfil 2 (Figura 5A), sem vegetação rasteira formada, indicando a atuação contínua de processos de transposição de ondas. Foi possível notar um contínuo acúmulo de sedimentos no reverso da barreira (Figura 5B). O perfil longitudinal, traçado no software ArcGis a partir do modelo digital de elevação (Figura 5C) apresenta uma linha composta por duas cavas nas extremidades do leque e intercaladas por pequenas depressões ao longo do perfil, sendo que este leque se expandiu lateralmente após ultrapassar o topo da barreira (Figura 5D).

No perfil transversal (Figura 5E) nota-se uma extensão curta do perfil, onde a distância 50m marca o início da linha d'água, o que aponta para uma facilitação do alcance de eventos de transposição no reverso da barreira. Apesar da cota da barreira estar a 4,5 m acima do nível do mar, as ondas incidentes neste ponto da costa são capazes de ultrapassar a barreira, depositando os sedimentos no reverso, formando o leque de transposição. As barreiras costeiras com topografia mais baixa facilitam estes processos, principalmente gerado por ondas de tempestade (DAVIS; FITZGERALD 2004; SWITZER *et al.*, 2006). Ainda que, os processos de transposição possam ocorrer sem que tempestades extremas possam impulsioná-los (SALLENGER, 2000; MATIAS *et al.*, 2010), estes são dependentes do alcance do espraiamento das ondas (movimento ascendente da onda após a sua arrebentação através da face de praia) e morfologia da barreira, conforme a escala de impacto de tempestade proposta por Sallenger (2000), que considera parâmetros relacionados ao eventos hidrodinâmicos combinados aos parâmetros morfológicos como por exemplo, as dimensões verticais das barreiras costeiras. Além disso, os processos de transposição de ondas são importantes mecanismos de retrogradação de barreiras, em resposta ao aumento do nível do mar. E os sedimentos transportados são depositados na parte superior da praia ou da baía, estuário ou lagoa adjacente (SWITZER, 2015), assim como pode ser verificado na figura 5B.



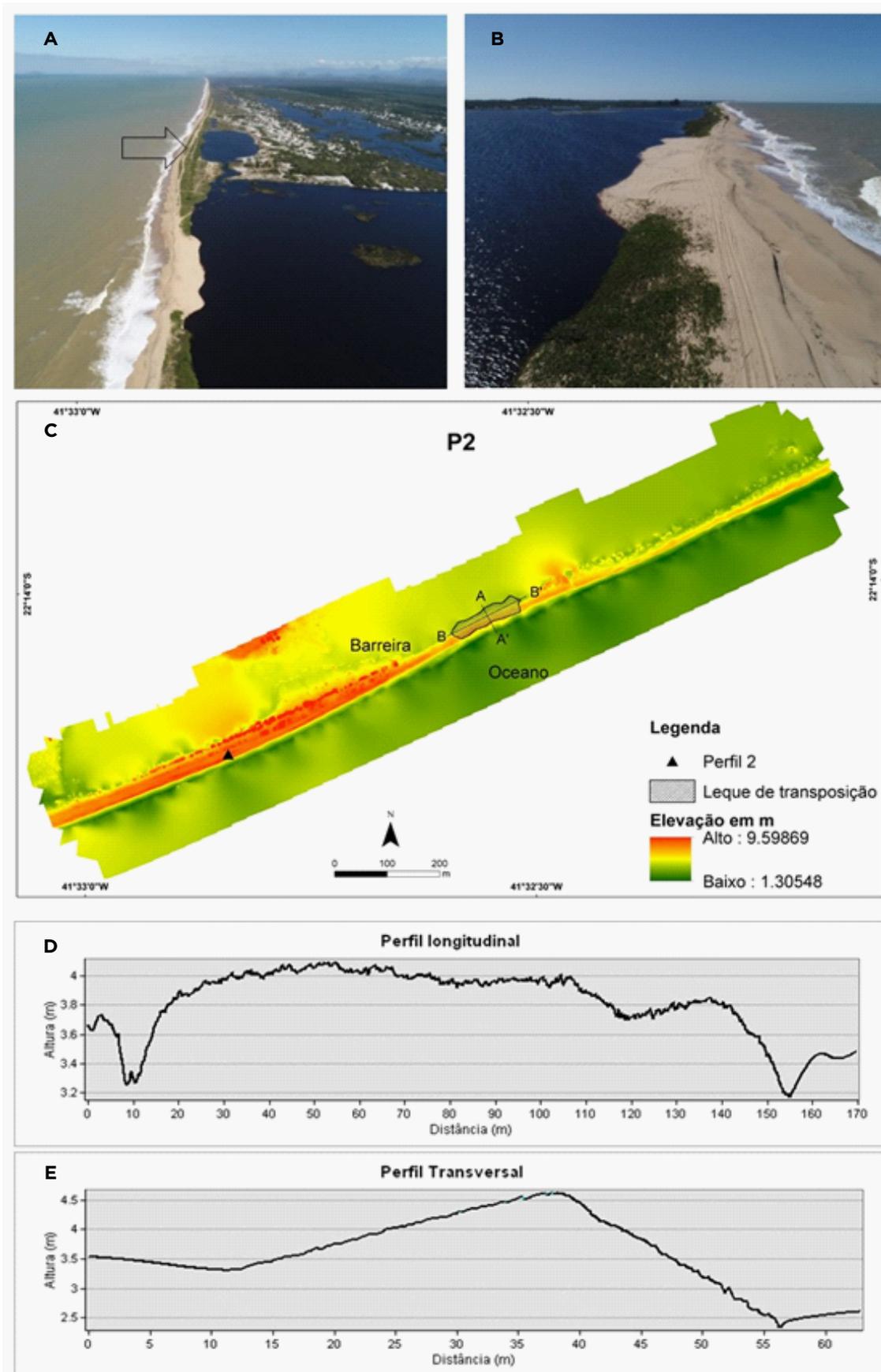
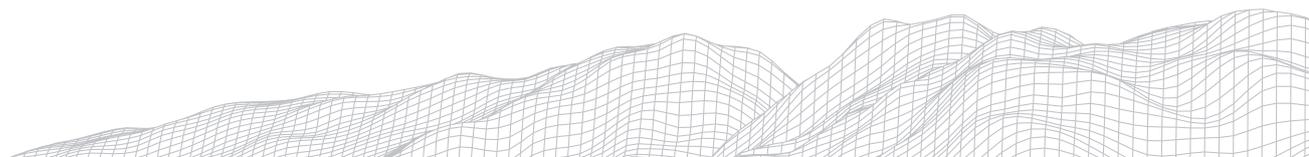


FIGURA 5: Leque de transposição nas proximidades do perfil P2 indicado pela seta (A e B), modelo digital de elevação (C) e respectivos perfis transversal (D) e transversal (E).

2758



Nas últimas décadas têm sido realizados diversos estudos, em escala global, relacionados às mudanças climáticas, aumento do nível do mar e ocorrências de eventos meteoceanográficos extremos (BERNIER *et al.*, 2006; NEEDHAM *et al.*, 2015; VITOUSEK *et al.*, 2017; IPCC, 2021) e as consequências para os sistemas costeiros, como as barreiras arenosas (MORTON, 2002; NICHOLLS *et al.*, 2007). Tendo em vista o aumento da frequência de eventos de transposição, a estabilidade da barreira costeira de Quissamã verificada na escala interdecadal poderá ser alterada ao longo dos anos, visto que, os sucessivos eventos de alta energia podem erodir as barreiras arenosas. Além disso, se o sistema costeiro não se recupera morfológicamente antes das próximas tempestades (NICHOLLS *et al.*, 2007; PLANT *et al.*, 2010) ocorrerão consequências negativas ambientais, sociais e econômicas. Nesse sentido, serão necessárias estratégias de adaptação para redução dos impactos, pensadas em conjunto com sociedade e governos, no âmbito de uma gestão costeira integrada.

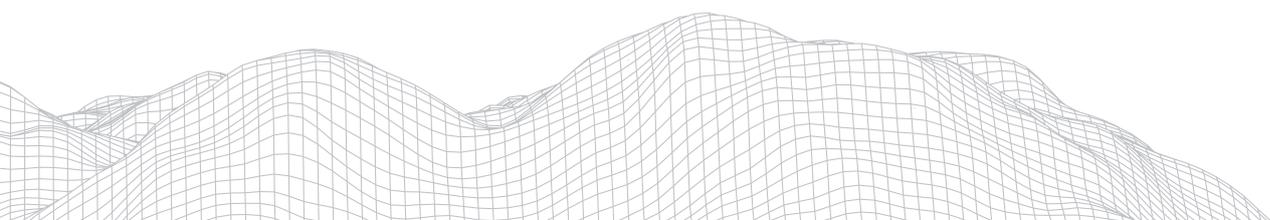
4. Considerações finais

Tendo em vista a escala temporal e a ferramenta adotada nesta investigação foi possível verificar a retrogradação da barreira costeira em determinadas escalas temporais e em alguns locais específicos. Os resultados obtidos pela utilização do CASSIE, na escala temporal mais longa (36 anos), apontaram para uma estabilidade, enquanto que em escalas menores os pulsos de erosão foram mais perceptíveis, especialmente nos locais onde a altitude da barreira é mais baixa.

Nesse contexto de utilização de ferramentas para a análise sistemática de grande volume de dados de maneira automatizada, o CASSIE apresentou um conjunto de resultados completos e condizentes com o que vem ocorrendo na área de estudo em comparação a outros trabalhos.

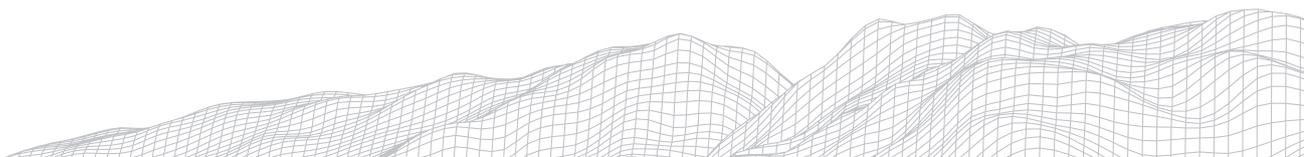
Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPQ pelo auxílio financeiro à pesquisa por meio do Edital MCTIC/CNPQ Nº 28/2018 - UNIVERSAL, bem como à CAPES pela concessão de bolsa de pós-graduação.

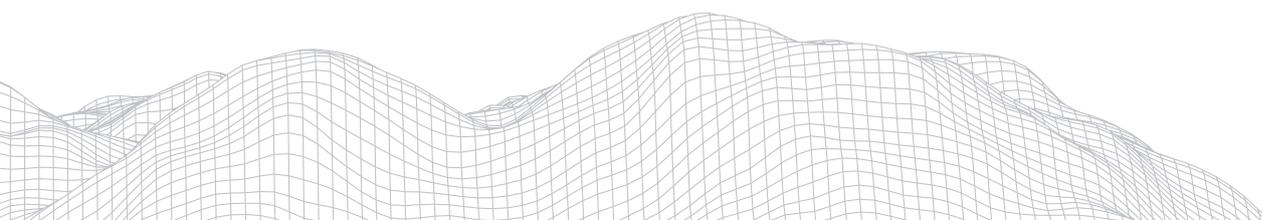


Referências

- ALFREDINI, P.; ARASAKI, E. **Obras e gestão de portos e costas - A técnica aliada ao enfoque ambiental**. 2a ed. São Paulo: Editora Blucher, 2009.
- ALMEIDA, L.P.; OLIVEIRA, I.; LYRA, R.; DAZZI, R.; MARTINS, V.; KLEIN, A.H. DA F. Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE): shoreline management module. **Environmental Modelling and Software**. v.140, n.3. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105033>.
- BERNIER, N. B.; THOMPSON, K. R. Predicting the frequency of storm surges and extreme sea levels in the northwest Atlantic. **J. Geophys. Res.** 111, C10009, 2006.
- BOAK, E. H.; TURNER, I. L. Shoreline definition and detection: A review. **Journal of Coastal Research**, v. 21, n. 4, p. 688-703, 2005. DOI: 10.2112/03-0071.1.
- BURNINGHAM, H.; FERNANDEZ-NUNEZ, M. Shoreline change analysis. In: JACKSON, D; SHORT, A. (Eds.). **Sandy Beach Morphodynamics Form and Process**. Leiden, The Netherlands: Elsevier, 2020. p. 439-460.
- BULHÕES E., FERNANDEZ G.B., OLIVEIRA FILHO S.R., PEREIRA T.G., ROCHA T.B. Impactos Costeiros Induzidos por Ondas de Tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v.05, n.02, p.155-165, 2014.
- DAVIS, R. A.; FITZGERALD, D. M. **Beaches and Coasts**. 2a ed. Oxford: Blackwell Science, 2004.
- DIAS, G. T. M.; KJERFVE, B. Barrier and beach ridge systems of the Rio de Janeiro coast. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. (Eds.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlim: Springer, 2009. v. 1p. 225-252.
- FERNANDEZ, G.B, BULHOES, E. M. R., ROCHA, T.B. Impacts of Severe Storm Occurred in April 2010 along Rio de Janeiro Coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**. v.6, p.1850 - 1854, 2011.
- FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. da. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, abr- jun, p. 301-319, 2015. DOI:<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i2.619>.
- GORELICK, N, HANCHER, M; DIXON, M; ILYUSHCHENKO, S; THAU, D; MOORE, R. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. **Remote Sensing of Environment**. v22, p.18-27.2017.DOI: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>.
- IPCC, 2021: **Climate Change 2021: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- LINS DE BARROS, F.M.; KLUMB DE OLIVEIRA, L.; LIMA, R.F. De. Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro (Brasil). **Journal of Integrated Coastal Zone Management / Revista de Gestão Costeira Integrada**. v.18, n.2, p.85-102. 2018. DOI:10.5894/rgci-n146.
- LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G.; AARNINKHOF, S. The State of the World's Beaches. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 1-11, 2018. DOI:<https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>.
- MACHADO, G. M. V. **Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba- RJ**. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geografia). Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro.2007.177p.
- MASSELINK, G.; VAN HETEREN; S. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. **Marine Geology**.v.352, p.321-347. 2014. DOI:10.1016/j.margeo.2013.11.004.
- MATIAS, A.; FERREIRA, O.; VILA-CONCEJO, A.; MORRIS, B.; DIAS, J.A. Short-term morphodynamics of non-storm



- overwash. **Marine Geology**, v., Issue 1-4, p.69-84,2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.03.006>.
- MORTON, R.A. Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches-a preliminary basis for near real-time forecasting. **Journal of Coastal Research**, v.18, n.3, p.486-501. West Palm Beach (Florida), ISSN: 07490208.2002.
- NCR. National Research Council. **Managing coastal erosion**. Washington D C. National Academy Press. 182p.1990.
- NEEDHAM, H. F., KEIM, B. D.; SATHIARAJ, D. A review of tropical cyclone generated storm surges: Global data sources, observations, and impacts. **Rev. Geophys.** 53, p.545-591, 2015.
- NICHOLLS, R. J. WONG, P. P.; BURKETT, V. & CODIGNOTTO, J.O.; HAY, J.; MCLEAN, R.; RAGOONADEN, S.; WOODROFFE, C.; ABUODHA, P.; ARBLASTER, J.; BROWN, B.; FORBES, D.; HALL, J.; KOVATS, S.; LOWE, J.; MCINNES, K.; MOSER, S.; ARMSTRONG, S.; SAITO, Y. **Coastal systems and low-lying areas**. (Climate Change Impacts, Adaptations and Vulnerability. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report.) p.315-357,2007.
- PLANT, N.; STOCKDON, H.; SALLENGER, A.; TURCO, M.; EAST, J.; TAYLOR, A.; SHAFFER, W. 2010: Forecasting hurricane impact on coastal topography. **EOS, Transactions of the American Geophysical Union**, v.91, n.7, p.65-72, 2010.
- QUADROS, M. A. R. **Comportamento da linha de costa em escala decadal: exemplo do litoral entre Macaé e Barra do Furado, litoral norte do estado do Rio de Janeiro**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal Fluminense. Instituto De Geociências Programa de Pós-Graduação em Geografia, Rio de Janeiro, 2015.
- ROCHA, T. B. DA. **A palície costeira meridional do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio**.Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, 2013.
- ROCHA, T. B. DA; FERNANDEZ, G. DINÂMICA DA LINHA DE COSTA: POTENCIALIDADES, LIMITAÇÕES E REFLEXÕES NA GEOGRAFIA. In: LIMONAD E; BARBOSA, J.L. (Org.). **Geografias, Reflexões Conceituais, Leituras da Ciência Geográfica, Estudos Geográficos**. 1ed.São Paulo: Editora Max Limonad, 2020, v. 1, p. 406-425.
- SALLENGER A.H. Storm impact scale for barrier islands, **Journal of Coastal Research**, v.16, n.3, pp. 890-895. 2000.
- SILVA, C.G. 1987. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.116p.
- STIVE, J.F., AARNINKHOF, H. L., HANSON, H., LARSON, M., WINJNBERG, K.M., NICHOLLS, R.J. & CAPOBIANCO, M. Variability of shore and shoreline evolution. **Coastal Engineering**, v. 47, p.211-235, 2002. DOI:10.1016/S0378-3839(02)00126-6.
- SWITZER, A. D., BRISTOW, C. S.; JONES, B. G. Investigation of Large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. **Sedimentary Geology**, v.183, n. 1-2, p.45-156, 2006.DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.09.015>.
- SWITZER, A. 2015. Coastal Hazards: Storms and Tsunamis. In: MASSELINK, G.; GEHRELS, R. (Eds) **Coastal Environments and Global Change**. John Wiley & Sons, Ltd,2015. p.104-127. DOI: 10.1002/9781119117261.ch5.
- THIELER, E.R., HIMMELSTOSS, E.A., ZICHICHI, J.L., ERGUL, AYHAN. 2017. **Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0—An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change**. ver. 4.4, Julho 2017. U.S. Geological Survey Open-File. Relatório 2008-1278.
- VITOUSEK, S., BARNARD, P., FLETCHER, C.; FRAZER, N.; ERIKSON, L.; STORLAZZI. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. **Sci Rep**, v. 7, 1399, 2017.DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01362-7>.



AVALIAÇÃO DA MORFOLOGIA DA LAGOA DO DISTRITO INDUSTRIAL DE PETROLINA-PE EM SEUS ASPECTOS CLIMÁTICOS E ANTRÓPICOS

2762

Ana Caroline Ferreira Nery

Universidade de Pernambuco - UPE

*Rodovia BR 203, Km 2, Vila Eduardo, CEP 56328900, Petrolina - PE
Brasil*

E-mail: carolfnery@gmail.com

Luiz Henrique de Barros Lyra

Universidade de Pernambuco - UPE

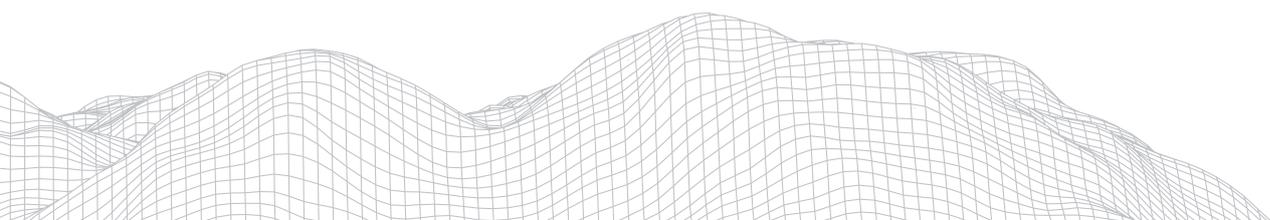
*Rodovia BR 203, Km 2, Vila Eduardo, CEP 56328900, Petrolina - PE
Brasil*

E-mail: barroslyra@bol.com.br

1. Apresentação/Problemática

A planície de inundação é compreendida como uma feição deposicional nas áreas a margem do rio e alagáveis durante as cheias. Nesta se destacam as lagoas, comumente localizadas na planície distal, como áreas mais rebaixadas, preenchidas quando ocorrem cheias e transbordamento do rio, onde a bacia de inundação em que faz parte, ou seja, área mais baixa da planície, é hidrófila podendo receber tanta carga do rio, aquífero ou da precipitação (ESTEVAUX & LATRUBESSE, 2017), além de funcionar como drenagem natural.

Steves (1998) refere-se a lagoas como “corpos d’água rasos, de água doce, salobra ou salgada, em que a radiação solar pode alcançar o sedimento, possibilitando, conseqüentemente, o crescimento de macrófitas”. Conforme Estevaux e Latrubesse (2017) planícies de inundação são ocupadas pela população por serem mais férteis. Com o processo de expansão urbana desenfreado temos a modificação da dinâmica natural e muitos ambientes lacustres conseqüentemente sofrem interferência antrópica.



2. Objetivos

O Presente estudo tem por objetivo avaliar os aspectos morfoclimáticos e a ação antrópica na lagoa do bairro do distrito industrial em Petrolina-PE a partir dos dados de precipitação e do quadro evolutivo da mesma.

3. Referencial teórico

A relação entre o sistema geomorfológico e o sistema antrópico, com enfoque para as formas e os processos resultantes de relevo, compreende a interferência nas relações de matéria e energia, o sistema climático sobre os movimentos atmosféricos e demais sistemas que interagem entre si como o fluvial (CRISTOFOLETTI, 1979). Nesse sentido é possível compreender que fenômenos como El Nino que interferem no Nordeste reduzindo as chuvas e ocasionando secas, associados à interferência antrópica, propiciam mudanças no comportamento das lagoas.

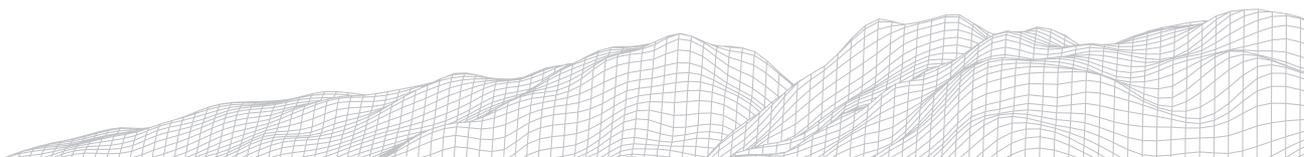
Dados de precipitação locais, coletados na estação agrometeorológica de Bebedouro (Tabela 1), demonstram ser um dos fatores importantes na configuração evolutiva das lagoas de inundação ao longo das margens do rio São Francisco. Nestes dados constatam-se sua irregularidade com maior escassez e estiagem ao longo de todo ano e uma forte concentração em um curto período ou de forma excepcional com eventos extremos e espasmódicos de cheias características da região. Segundo Nobrega et al (2013) eventos extremos de precipitação é caracterizado por picos de maior ou menor índice que destoa do habitual.

TABELA 1

Dados de precipitação da estação agrometeorologica Bebedouro Petrolina-PE

Ano	Meses												Total
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	
2005	78,4	80,1	165,9	31,9	55,8	40	2,6	6,2	0	0	35,4	28,8	525,1
2006	2,6	81,7	101,8	62,3	3,5	7,6	7,5	0,2	8	2,9	74,9	14,2	367,2
2007	35,6	145,9	4	12,2	7,4	0,5	9,2	1,6	1,6	0	10,5	38,1	266,6
2008	27	75,1	183,4	165	12,1	4,6	0,3	1,2	0	0	0	54,6	523,3
2009	45,7	127	152,9	223,6	85,4	14,5	3,6	1	0	105,7	0	49	808,4
2010	8,9	77,5	91	148,3	11,9	14	12,2	0	2,7	18,2	0	164,5	549,2
2011	12,2	19,9	73,3	89,8	68,2	2	5,7	21,1	0	0,6	14,8	27,9	335,5
2012	6,3	61,5	4	0	14,3	5,7	0,9	2,4	0	0	11,9	0,2	107,2
2013	70,8	0	4,2	37,8	7,3	4,4	9,5	1,9	1,1	0,8	25,5	184,5	347,8
2014	8,4	31,3	6,2	55,6	4,8	1	6,8	3,9	1,5	0,3	65,3	31,2	216,3
2015	9	46	44	92	42	1	12	1	0,01	2	0	19	268
2016	154	50	13	1	6	2	2	0	1	33	9	32	303
2017	10	24	6	3	26	9	5	1	12	0	7	20	123
2018	43	66	109	101	7	1	0	0	0	9	0	48	384
2019	9	122	50	30	9	19	6	3	1	15	7	3	274
2020	189	58	175	50	27	22	10	2	0	1	53	7	594
M	68,3	66,63	73,98	68,97	24,23	9,26	5,83	2,90	1,80	11,78	19,64	45,13	364,5

Fonte: EMBRAPA, 2020.



Como importância ecológica das lagoas, Araujo (2015) ressalta a relevância para a reprodução e migração de espécies. Outro fator que afeta as lagoas é a interferência antrópica do desordenamento do uso e ocupação da terra que ocasionam problemas como degradação ambiental, aterros, despejo de resíduos e efluentes, assoreamento e deplecionamento. Nigro (2015) destaca a intervenção humana na paisagem como despejos de esgoto sem tratamento em riachos. Estevaux e Latrubesse (2017) complementam ao evidenciar o risco de inundação pelas perturbações ao sistema fluvial.

A importância do mapeamento para identificar a degradação das lagoas através de geoprocessamento de imagens de satélite e de drones, foi destacada por Lima et al (2010) retratando a dinâmica destas lagoas em períodos de cheia e seca com imagens de Landsat.

4. Proposta de metodologia

O rio no Alto Submédio São Francisco possui um leito entrecortado por soleiras fluviais, barras arenosas e ilhas, margeado por diques, terraços e superfícies alagáveis, típicas de planície de inundação. A lagoa do distrito industrial, Petrolina-PE (Figura 1), localizada nesse recorte da região Nordeste brasileira, caracteriza-se pelo clima semiárido com precipitação irregular, chuvas concentradas e longos períodos de estiagem, drenagem predominante intermitente com exceção perene do rio São Francisco e alguns afluentes por canalização hídrica como o riacho Vitória.



FIGURA 1: Localização da Lagoa do bairro do Distrito Industrial, Petrolina - PE. Fonte próprio autor, 2021.

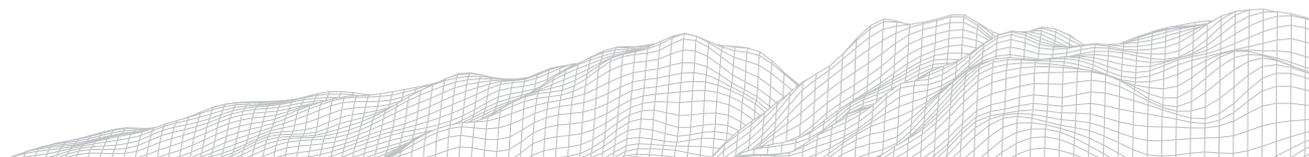
Para análise da pesquisa os procedimentos consistem em proposta de construção de quadro evolutivo, através de imagens disponibilizadas pelo google Earth, no maior intervalo espaço-temporal (2005-2020), para entendimento do uso e ocupação das terras para loteamento urbano e atividades econômicas, como a expansão da zona industrial, na lagoa, bem como, obtenção de dados pluviométricos disponibilizados pela EMBRAPA da estação agrometeorológica do Bebedouro em Petrolina - PE, para avaliar o comportamento hidrológico (vazão) das mesmas.

Concomitantemente, está sendo realizado o levantamento documental e bibliográfico sobre a temática e afins relacionadas ao estudo, contemplando a região semiárida e sua dinâmica peculiar, da sazonalidade e déficit hídrico, para avaliação da lagoa em seus aspectos naturais e antrópicos, além do uso de drones para registro fotográfico em campo desta dinâmica mais recente (Figura 2).



FIGURA 02 - registro da lagoa do Distrito Industrial em período seco, Petrolina - PE. Fonte próprio autor, 2021.

Das aplicabilidades dos VANTs temos o uso para obtenção de imagens de alta resolução, sendo essencial quando se trata de áreas que precisam de uma riqueza maior de detalhes. Tschiedel et al (2018) observa a evolução tecnológica, o baixo custo e praticidade na obtenção de dados com drones. Alptekin & Yakar (2020) concorda quando falam da precisão, resolução e facilidade da modelagem em seu trabalho sobre projeto de criação de lagoa e determinação de volume e área da mesma.



5. Desafios/Dificuldades

Ocorreram percalços na obtenção de dados hidrológicos e materiais com as imagens do google Earth que apresentam algumas lacunas no período de análise considerado, como os anos de 2006, 2007, 2008, 2010, 2012, bem como, para análise durante os meses mais secos e chuvosos do ano, limitando-a ainda mais. Outro fator é a escassez de produções voltadas à **dinâmica** de lagoas de inundação no semiárido nordestino.

6. Resultados esperados

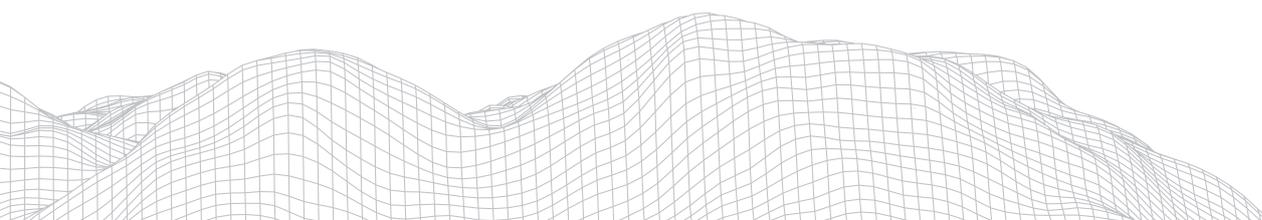
Compreender a relação entre os condicionantes naturais (solo, regime hídrico, cobertura vegetal) e antrópicos, sobretudo o uso e ocupação das terras, que influencia a dinâmica da lagoa para análise de possíveis indicadores de degradação ambiental.

Agradecimentos

A EMBRAPA pela disponibilização de dados.

Referências

- ALPTEKIN A; YAKAR M. Determination of pond volume with using an unmanned aerial vehicle. **Mersin Photogrammetry Journal**, 2(2); p.59-63, 2020.
- ARAUJO, R. B. Lagoas marginais: áreas prioritárias para conservação. **O Biólogo**, São Paulo - SP, p. 23 - 24, 01 set. 2007.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2a ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- ESTEVES, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. Revista Interciência. Rio de Janeiro, 1998.
- NIGRO, M. A transformação e degradação dos riachos urbanos no semiárido brasileiro. In: XV Encuentro de Geógrafos de América Latina, 2015, La Habana. **Anais La Habana: EGAL**, 2015.
- NÓBREGA, Ranyére Silva; SOARES, D. B., GIRÃO. Sucessão de tempo no Sertão Pernambucano: uma abordagem dinâmica climática durante a seca de 2012. **CLIMEP. Climatologia e Estudos da Paisagem**, v. 8, p. 49-66, 2013.
- STEVANUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia Fluvial**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.
- TSCHIEDEL, A. F.; MONTE, B. E. O.; MEDEIROS, M. S.; MIERES, L. S.; FAN, F. M. Construção de um modelo digital de superfície de uma voçoroca a partir do uso de drone. In: XIII ENES, VITÓRIA / ES. **ANAIS DO XIII ENES**. 2018.



CARACTERIZAÇÃO DA VARIAÇÃO SAZONAL DA LARGURA DA PRAIA NO ARCO PRAIAL ENTRE LEBLON-ARPOADOR, MUNICÍPIO DO RIO DE JANEIRO

2768

Maine de Souza Gonçalves

Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro

R. Marquês de São Vicente, 225 - Casa XV - Gávea, Rio de Janeiro,

22541-041, PUC-Rio

Departamento de Geografia e Meio Ambiente

Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros – NEAC

E-mail: maine.sgoncalves@gmail.com

Isadora da Silva Santos

Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro

R. Marquês de São Vicente, 225 - Casa XV - Gávea, Rio de Janeiro,

22541-041, PUC-Rio

Departamento de Geografia e Meio Ambiente

Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros – NEAC

E-mail: isadorasantoss96@gmail.com

Sérgio Cadena de Vasconcelos

Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro

R. Marquês de São Vicente, 225 - Casa XV - Gávea, Rio de Janeiro,

22541-041, PUC-Rio

Departamento de Geografia e Meio Ambiente

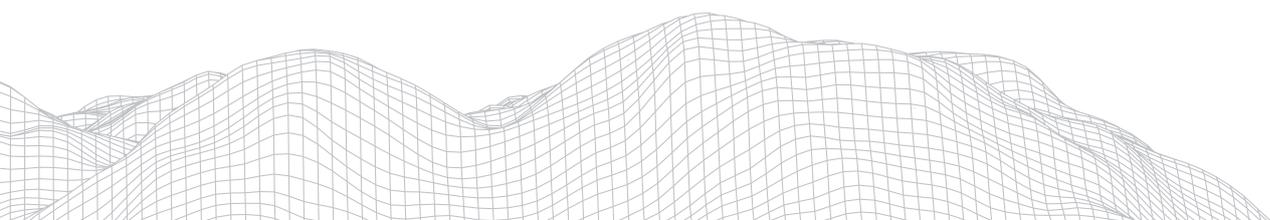
Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros – NEAC

Email: sergio.cadena82@gmail.com

Resumo

A densa ocupação das zonas costeiras ao longo do mundo e no Brasil potencializam os perigos e riscos costeiros, justificando cada vez mais o desenvolvimento de pesquisas que busquem compreender o comportamento da linha de costa frente ao impacto de eventos de alta energia como a chegada de frentes frias e ressacas, principalmente em áreas urbanizadas. Neste contexto, o artigo busca caracterizar a variação sazonal da largura do arco praial entre o Leblon e o Arpoador (RJ). A partir do levantamento mensal de perfis topográficos transversais à praia distribuídos ao longo de quatro pontos de monitoramento, foi possível observar que a praia apresentou resposta distinta a incidência de ondas, resultando assim em dois pontos dinâmicos em termos de variação da largura da praia (LB01 e AR01) associado aos extremos do arco praial, um ponto extremamente vulnerável à ação das ondas de tempestade (LB02) e um mais estável em relação à ação das ondas de tempestade (IP01).

Palavras-chave: Morfodinâmica Costeira; Geomorfologia Costeira; Variação Sazonal



1. Introdução

As zonas costeiras têm historicamente atraído humanos e suas atividades devido à abundante amenidade, estética, valor e diversos serviços ecossistêmicos que eles fornecem. Como resultado, a zona costeira em todo o mundo tornou-se densamente povoada e desenvolvida. “Um reflexo disso é a presença de 15 das 20 megacidades (população > 10 milhões) do mundo localizadas na zona costeira” (LUIJENDIJK *et al.*, 2018). “Aproximadamente 600 milhões de pessoas vivem em zonas costeiras de baixa elevação, ou seja, regiões costeiras em menos de 10 m acima do nível médio do mar” (ZIREZCI *et al.* 2020).

Os problemas que as cidades costeiras enfrentarão no futuro são enormes. Elas estão enfrentando uma série de fatores sociais, geomórficos e climáticos sérios que estão contribuindo para um aumento significativo em sua vulnerabilidade a desastres naturais. “Além disso, as projeções demográficas e climáticas sugerem que muitas das forças motrizes por trás da vulnerabilidade crescente continuarão por muito tempo no futuro” (HELDEROP & GRUBESIC, 2019).

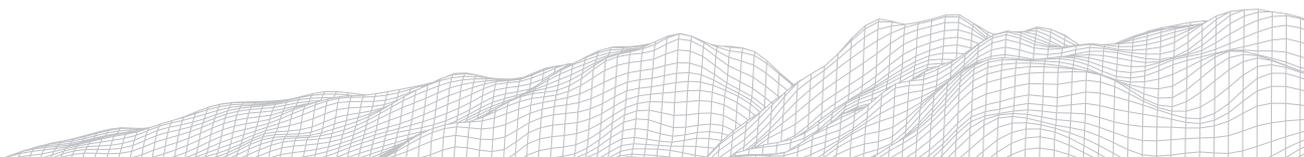
*Como as costas arenosas são altamente desenvolvidas e densamente povoadas devido à amenidade e estética que proporcionam, a erosão dessas costas nas últimas décadas já está resultando em compressão costeira. Nossa avaliação mostra que 24% das praias arenosas do mundo estão persistentemente erodindo a uma taxa superior a 0,5 m/ano durante o período de estudo (1984-2016), enquanto 27% estão diminuindo (LUIJENDIJK *et al.*, 2018).*

“As praias são constituídas por uma acumulação de sedimentos não consolidados que vão desde areia fina a grandes pedras que foram transportadas e depositadas por ondas e correntes” (BIRD, 2008). Os sistemas de praia lidam com as interações entre as praias e os processos (ondas, correntes, marés e ventos) que atuam sobre elas. “Muitas praias mudam de plano (ou seja, a forma vista em um mapa ou fotografia aérea vertical) e de perfil (transversal à costa), seja rapidamente em algumas horas ou dias, ou lentamente em várias décadas ou séculos” (DAVID-ARNOTT, 2010)

Embora quatro tipos de quebra de onda tenham sido distinguidos (As deslizantes, ascendentes, colapsantes e mergulhantes), o ponto importante é se elas são construtivas (levando sedimentos para a praia) ou destrutivas (causando erosão na praia). “Isso depende se o espraiamento (swash) e o refluxo (backwash) geradas pelas ondas (sejam paralelas ou em ângulo com a costa) atingem o movimento líquido do material da praia em direção à costa ou ao mar” (BIRD, 2008).

*Ondas de tempestades também tendem a ser destrutivas quando incidem em um litoral urbanizado, por exemplo, trazendo erosão para o mesmo além de causar impactos nas estruturas de engenharia presentes. As mudanças mais rápidas e dramáticas na morfologia da praia ocorrem durante tempestades. As tempestades extremas são um dos agentes mais importantes que causam a erosão da praia e, portanto, responsáveis pela destruição de propriedades costeiras em áreas urbanizadas (FERREIRA *et al.*, 2010).*

Um método mundialmente utilizado para analisar e quantificar os impactos de ondas de tempestades em um litoral é conhecido como: perfis de praia. Segundo Bird (2008), eles estão relacionados à natureza do sedimento da praia e às condições das ondas durante os dias ou semanas anteriores: os efeitos de uma forte tempestade ainda podem ser visíveis vários meses depois. Os perfis são moldados em grande parte pela ação das ondas. As variações morfológicas que ocorrem nos perfis de praia resultam das mudanças sazonais na energia das ondas incidentes. Desta forma, a praia tende a um alargamento e/ou acréscimo no verão, devido à baixa energia das ondas, que depositam sedimentos na parte emersa da praia formando um perfil mais longo típico dessa estação. Já no inverno, tende a ocorrer um estreitamento devido ao aumento na energia das ondas de tempestades, comuns nessa estação. Essas ondas retiram sedimentos da parte emersa e depositam na parte submersa da praia (ECCARD *et al.*, 2017 *apud* BASCOM, 1964).



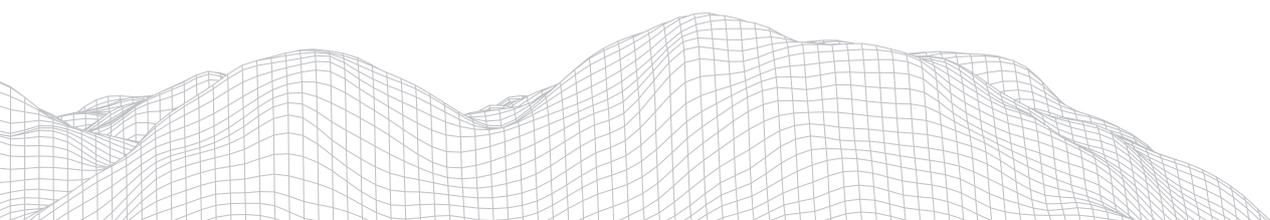
A presente pesquisa busca, então, caracterizar como os processos que regem a Geomorfologia Costeira influenciam na mobilidade e provocam mudanças nos perfis do arco praial entre o Leblon e o Arpoador, segundo a variação sazonal. Seguidamente, busca-se entender a morfodinâmica praial desta região, principalmente durante períodos conhecidos por maior suscetibilidade de entrada de ressacas associadas a tempestades, como no inverno. Além disso, sabe-se que as praias estudadas - Leblon, Ipanema e Arpoador - estão sujeitas a diferentes dinâmicas, assim, objetiva-se compreender de que forma essas dinâmicas atuam sob cada praia e como elas se comportam sob sua influência e, para isso, foi analisado, principalmente, os meses em que se predomina eventos de tempo bom (verão) e eventos de tempestade (Inverno). O presente trabalho visa, então, entender a dinâmica deste arcopraial, visto que ele está situado em uma região densamente habitada e que passou por um intenso processo de urbanização que impactou de maneira significativa na morfologia das praias. Esta caracterização morfodinâmica visa subsidiar o desenvolvimento urbano e estabelecer tanto parâmetros de gerenciamento costeiro quanto, possivelmente, a implementação de estruturas de engenharia, a partir do entendimento da dinâmica sazonal e das áreas de maior remoção de sedimentos por ondas de ressaca.

2771

2. Área de Estudo

A área de estudo está localizada nos bairros do Leblon e de Ipanema, os bairros estão situados na Zona Sul da cidade do Rio de Janeiro, tido como uma das áreas mais valorizadas da cidade. Os bairros localizam-se entre a Lagoa Rodrigo de Freitas, o Morro Dois Irmãos e o canal do Jardim de Alah, fazendo divisa com os bairros da Gávea, Lagoa e Copacabana. Na orla desses bairros, foram escolhidos quatro pontos para monitoramento, segundo suas particularidades.

Os pontos do LB01 e AR01, por se localizarem no extremo Arcopraial, ambos protegidos por promontórios (Av Niemeyer ao Oeste no LB01 e a Pedra do Arpoador a Leste, no AR01), sendo assim, podem sofrer diferentes dinâmicas associadas a essas características. O ponto do LB02 foi escolhido por ser um ponto localizado no meio do arcopraial, a beira do canal do jardim de Alah, ser um campo sem proteção de ilhas e sofrer muitas alterações antrópicas como a alimentação artificial. O IPO1, assim como o LB02 foi escolhido por se situar no meio do Arcopraial, porém, com uma maior particularidade, o ponto pode se beneficiar de uma zona de sombra formada pela proteção das Ilhas Redonda, Rasa e Cagarras (Figura 1).



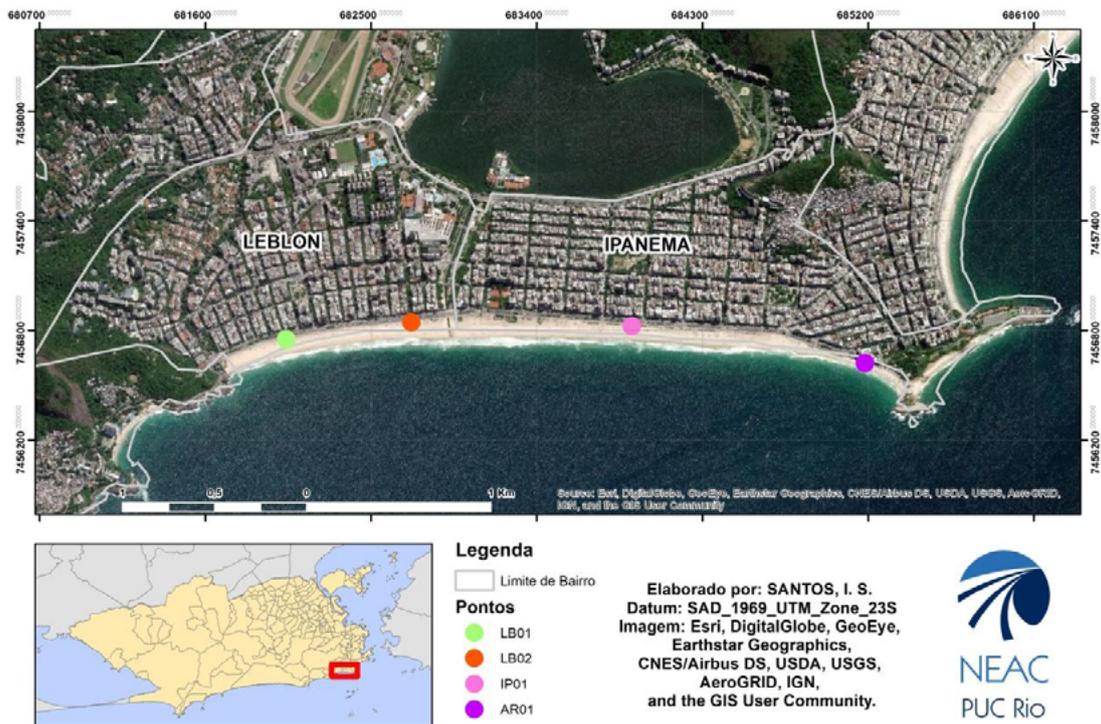


FIGURA 1: Localização da área de estudo com pontos de monitoramento.
Fonte: Elaborado pelos autores.

2.1. Aspectos Físicos

A fim de evidenciar um panorama geral da área de estudo, serão abordados nesse subtópico aspectos físicos da dinâmica costeira local, como a sedimentologia, ondas, as marés e o transporte litorâneo. O intuito é mostrar como todos esses aspectos acima citados irão influenciar na dinâmica mapeada no arco praial.

2.1.1. Sedimentologia

Na região costeira do Estado do Rio de Janeiro ocorre uma série de ambientes de sedimentação quaternária, associados a sistemas deposicionais de origem continental e transicional/marinho. (CPRM, 2001). Nas praias de Ipanema e do Leblon (Rio de Janeiro), ocorrem eventos alternados de erosão e acumulação em função do predomínio do transporte litorâneo de Ipanema (Arpoador) em direção ao Leblon e vice-versa. Significativos volumes de sedimentos foram, ao longo de décadas, retirados do sistema praia-antepraia pelas contínuas dragagens do canal do Jardim de Alá, de ligação com a Lagoa Rodrigo de Freitas, reduzindo a resiliência do sistema a eventos extremos. Enquanto na praia do Arpoador a recuperação se faz espontaneamente, no Leblon foram realizados vários aterros de recuperação. (MUEHE *et al.* 2006).

2.2. Aspectos Oceanográficos

2.2.1. Ondas e Marés

O clima de ondas para o litoral do Rio de Janeiro é predominantemente o resultado da interação dos sistemas de larga escala atuantes no Atlântico Sul, como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que predomina durante todo o ano e é, conforme apontou Parente *et al.* 2014, o responsável pelas

condições atmosféricas de estabilidade, com ventos e ondulações provenientes de ENE. “Nas estações de inverno e outono predominam sistemas frontais e ciclones extratropicais que originam ventos e ondulações provenientes de SE, S e SSO e são os responsáveis pelas formações de tempestades e as condições denominadas de mau tempo” (KLUMB-OLIVEIRA, 2015).

Ondas do quadrante Sudeste (SE) são dominantes na Primavera e Verão, e opostamente, no Outono e Inverno há maior ocorrência e dominância de ressacas, que usualmente provêm do quadrante Sudoeste (SW), portanto o clima dominante é de ondas de SW. A amplitude de maré nas praias analisadas é de micromaré, conforme registros da tábua de maré da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) localizada no porto do Rio de Janeiro com amplitudes inferiores a 2m (PENA, 2017).

2.2.2. Transporte Litorâneo

Segundo Fortunato *et al.* (2008), “foi constatado que no arco praiial do Leblon ao Arpoador, existe uma unidade sedimentar praticamente independente, isto é, um trecho costeiro sem trocas significativas com as orlas arenosas que lhe ficam anexas, a Este e a Oeste”. Ainda na perspectiva do autor, a dinâmica sedimentar é caracterizada por transportes sólidos longitudinais que se processam em ambos os sentidos, os quais são aproximadamente iguais, em ano médio, dada a situação geral de equilíbrio do arco formado pelas praias. Foi observado que na direção Este, o transporte litorâneo engorda a praia do Arpoador e encurta a praia do Leblon e na direção Oeste, tem-se o oposto, se engorda a praia do Leblon e encurta a praia do Arpoador.

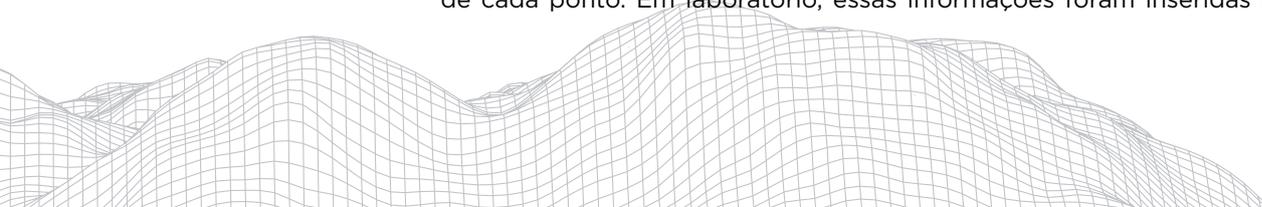
3. Materiais e Métodos

3.1. Análise dos perfis topográficos transversais à praia

O perfil transversal de uma praia varia com o ganho ou perda de areia, de acordo com a energia das ondas, ou seja, de acordo com as alternâncias entre tempo bom (ondas construtivas que retiram sedimentos da zona submarina levando ao engordamento da porção emersa da praia) e tempestade (ondas destrutivas que causam erosão e encurtamento da praia com a retirada de areia da parte emersa que são levadas para zona submarina). “Nos locais em que o regime de ondas se diferencia significativamente entre verão e inverno, a praia desenvolve perfis sazonais típicos de acumulação e erosão, denominados perfil de verão (tempo bom) e perfil de inverno (tempestade), respectivamente” (MUEHE, 1994).

Para a aquisição da morfologia da praia será utilizada na realização desta pesquisa a técnica de levantamento topográfico a partir da realização de perfis transversais ao litoral com balizas de Emery (o método das balizas proposto por Emery [1967]). Essa técnica consiste na realização de perfis perpendiculares à linha de praia, começando no limite interno do perfil dinâmico da praia (vegetação, dunas ou estrutura rígida de engenharia), indo até o nível do recuo máximo das ondas, para registrar a topografia da praia no momento da observação. Esse método tradicional é amplamente aceito na literatura e considerado de baixo custo. Por tratar-se de uma praia urbana o limite interno do perfil foi definido pelo calçadão da praia.

Ao longo do perfil é realizado o registro de variação topográfica lida nas balizas graduadas juntamente com a distância medida entre cada ponto de leitura com o auxílio de uma trena. Essas informações foram inseridas em uma caderneta de campo e pós-processadas posteriormente para a extração da cota topografia de cada ponto. Em laboratório, essas informações foram inseridas no software



Excel para Windows onde foram gerados perfis 2D para cada levantamento (altura e comprimento das feições). Cabe destacar que a cota inicial dos perfis foi estabelecida a partir de uma cota arbitrária: no ponto LB01 e LB02 (respectivamente aos pontos de monitoramento localizados na praia do Leblon) a cota foi de 5 metros, assim como na praia do Arpoador (ponto AR01). Já no ponto IPO1 (referente ao ponto de monitoramento da praia de Ipanema) a cota atribuída foi de 7 metros. O objetivo inicial aqui é identificar as variações morfológicas através da comparação entre os perfis, o que justifica a adoção da cota arbitrária em um primeiro momento.

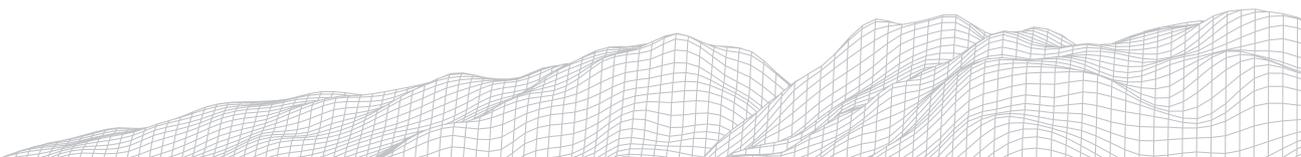
Foram definidos quatro perfis transversais à linha de costa a partir de monitoramento mensal. Os perfis foram distribuídos ao longo do arco praial de forma que haja representatividade dinâmica de todo o arco. O estabelecimento desses perfis tem o objetivo de identificar a variação da largura da praia frente a eventos de tempo bom e eventos de tempestade. O monitoramento mensal dessas formas e posterior sobreposição de informações permitiu uma análise das variações sazonais (Inverno e Verão) durante o período de realização do estudo.

Durante a pesquisa foram realizados 20 perfis topográficos em cada um dos 4 pontos de monitoramento no arco praial entre Leblon e Arpoador: 2 pontos a leste do Canal Jardim Alah (LB01 e LB02) e 2 pontos a oeste dele (IPO1 e AR01). O ponto LB01 localiza-se na praia do Leblon e encontra-se próximo à Rua Venâncio Flores e próximo ao Baixo Bebê. O ponto LB02 também se localiza no Leblon e encontra-se próximo à Rua Afrânio de Melo e próximo ao antigo Quiosque Riba (atualmente quiosque La Carioca). Já o ponto IPO1 encontra-se na praia de Ipanema e se localiza próximo à Rua Joana Angélica e ao prédio número 402. Por fim, o ponto AR01 está localizado na praia do Arpoador, próximo ao prédio 91 e no alinhamento do poste de iluminação de numeração 15 no calçadão.

4. Resultados e Discussões:

O levantamento dos perfis topográficos ocorreu entre os anos de 2018 e 2021, e através deles foi possível analisar os seguintes resultados: dentre os quatro pontos de monitoramentos, os extremos (LB01 e AR01) são os que mais apresentaram variação na largura da praia; tal dinâmica está associada a sua localização geográfica nos extremos do arco praial e fatores como deriva litorânea que sazonalmente muda de direção predominante em função da variação na incidência de ondas. O ponto LB02 pode ser considerado como o mais vulnerável à ação de ondas de tempestade, inclusive com recorrentes impactos sobre a infraestrutura urbana. O ponto IPO1 é pouco vulnerável às ações de ondas de tempestades, provavelmente pela influência de sua localização geográfica, no meio do arco praial, fazendo com que sempre recebendo sedimentos oriundos do trânsito gerado pela deriva litorânea. A presença de ilhas localizadas bem a frente deste trecho da praia também contribui criando uma zona de sombra que protege a praia da incidência direta das ondas. Em linhas gerais, as variações sazonais seguem a tendência apresentada na literatura, onde perfis de inverno (tempestade) tendem a ser mais curtos e perfis de verão (tempo bom) mais largos em função da variação sazonal da energia das ondas.

Uma base de dados de mais de dois anos de dados relacionados aos perfis topográficos deste arco praial foi obtida como fruto do monitoramento contínuo realizado pelo Núcleo de Estudos em Ambientes costeiros da PUC-Rio (NEAC). É preciso ressaltar que durante os anos de 2018 e 2019 foram realizados dois campos extras: um no mês de agosto de 2018; outro no mês de julho de 2019 e outro em julho de 2021. A realização destes campos extras se deu devido ao interesse de observar a morfologia da praia pós aviso de ressaca. Nota-se nos gráficos a presença destes campos extras. Porém, para a realização da comparação entre os perfis e conseqüentemente do cálculo da variação linear média



na largura da praia, foi necessário a realização de uma média entre os perfis de inverno e verão para melhor análise (este mesmo cálculo foi empregado aos demais perfis no que diz respeito às variações sazonais – verão e inverno). Cabe destacar também que em função da pandemia de COVID-19 e dos protocolos impostos pelos órgãos governamentais, com o fechamento das praias durante esse período, os levantamentos referentes aos meses de inverno de 2020 não puderam ser realizados.

A partir dos dados obtidos, foi possível analisar os pontos mais dinâmicos e estáveis deste arco praial, e suas variações sazonais (inverno e verão). Os dados serão expostos em forma de gráficos e discutidos de oeste (do Leblon) para Leste (Arpoador).

4.1. PONTO LB01:

O ponto LB01 está localizado no extremo Oeste do arco praial, de forma geral nas extremidades do arco foram identificadas as maiores mobilidades. Provavelmente devido a estarem sujeitos a ações de ondas Sudoeste e Sudeste que intensificam o processo de deriva litorânea, fazendo com que as areias se desloquem de um lado para o outro do arco sazonalmente a medida que muda a direção de incidência das ondas. Este processo foi estudado também por Pereira, *et al.* (2019), o qual aponta que

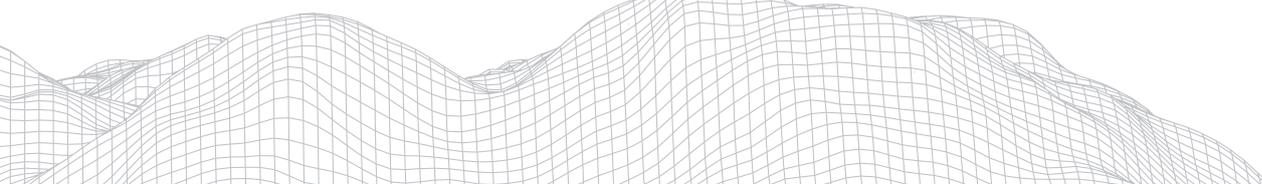
“O fenômeno, conhecido como Beach Rotation – Rotação de Praia, foi reconhecido por Bryan (2013) e Klein (2002), e ocorrem principalmente em praias que são encaixadas entre dois afloramentos rochosos, quando não muito distante entre si, o que permite prender os sedimentos naquele local, quando exposto a ondas de incidência oblíqua promove a deriva litorânea e transporte de um grande contingente de sedimentos de uma ponta para a outra da praia, e após a alteração dos da direção das ondas esses sedimentos retornam ao seu local anterior” (Pereira, et al., 2019).

Dessa forma, quando as ondas entram pelo quadrante Sudoeste, geram deriva litorânea no sentido Oeste-Leste, e assim os sedimentos tendem a ser transportados para a porção Leste do arco, como tal clima de ondas é reinante e dominante na Primavera e Verão, a resultante do transporte de sedimentos é para o Arpoador. Assim também, ECCARD, *et al* (2017) relata este mesmo fenômeno, no Arcopraial de Piratininga e Camboinhas, em que as “ondas de sudoeste incidem com maior energia nos extremos oeste e noroeste, causando maior variação na morfologia e largura dessas praias, que se estreitam rapidamente diante da ocorrência de ressacas, restabelecendo-se logo a seguir quando do retorno às condições de tempo bom”.

“Opostamente, no Outono e Inverno há maior ocorrência e dominância de ressacas, e o clima dominante é de ondas de Sudeste, ondas desta direção transportam areia em direção ao Leblon (ROSMAN *et al.*, 2007)”. Com isso, os pontos LB01 e AR01 (no outro extremo do arco praial) tendem a sofrer grandes variações em termos de largura.

Foi possível ainda observar as variações sazonais ocorridas no ponto, expressa inclusive quando observada as variações máximas descritas anteriormente (Figura 2). A maior largura da praia neste ponto está associada ao perfil realizado no início de abril, representando toda a sedimentação acumulada nos meses de verão. Já o perfil do início de julho marca o auge do inverno, época da ocorrência de frequentes ressacas associadas à migração de frentes frias e erosão da praia.

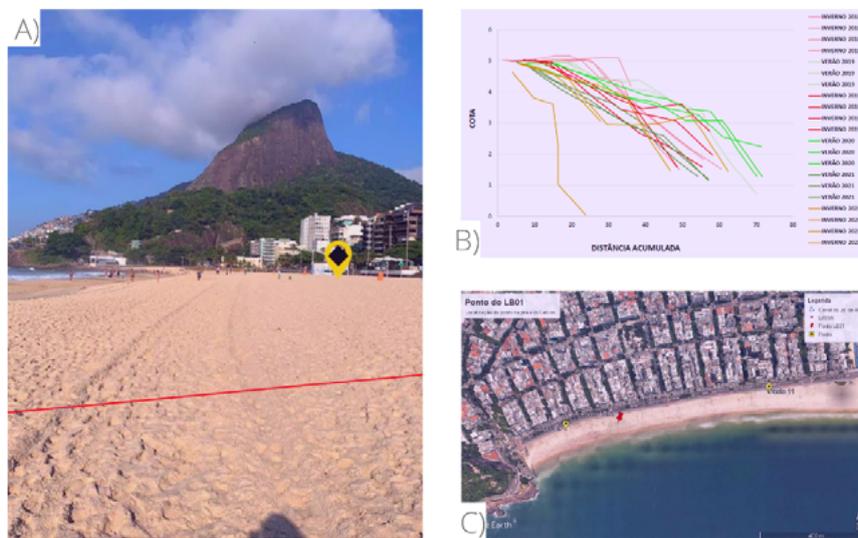
Tal dinâmica é a mesma descrita pela literatura, como expressa anteriormente, em que se aponta que as variações morfológicas que ocorrem nos perfis de praia resultam das mudanças sazonais na energia das ondas incidentes. Desta forma, segundo BASCOM, 1964 *apud* ECCARD *et al.*, (2017) “a praia tende a um



alargamento e/ou acréscimo no verão, devido à baixa energia das ondas, que depositam sedimentos na parte emersa da praia formando um perfil mais longo típico dessa estação”. Já no inverno, ainda conforme o autor, “tende a ocorrer um estreitamento devido ao aumento na energia das ondas de tempestades, comuns nessa estação”. Essas ondas retiram sedimentos da parte emersa e depositam na parte submersa da praia. Esse mesmo fenômeno é observado por PENA (2017), nas praias da macumba e Barra da Tijuca, em que a autora esclarece que:

uma tempestade (ressaca), ocorre erosão da praia, já que as ondas mais esbeltas tendem a transportar os sedimentos ali presentes para o mar, levando parte do estoque de areia para a zona submarina, formando bancos de areia. Estes bancos fazem com que a zona de arrebenção se localize mais longe da praia protegendo essa de uma maior erosão. Passada a tempestade e decorrido algum tempo, o banco de areia retorna à praia que volta para seu perfil de acumulação devido a ação das ondas pouco esbeltas que transportam os sedimentos de volta para a costa (PENA, 2017).

PONTO LB01



A) Perfil praial em Março de 2020 B) Variações sazonais observadas durante o período de monitoramento no ponto C) Localização do ponto no arcopraial.

Figura 2: Perfis topográficos LB01

Fonte: Arquivo dos autores

4.1.2 PONTO LB02

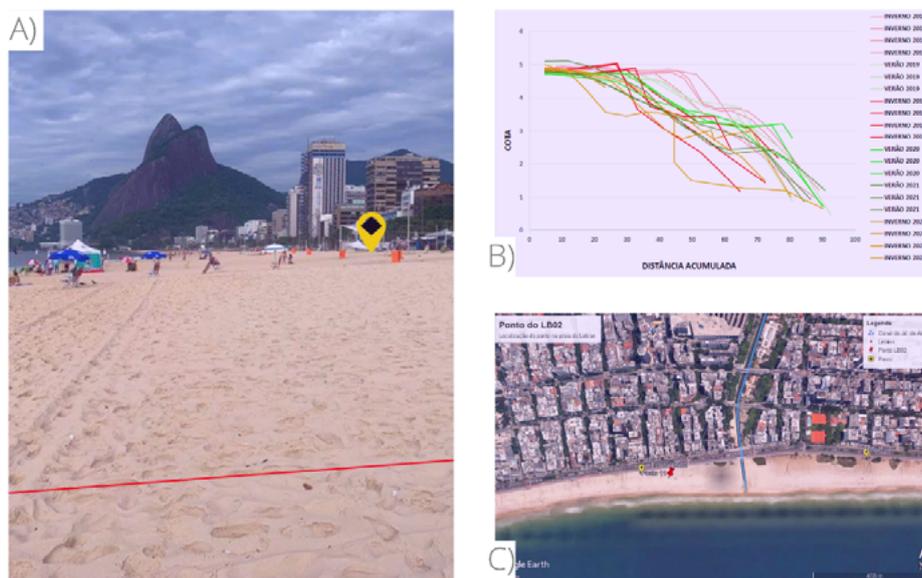
O ponto LB02, diferentemente do ponto anterior, apresenta uma peculiaridade, ele está localizado próximo ao canal do Jardim de Alah, mas ainda na praia do Leblon. Segundo Pena (2017) “esse ponto tem sua morfologia alterada não só por fatores naturais, como também antrópicos, tendo em vista as constantes dragagens realizadas no canal”. A autora ainda acrescenta que “devido a essas dragagens, um déficit sedimentar poderá passar a ocorrer na praia do Arpoador (ponto AR01), fazendo com que cada vez mais ela se torne estreita”.

A localização do ponto LB02 está diretamente associada às transformações observadas. Pois quando ondas de Sudoeste incidem no arco praial, elas tendem a transportar os sedimentos do Leblon para a extremidade do arco praial, fazendo com que ele sofra um déficit de sedimentos e ainda atrelado a isso, temos um ponto exposto à chegada de ondas, sem proteção de ilhas (como no caso do IP01).

Diferentemente dos pontos LB01 e AR01, o ponto LB02 não apresenta muros de contenções, fazendo com que as estruturas urbanas sofram com chegadas de ondas de grande energia diretamente. Além disso, o caso da topografia do arco praial possa ser determinante para os impactos de tempestade. Como não foi possível registrar esses dados durante o trabalho, isso seria apenas uma suposição. E por fim, de acordo com Pena (2017)

Os quiosques presentes neste arco praial ocupam posição avançada na berma e os quiosques duplos contam com espaço subterrâneo onde ficam localizados os banheiros. Com a movimentação longitudinal dos sedimentos, deixando parte da praia menor transversalmente, estes ficam mais vulneráveis a eventos de ressaca. A estrutura desses quiosques é fixa, impossibilitando a retirada da estrutura, ou parte dela, durante um evento extremo.

PONTO LB02



A) Perfil praial em Março de 2020 B) Variações sazonais observadas durante o período de monitoramento no ponto C) Localização do ponto no arco praial.

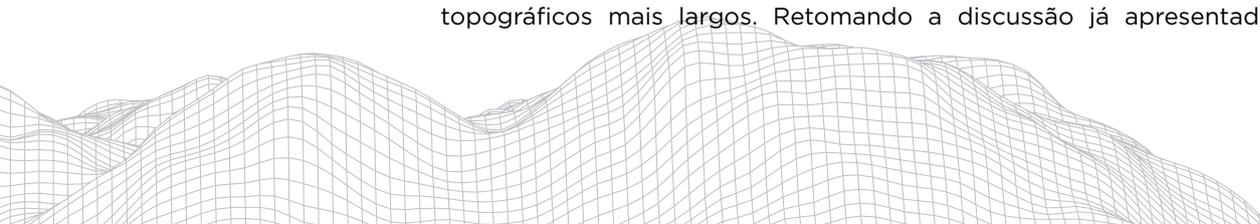
Figura 3: Perfis topográficos LB02

Fonte: Arquivo dos autores

O que pode ser observado a partir dos perfis apresentados, é uma menor mobilidade referente a largura de praia, o que expressa um perfil menos dinâmico do que o exposto no LB01, mas ainda vulnerável a incidência de eventos de ressaca. Isso devido ao fato de que o ponto LB02 está localizado próximo ao canal do Jardim de Alah, que liga a Lagoa Rodrigo de Freitas ao mar e que, segundo Pena (2017), faz com que a morfologia da praia neste trecho tenha a morfologia alterada não só por fatores naturais, como também antrópicos, tendo em vista as constantes dragagens realizadas no canal, que alimentam a faixa de areia artificialmente.

4.1.3 PONTO IPO1

Posicionado mais a Leste do arco praial, encontram-se os pontos de monitoramento IPO1 e AR01. Começaremos analisando o ponto IPO1 onde se pode constatar que esse é o ponto de monitoramento que apresentou perfis topográficos mais largos. Retomando a discussão já apresentada no ponto

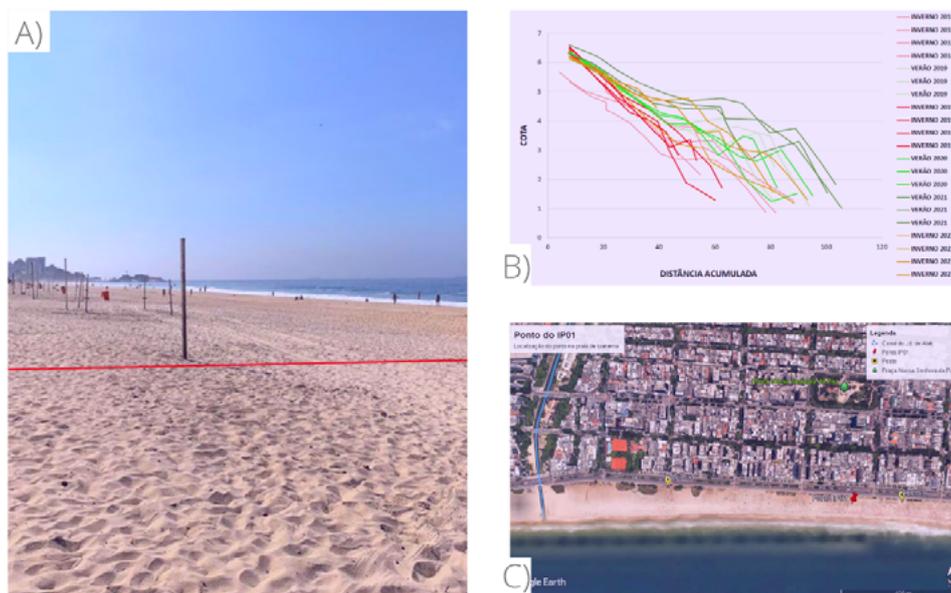


LB02, a posição que o ponto IPO1 se encontra (no meio do arco praial) favorece para que ele seja o menos dinâmico em termos de variação na sua largura de praia. As influências das ilhas também contribuem para uma maior deposição de sedimentos no ponto, uma vez que elas servem como uma zona de sombra em relação à propagação das ondas incidentes no arco praial. Além disso, pelo fato do ponto IPO1 estar localizado no meio do arco praial, ele acaba recendo sedimentos nos dois sentidos da deriva litorânea (seja ela em direção Leste ou oeste).

Seguindo o mesmo padrão que os perfis anteriores, observa-se o esperado pela variação sazonal, conforme representado na Figura 4, e que foi percebido, também por SILVA, M. A. M da (1999), “nas praias da enseada de Jururuba, onde perfis de inverno, estando mais sujeitos a entrada de ressaca, tendem a sofrer redução da largura da camada de areia”. Este foi o ponto que apresentou perfis topográficos mais largos, com pouca mobilidade referente a largura, portanto o menos dinâmico em termos de largura e menos vulnerável a eventos extremos. Isso, também, devido ao fato de que o ponto se localiza no meio do arco praial, o que favorece para que ele seja o menos dinâmico em termos de variação na sua largura de praia, pois no meio do trânsito de sedimentos associados aos processos da deriva litorânea (seja ela em direção Leste ou oeste).

Além disso, há a influência das ilhas Cagarras, Redonda e Rasa, que se localizam exatamente em frente ao ponto, tais estruturas acabam gerando uma zona de sombra a ação direta das ondas e contribuem para uma maior deposição de sedimentos. De acordo com Fortunato *et al.* (2008), essas ilhas constituem obstáculos à propagação das ondas originando a geração de zonas de sombras, com orientação e extensão que dependem da direção e do período da onda incidente.

PONTO IPO1



A) Perfil praial em Março de 2020 B) Variações sazonais observadas durante o período de monitoramento no ponto C) Localização do ponto no arco praial.

Figura 4: Perfis topográficos LP01
 Fonte: Arquivo dos autores.

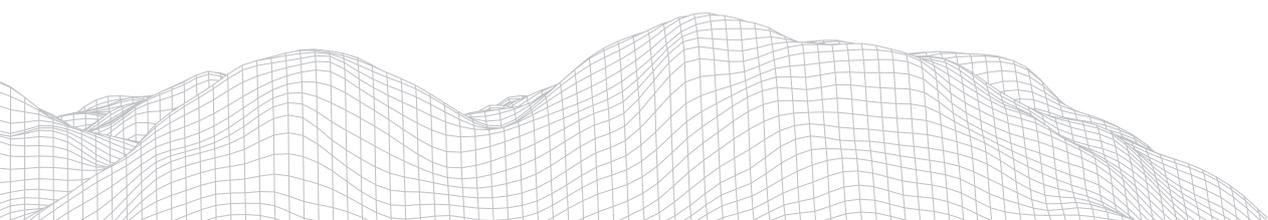
Estes fatores fazem com que o ponto IP01 receba um aporte de sedimentos maior, fazendo com que ele seja o ponto mais largo do arco praial e com menor impacto das ondas de tempestade. Assim também, identificado por Segundo Klein et al. (1997), “quanto mais protegida uma praia, menor são as variações no estoque sedimentar, pois, segundo o autor, as variações morfológicas são um reflexo do clima de ondas numa região”. Nessa perspectiva MUEHE (2004) esclarece que

“as praias são consideradas abrigadas quando protegidas da ação direta das ondas por promontórios, cordões litorâneos, pontais, ilhas, quebra-mares, molhes, ou outros obstáculos naturais ou artificiais, sendo assim de baixa energia. São consideradas expostas, ou de alta energia, quando não protegidas” (MUEHE, 2004).

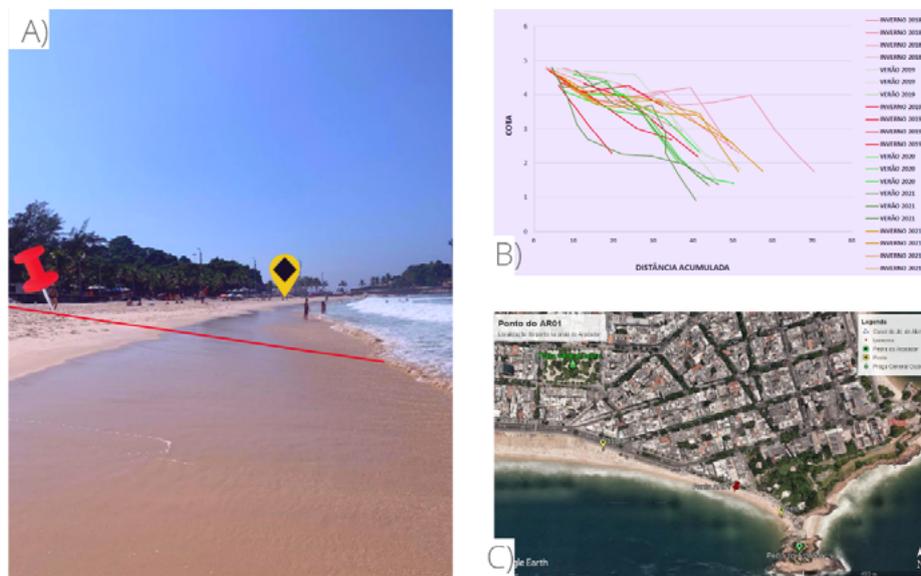
4.1.4 PONTO AR01

Por fim será analisado o último ponto de monitoramento do arco praial, o perfil AR01. Localizado ao extremo Oeste do arco praial, a praia do Arpoador sempre foi conhecida por apresentar uma extensão de praia pequena se comparada com as demais praias do arco praial. “Ondas do quadrante Sudeste, tendem a atingir primeiramente a praia do Arpoador fazendo com que haja um déficit de sedimentos na praia e por transporte longitudinal a praia do Leblon se apresente superavitária” (ROSMAN *et al.* 2007). Além da curta extensão de praia, a presença de um muro de contenção no limite interno do perfil pode também contribuir para a retirada de sedimentos da praia durante a atuação de ondas de tempestade. As ondas, ao atingirem diretamente a estrutura de engenharia tendem a ser refletidas, aumentando também o transporte de sedimentos da praia para a zona submarina.

É interessante destacar que, embora os demais perfis anteriores terem seguido uma tendência, os perfis do ponto AR01 apresentaram uma dinâmica diferente, segundo Rosman *et al.* (2007), “esse evento ocorre porque ao fim do verão o Arpoador tem uma tendência de estar deficitário de areias e o Leblon superavitário, devido à incidência de ondas de Sudeste (ao longo dos meses de verão) que gera uma deriva litorânea no sentido Leste-Oeste do arco praial”. Nesse sentido, o que pode ser observado no ponto no gráfico da Figura 5, é uma inversão na dinâmica entre inverno e verão em alguns momentos: com o alargamento da faixa de areia no final do inverno.



PONTO AR01



A) Perfil praial em Março de 2020 B) Variações sazonais observadas durante o período de monitoramento no ponto C) Localização do ponto no arcopraial.

Figura 5: Perfis topográficos AR01

Fonte: Arquivo dos autores.

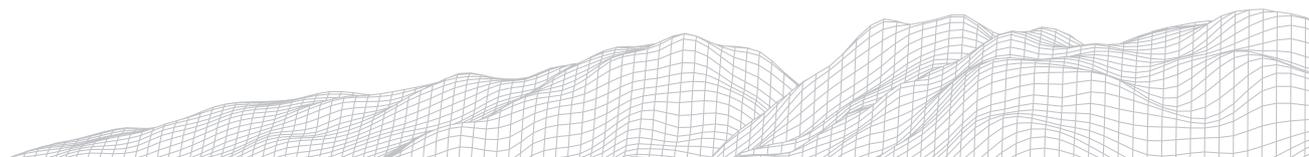
Mas, ainda sim, é possível perceber o mesmo comportamento descrito nos pontos anteriores, quando se compara a média das distâncias entre os perfis de inverno e verão. Principalmente em pontos de maior mobilidade como o caso do Ar01. Isso também foi percebido por ECCARD *et al.* (2017), que apontou que “as praias oceânicas de Niterói, respondem rapidamente às variações nas condições de mar, estreitando-se de forma significativa em resposta a ocorrência de ressacas e aumentando a largura imediatamente após a diminuição da energia das ondas”.

Além disso, foi possível observar, que assim como o perfil do LB01, que o ponto conta com uma alta mobilidade em termos de largura de praia ao longo do ano. Isso se justifica, assim como o LB01, por sua localização no extremo do arco praial, dessa forma, “durante o Outono e Inverno predominam ondas do quadrante Sudeste, que tendem a atingir primeiramente a praia do Arpoador fazendo com que haja um déficit de sedimentos na praia por transporte longitudinal em direção ao Leblon” (ROSMAN *et al.* 2007).

Além da curta extensão de praia (menor reserva sedimentar), a presença de um muro de contenção no limite interno do perfil pode também contribuir para a retirada de sedimentos da praia durante a atuação de ondas de tempestade. As ondas, ao atingirem diretamente a estrutura de engenharia tendem a ser refletidas, aumentando também o transporte de sedimentos da praia para a zona submarina.

5. Considerações Finais

A partir do monitoramento mensal e posterior sobreposição dos dados, pode-se compreender a dinâmica e caracterizar a tendência geral de comportamento do arco praial em relação a variação sazonal da largura da praia.



Referente as variações sazonais, os resultados dos perfis topográficos demonstraram exatamente o que é afirmado pela literatura proposta por ECCARD *et al.* (2017):

*“As variações morfológicas que ocorrem nos perfis de praia associam-se as mudanças sazonais na energia das ondas incidentes. Desta forma, a praia tende a um alargamento e/ou acréscimo no verão, devido à baixa energia das ondas, que depositam sedimentos na parte emersa da praia formando um perfil mais longo, típico dessa estação. Já no inverno, tende a ocorrer um estreitamento devido ao aumento na energia das ondas de tempestade, comuns nessa estação. Essas ondas retiram sedimentos da parte emersa e depositam na parte submersa da praia” (ECCARD *et al.* 2017).*

Foi possível perceber que a praia tende a estar mais larga quando a energia das ondas é predominantemente mais baixa, e mais curta quando a energia aumenta.

Além disso, os pontos LB01 e AR01 apresentaram maior mobilidade em termos de variação de largura de praia, devido a sua localização (extremos do arco praial), os pontos estão sujeitos a ações de ondas incidentes no arco praial que variam de direção dependendo da época do ano (Sudoeste e Sudeste). Já, o ponto IPO1 por se encontrar no meio do arco praial e estar protegido da ação direta das ondas pelas Ilhas Cagarras, Redonda e Rasa, apresentou menor mobilidade. E, por fim, o ponto LB02 apesar de também apresentar pouca variação na largura, é um ponto muito vulnerável a entrada de ressacas, com grande impacto a infraestrutura local, constantemente destacado na mídia. Por isso merece total atenção da Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro, dos consórcios que administram os quiosques da orla e dos moradores e frequentadores da orla.

Agradecimentos

Ao Departamento de Geografia e Meio Ambiente da PUC-Rio e ao meu orientador Sérgio Cadena.

Ao grupo de estudos do NEAC, pela colaboração, em especial: As amigas Isadora Santos, Mariana Barbosa e Jane Carolina.

E ao CNPQ, pelo fomento a esta pesquisa através da concessão de bolsa PIBIC.

Referências Bibliográficas

BIRD, E. Coastal Geomorphology. 2nd ed. John Wiley & Sons, Ltd. Chichester, 2008. 411p.

BRYAN, K. R.; FOSTER, R.; MACDONALD, I. Beach Rotation at Two Adjacent Headland-Enclosed Beaches. *Journal of Coastal Research: Special Issue 65 - International Coastal Symposium 2013*, Volume 2: pp. 2095 - 2100.

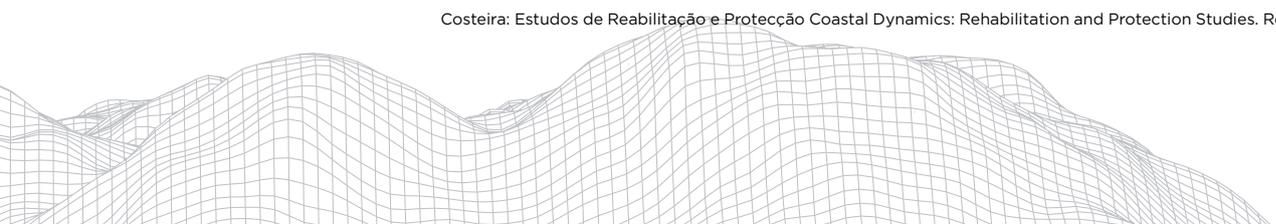
DAVIDSON-ARNOTT, R. Introduction to Coastal processes and Geomorphology. 1. ed. Londres: Cambridge University Press, 442 p, 2010.

ECCARD, L. R. ; SILVA, A. L. C. ; SILVESTRE, C. P. . Variações morfológica nas praias oceânicas de Niterói (RJ, Brasil) em resposta a incidência de ondas de tempestade. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.10, n.01, p. 206-218, 2017.

EMERY, K. O. 1961. A Simple Method of Measuring Beach Profiles. *Limnology and Oceanographic* V 6. pp. 90-93.

FERREIRA, O. M., ALMEIDA, L. P. M., RODRIGUES, B. A., MATIAS, A. (2010). Determination of thresholds for storm impacts. In: XI Reunión Nacional de Geomorfología, Solsona, 35-42.

FORTUNATO, A. B.; CLÍMACO, M.; OLIVEIRA, F.; OLIVEIRA, A.; SANCHO, F; FREIRE, P. Dinâmica Fisiográfica da Orla Costeira: Estudos de Reabilitação e Protecção Coastal Dynamics: Rehabilitation and Protection Studies. *Revista da Gestão*



Costeira Integrada, v.8 n.1 45-63p, 2008.

HELDEROP, E.; GRUBESIC, T. H. Social, geomorphic, and climatic factors driving US coastal city vulnerability to storm surge flooding. *Ocean e Coastal Management*, p. 104902, 2019.

KLEIN AHF, TEMME B, MENEZES JT, DIEHL FL, CARVALHO JLB e JABOR PM. 1997. Comportamento morfológico de uma praia semi protegida: praia central de Balneário Camboriú, Santa Catarina. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 6., 1.

KLEIN, A. H. F.; BENEDET FILHO, L.; SCHUMACHER, D. H. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay systems. *Journal of Coastal Research*, v.18, p.442-458. 2002.

KLUMB-OLIVEIRA, L.A. VARIABILIDADE INTERANUAL DO CLIMA DE ONDAS E TEMPESTADES E SEUS IMPACTOS SOBRE A MORFODINÂMICA DE PRAIAS DO LITORAL SUDESTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. Orientador: Dieter Muehe. 2015. 105 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015. Disponível em: <http://objdig.ufrj.br/16/teses/831772.pdf>. Acesso em: 31 jul. 2021.

LUIJENDIJK, A. *et al.* Te State of the World's Beaches. *Sci. Rep.* 8, 6641 (2018).

MUEHE, D. 1994. Geomorfologia costeira. In: Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B. (Orgs.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 2.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p.253-308.

MUEHE, Dieter; FIGUEREDO, C.; LINS DE BARROS, F. M. **Erosão e Progradação Costeira do Estado do Rio de Janeiro**. In: Ministério do Meio Ambiente; Programa de Geofísica Marinha; PPGG / UFRJ. (Org.). *Erosão e Progradação Costeira do Litoral do Brasil*. 1ed.Brasília: MMA, 2006, v. , p. 267-296.

Parente, C.E., Nogueira, I.C.M., Martins, R.P. e Ribeiro, E.O. Climatologia de Ondas. In: Martins, R.P. & Matheson, G.S.G (editores). *Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste: Meteorologia e Oceanografia*. Rio de Janeiro: Elsevier, in press (Série Habitats). 2014.

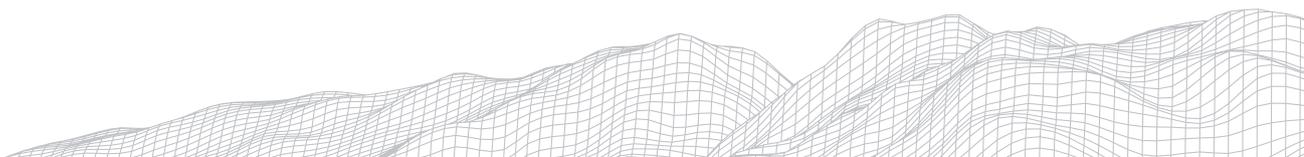
PENA, Juliana do Nascimento. Dinâmica geomorfológica das praias oceânicas urbanas da cidade do Rio de Janeiro e impactos associados a ressacas do mar: uma contribuição à gestão costeira. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geografia: Universidade do Rio de Janeiro, 149 pg., Rio de Janeiro.

PEREIRA, T. G.; SALIBA, A.; GUZZO, A. Efeito rotacional de praia associado a erosão em trecho de orla: Praia da Macumba, Rio de Janeiro/RJ. In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2019, Ceará. Anais eletrônicos... Fortaleza: Editora UFC, 2019. Disponível em: <http://www.editora.ufc.br/images/imagens/pdf/geografia-fisica-e-as-mudancas-globais/826.pdf>. Acesso em: 31/07/2021.

ROSMAN, P. C. C.; NEVES, C. F.; MUEHE, D. & VALENTINI, E. M. S. (2007). Estudo de Vulnerabilidades no Litoral do Estado do Rio de Janeiro devido às Mudanças Climáticas. Fundação Coppetec PENO²9501, Relatório Final, 98 pp.

SILVA, M. A. M.; RESENDE, M. C. C. M. ; SANTOS, Carla Luiza dos . Um Estudo sôbre a Dinâmica das Praias de Niterói (Baía de Guanabara - RJ). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 71, n.4, p. 961-967, 1999.

ZIREZCI, E.; YOUNG, I.R.; RANASINGHE, R.; MUIS, S.; NICHOLLS, R.J.; LINCKE, D.; HINKEL, J. Projections of global scale extreme sea levels and resulting episodic coastal flooding over the 21st Century. *Sci. Rep.* 2020, 10, 11629



CARACTERIZAÇÃO INICIAL DE ÁREAS ÚMIDAS (AUs) EM CABECEIRAS DE DRENAGEM NA CHAPADA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL

2783

Mirelle Oliveira Silva

Universidade Federal da Paraíba - UFPB

Cidade Universitária - João Pessoa - PB - Brasil. CEP: 58051-900

E-mail: mirelloliveirasilva18@gmail.com

Jonas Otaviano Praça de Souza

Universidade Federal da Paraíba - UFPB

Cidade Universitária - João Pessoa - PB - Brasil. CEP: 58051-900

E-mail: jonas.souza@academico.ufpb.br

Maria Daniely Freire Guerra

Universidade Regional do Cariri - URCA

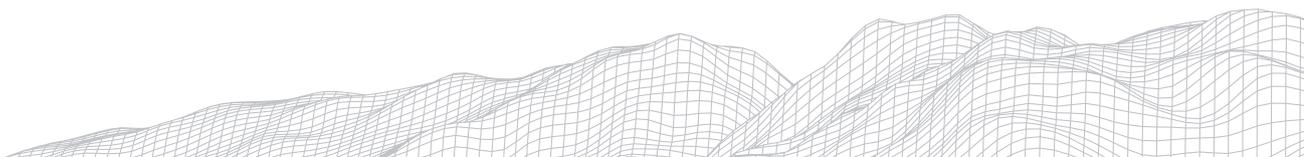
Rua Coronel Antônio Luiz 1161, Pimenta, Crato - CE-. CEP: 63105-000

E-mail: daniely.guerra@urca.br

Resumo

Áreas Úmidas são ambientes que permanecem constantemente ou periodicamente inundados por água. Esses ambientes ocorrem em diferentes pontos de uma bacia hidrográfica, incluindo as áreas de cabeceiras de drenagem. Nesse contexto, este trabalho busca identificar e caracterizar as áreas úmidas associadas a cabeceiras de drenagem dispostas em trechos do sopé e encosta da Chapada do Araripe, considerando os parâmetros geológicos e geomorfológicos. A metodologia pautou-se na aquisição de bases cartográfica; identificação preliminar das áreas úmidas; na realização do trabalho de campo e, na avaliação e análise das informações obtidas em campo. Dessa forma, os resultados apresentaram 8 pontos representativos das áreas úmidas, sendo 2 pontos com regime perene e 6 com regime intermitente, características associadas às condições geológicas, hidrológicas e hidrogeomorfológicas.

Palavras-chave: áreas úmidas; cabeceira de drenagem; relações geológicas e geomorfológicas.



1. Introdução

As áreas úmidas “wetlands”, ou de forma abreviada AUs constituem ambientes que se apresentam periodicamente ou constantemente inundados por água rasas, que podem ser doces, salobras ou salgadas ou com solos encharcados, acompanhado de comunidades de plantas e animais habituados a esta dinâmica hídrica (CUNHA et al., 2015). Estes ambientes atuam na conservação do equilíbrio ecológico, funcionam como ponto de acesso para população, além de regular a dinâmica apresentada pelos sistemas hídricos (DAROLD; IRIGARAY, 2018).

Existem diversos tipos de AUs que se distribuem em todo o mundo. Esses ambientes ocorrem em diferentes pontos de uma bacia hidrográfica, incluindo as áreas de cabeceiras de drenagem. Estas áreas de cabeceiras se caracterizam por exibir topografia côncava, desenvolvendo-se no domínio das encostas (COELHO NETO, 2003), constituindo o local que origina um curso fluvial (GUERRA; GUERRA, 2008). Nesses ambientes, podem ocorrer nascentes do tipo perenes, intermitentes, assim como podem não apresentar tal exsudação.

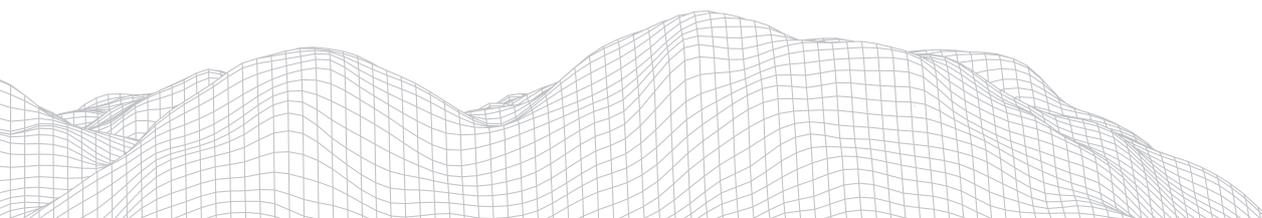
No contexto do semiárido nordestino, comumente tem-se fontes naturais do tipo intermitente, tendo em vista que as condições climáticas da área não facilitam o surgimento de nascentes perenes. Todavia, abrem-se exceções para áreas, especialmente os setores sedimentares sobre os quais o efeito das precipitações orográficas resulta em paisagens subúmidas e úmidas (LIMA et al. 2020), onde os componentes ambientais, como a hidrogeologia controlam a dinâmica hídrica, possibilitando o aparecimento e manutenção de nascentes perenes. Como exemplo, tem-se a dinâmica exposta pela Chapada do Araripe, a qual favorece a manutenção destas fontes.

Dessa forma, estes ambientes que apresentam nascentes perenes, possibilitam o surgimento de AUs também perenes, as quais expõe uma série de componentes ambientais que atuam na dinâmica e manutenção dessas AUs. Esses componentes ambientais atuam na manutenção e controle das AUs, considerando que a configuração desses ambientes presentes em ambientes áridos ou semiáridos apresenta-se complexa, uma vez que as condições climáticas não favorecem o surgimento e manutenção das AUs.

Assim, nota-se a existência de um conjunto associado de controladores ambientais que contribuem para a formação dessas áreas. Por esse motivo, as AUs tendem a apresentar uma variedade de componentes ambientais que são necessários para o seu desenvolvimento. Estes são formados substancialmente pela estrutura geológica, geomorfológica, hidrogeológica, hidrogeomorfológica e pedológica.

Nas áreas associadas à Chapada do Araripe, a interação desses componentes permitem o surgimento e manutenção das AUs. Dessa forma, o desenvolvimento de estudos que permitam a realização de uma análise acurada sobre a dinâmica e o funcionamento dessas áreas em terras secas considerando estes controladores. emerge como necessários para subsidiar e apoiar o planejamento do desenvolvimento sustentável de tais ambientes (MANZANO et al, 2002; TOOTH et al., 2015).

Além disso, cabe destacar que grande parte dos estudos relativos a AUs no Brasil volta-se para análises das AUs de maior extensão espacial. Todavia, é possível e necessário explorar e analisar espaços de pequeno porte e em locais com menor probabilidade de ocorrência, como em áreas de cabeceiras de drenagem (GUIMARÃES et al., 2019) inseridas no contexto do semiárido.



Nesse sentido, este trabalho busca identificar e caracterizar as AUs associadas a cabeceiras de drenagem dispostas em trechos do sopé e encosta da Chapada do Araripe. Para tanto, considerou-se os parâmetros geológicos e geomorfológicos apresentados pelas áreas. Dessa forma, busca-se entender a ocorrência de dinâmicas distintas apresentadas por esses ambientes, tendo em vista a variabilidade litológica e geomorfológica exposta pela Chapada.

1.1 Área de estudo

A Chapada do Araripe localiza-se na região nordeste do Brasil, especificamente entre os estados do Ceará, Pernambuco e Piauí (figura 1). Geologicamente a Chapada deriva da estrutura apresentada pela Bacia Sedimentar do Araripe, sendo formada especialmente pelas formações Exu, Araripina e Santana (figura 2). A interação entre estas camadas com características litológicas distintas, é responsável pela manutenção do aquífero superior, o qual possibilita o surgimento de inúmeras nascentes nos rebordos da Chapada. Essas ressurgências alimentam canais de 1ª ordem e, em ambientes de acumulação de sedimentos propiciam o aparecimento e manutenção das AUs.

A geomorfologia da área, derivada das condições estruturais e esculturais do ambiente, e apresenta a Chapada como principal unidade geomórfica. Esta possui uma extensão de 190 km de Leste a Oeste, com altitudes que ultrapassam os 1000 m (figura 3). Cabe destacar que as altitudes desse estreito planalto diminuem suavemente para Oeste (PEULVAST; BERTARD, 2015), como expõe a figura 2. Todavia, sua largura média permanece constante, variando entre 30 e 60 km, aproximadamente.

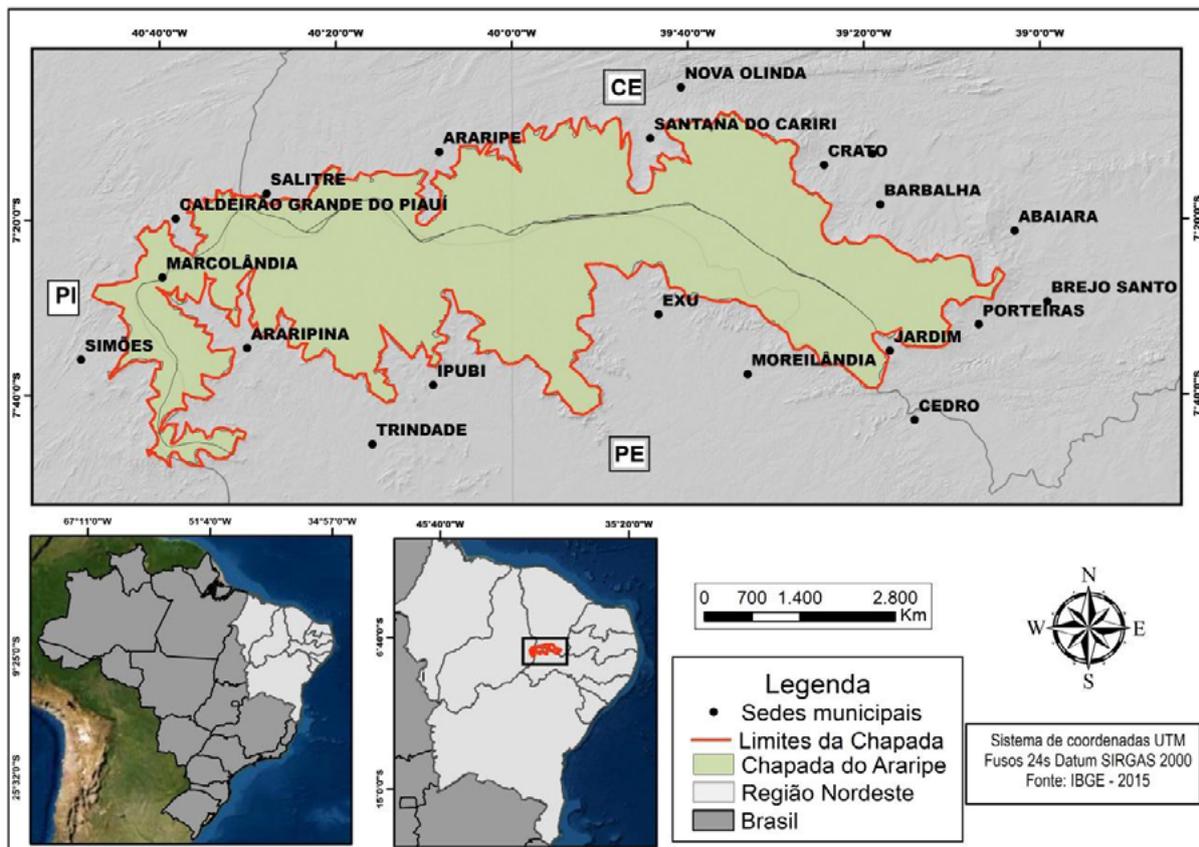
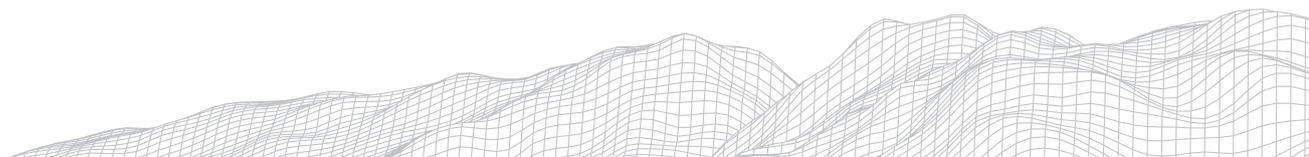


FIGURA 1: Localização da Chapada do Araripe
Fonte: Elaborado pelos autores (2021)

2786



A declividade da área varia de acordo com as formas apresentadas pelo ambiente. O platô apresenta declividade que varia de plano a suave ondulado (figura 2), ausente de feições de dissecação, uma vez que a permoporosidade da formação Exu não permite a formação de redes de drenagem (CEARÁ/FUNCEME, 2012). Já a declividade das escarpas erosivas oscila do forte ondulado ao escarpado. Estas são formadas por rochas sedimentares da formação Exu, Araripina, Santana, bem como por rochas do estrato cristalino, especialmente na porção Oeste do relevo (figura 2).

No que concerne à distribuição da precipitação, percebe-se uma íntima e direta relação desta com a altitude e disposição do relevo. De modo geral, os maiores índices pluviométricos encontram-se no setor nordeste da Chapada, com variações que ultrapassam os 1000 mm. Todavia, nos outros setores, os níveis não excedem os 800 mm (figura 2). Essas diferenças nos índices de precipitação são explicadas a partir da atuação do relevo, visto que as áreas com maiores níveis de chuva concentram-se na região de barlavento, a qual atua no barramento da umidade proveniente do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul durante o verão e outono (DANTAS et al., 2018).

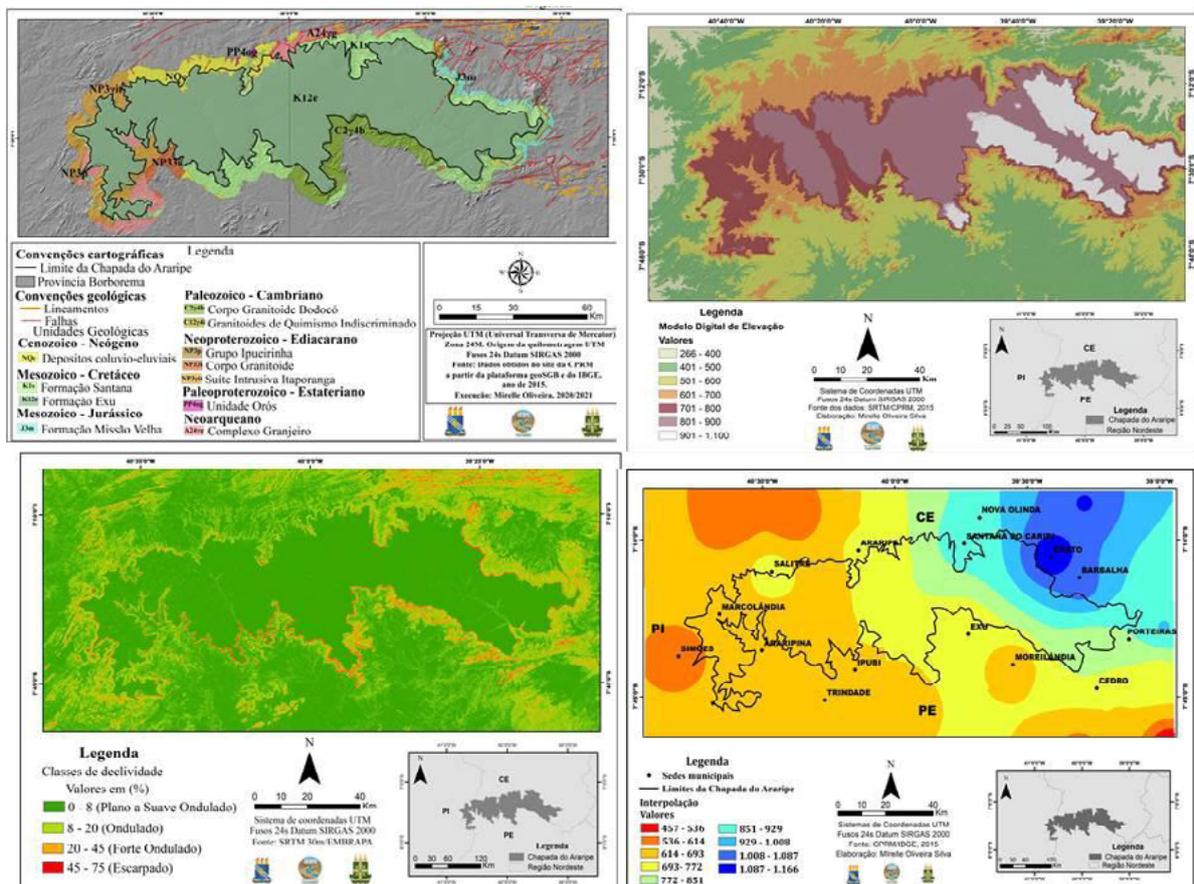


FIGURA 2: Mapas de geologia, precipitação, hipsometria e declividade.
 Fonte: Elaborado pelos autores (2021)

Por outro lado, em virtude do barramento da umidade nesta poção da chapada, no estado de Pernambuco é bem mais seca, a posição, em uma região de sotavento não favorece a entrada da umidade trazida pela ZCIT. Desse modo, as áreas que se encontram próximas aos rebordos da Chapada, especificamente no setor nordeste, possuem um maior índice pluviométrico em detrimento dos espaços assentados a sul e a oeste, nos estados de Pernambuco e Piauí, respectivamente (figura 2).

Essas variações litológicas, geomorfológicas e climáticas viabilizam diferenças encontradas nas AUs ao longo dos ambientes influenciadas pela Chapada. Estas distinções apresentam-se na estrutura, forma e no regime hídrico exposto por tais espaços. Dessa forma, a discussão dos resultados buscará elucidar essas diferenciações.

2. Metodologia

Para alcançar o objetivo proposto neste trabalho, o mesmo foi dividido em quatro etapas, a saber: (I) aquisição das bases cartográficas e elaboração de mapas temáticos; (II) identificação preliminar das AUs; (III) realização do trabalho de campo e, (IV) avaliação e análise das informações obtidas em campo.

A aquisição de bases cartográficas efetuou-se em bancos de dados de produtos especializados disponibilizados de forma gratuita, como o *United States Geological Survey* (USGS), o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) entre outros. A partir da aquisição foram gerados os produtos cartográficos. Estes foram elaborados a partir do Software *ArcGIS (ArcMap)* versão 10.5, com a licença do Departamento de Geociências da Universidade Federal da Paraíba.

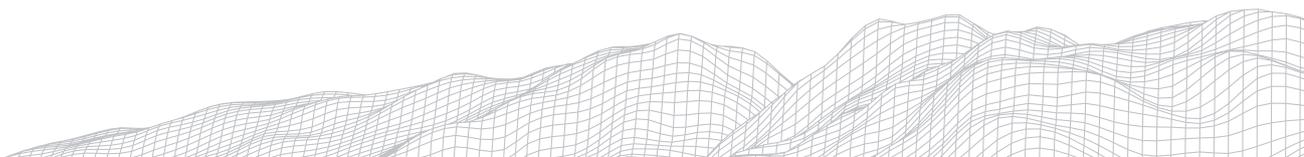
A segunda etapa correspondente à identificação preliminar das AUs foi realizada a partir da observação de imagens de satélite, por meio do programa Google Earth. Para a identificação das AUs considerou-se o seguinte aspecto: se encontrar em áreas de sopé e/ou encosta da Chapada do Araripe, considerando os espaços acomodados em trechos de vales encaixados.

Frente ao exposto, elegeram-se pontos dispostos nas referidas áreas, uma vez que as cabeceiras de drenagem, as quais abrigam as nascentes, se desenvolvem no domínio das encostas (COELHO-NETTO, 2003), bem como em virtude das AUs identificadas por Guerra (2020) se encontrar assentadas em trechos do sopé e encosta da Chapada em epígrafe. Além disso, consideraram-se as áreas de vales encaixados, tendo em vista que são ambientes propensos ao maior acúmulo de água e sedimentos.

O trabalho de campo, terceira etapa, foi realizado entre os dias 20 e 24 de novembro do ano de 2020. Para a visita dos pontos, percorreram-se áreas localizadas nos estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Para coleta e análise dos pontos utilizou-se um aparelho de *Global Positioning System* (GPS), câmera fotográfica e cadernetas para anotações. Dessa forma, em cada ponto visitado eram coletadas as coordenadas geográficas por meio do GPS, assim como eram feitas imagens do ambiente, seguidas de análises registradas na caderneta de anotações.

A partir do trabalho de campo pode-se averiguar de maneira minuciosa os espaços pré-selecionados. Dessa forma, o campo possibilitou o reconhecimento de espaços que abrigavam AUs, bem como permitiu a observação e análise das áreas que não apresentavam características que as enquadrassem como AUs, como a exposição da umidade em grande parte ou durante o ano todo. Essas averiguações foram essenciais para a compreensão dos processos que geram configurações distintas nesses ambientes.

Na última etapa, para análise e avaliação dessas informações obtidas em campo, montou-se uma tabela, usando o aplicativo *Microsoft Excel 2010*, a fim de compilar os dados. Esta tabela, com o intuito de avaliar os elementos geológicos e geomorfológicos, e o regime hídrico, considerou os seguintes aspectos: Composição litológica, presença de água superficial, declividade e altitude média.



Nesta etapa também foi produzido o mapa com a espacialização dos pontos visitados, apresentando ainda os pontos representativos, selecionados a partir da composição litológica e das variações geomorfológicas. Estes, serão os ambientes destacados e analisados neste trabalho.

3. Resultados e discussões

A Chapada do Araripe apresenta uma diversidade ambiental que se traduz na sua vultosa variação fitofisionômica, geomorfológica, geológica, pedológica, etc. Este conjunto de elementos associados possibilita o desenvolvimento de processos que permitem o surgimento e amadurecimento de AUs, encontradas de modo expressivo em áreas do sopé e encosta da Chapada.

Esses locais que abrangem setores do sopé e encosta concentram e expõem uma grande parte dessa diversidade ambiental supracitada. Os processos geomorfológicos, como os processos de erosão e de acumulação de sedimentos, são mais intensos, dando origem a diferentes tipos de formas, como os vales, os quais tendem a abrigar as AUs.

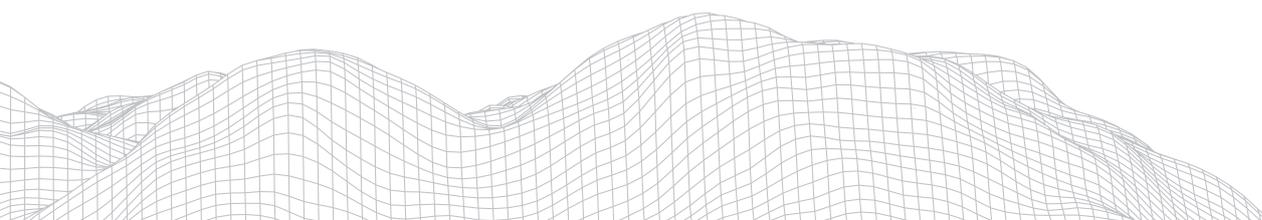
Além disso, a disposição litológica desses ambientes altera-se, tendo em vista que, embora a maior parte englobe áreas sedimentares, em setores a oeste e sudeste, a Chapada faz contato com litologias do tipo cristalino (figura 2). Desse modo, as variações nas AUs decorrem, em sua maioria, a partir das diferenciações geológicas e geomorfológicas apresentadas por estes ambientes.

Nestes ambientes cristalinos, a maior parte das AUs possui regime intermitente, enquanto os ambientes presentes em áreas sedimentares dispõem de maior fluxo de água, de intermitente a AUs perenes. Estas distinções podem ser explicadas em razão da quantidade de material encontrado nestas áreas, tendo em vista que em áreas sedimentares a disposição de sedimentos é relativamente maior do observado em ambientes de rochas cristalinas. Esta condição, por sua vez decorre da facilidade de desagregação das rochas sedimentares por ação do intemperismo, facilitando o desenvolvimento de expressivos depósitos.

O acúmulo de sedimentos facilita o processo de retenção de água no ambiente, uma das características observadas nas AUs. Na área de estudo, este acúmulo de sedimentos corresponde, em geral, a depósitos de origem coluvial, tendo em vista que se trata de um material que frequentemente localiza-se em trechos do sopé de uma encosta, sendo transportado por ação da gravidade (GUERRA; GUERRA, 2008).

Geomorfologicamente, as áreas com maior facilidade para retenção de água e sedimentos, observados em campo, concentram-se em trechos de vales encaixados. Além disso, cabe destacar que grande parte dessas feições abrigam cabeceiras de drenagem, as quais acomodam nascentes que alimentam canais de 1º ordem. Assim, os ambientes encontrados em áreas de vales estreitos, em grande parte, acomodavam AUs, como ainda apresentavam-se mais propensos para o desenvolvimento dessas áreas.

Estas variações serão apresentadas de modo específico, considerando os pontos representativos expostos na figura 3, os aspectos distinguidos na figura 4 e as imagens desses ambientes na figura 5. Os pontos selecionados para a visita de campo se concentram em áreas do sopé e encosta da Chapada. A figura 3 apresenta a localização e a disposição dos pontos em cada município visitado. Além disso, a figura ainda apresenta os pontos representativos, os quais serão detalhados neste trabalho.



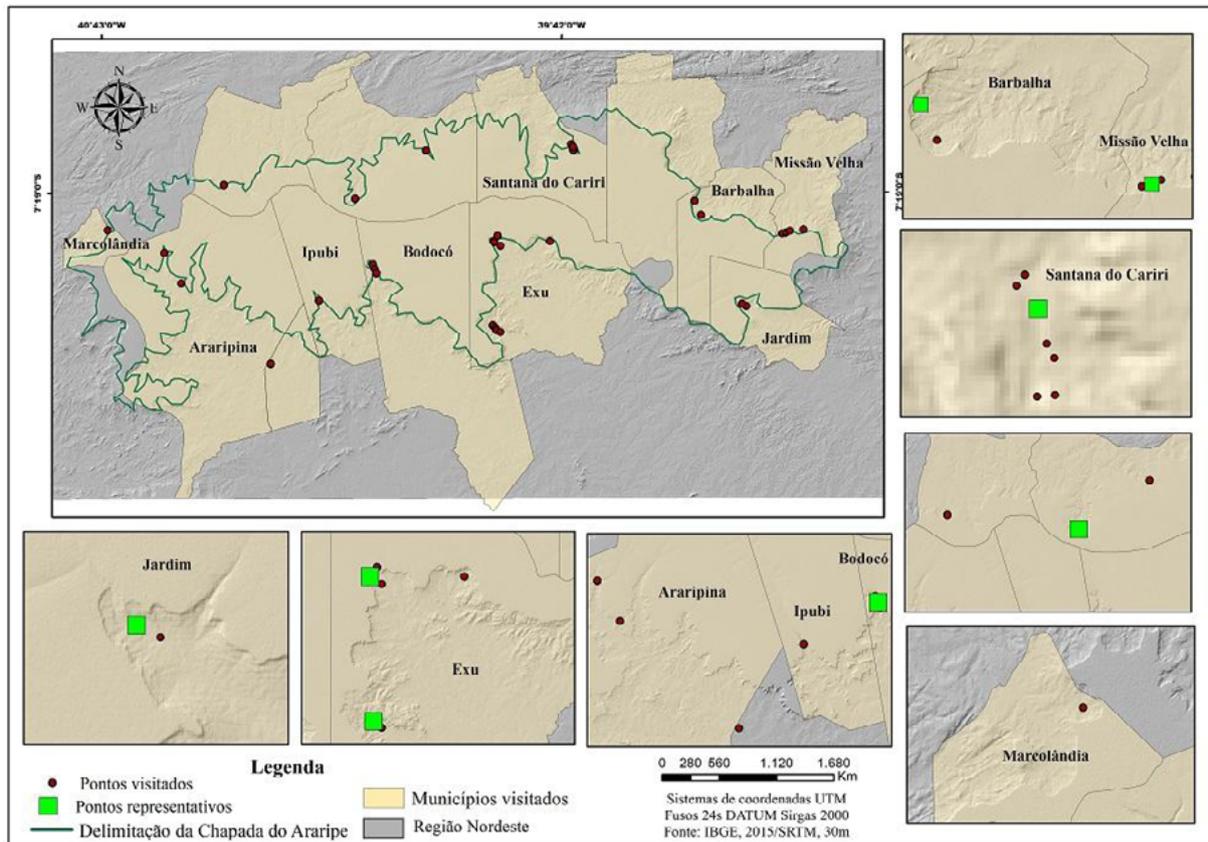


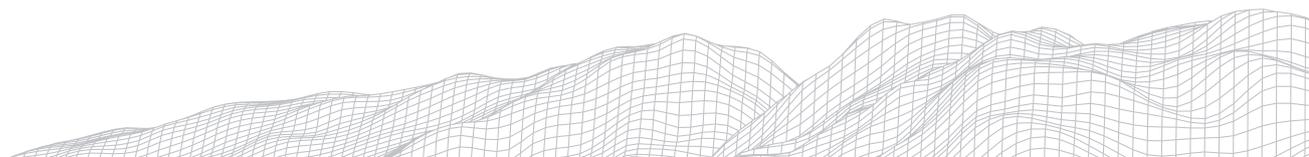
FIGURA 3: Espacialização dos pontos visitados e apresentação dos pontos representativos
Fonte: Elaborado pelos autores (2021)

Esses pontos foram priorizados para representar a área de estudo. Desse modo, estes exibem variações litológicas, geomorfológicas, assim como hidrológicas. A partir dessa proposição, busca-se evidenciar os parâmetros que atuam sobremaneira no desenvolvimento das AUs, bem como destacar as variações que não permitem seu estabelecimento.

Dessa forma, a figura 4 apresenta alguns aspectos associados aos componentes supramencionados. A maioria dos pontos visitados concentra-se em áreas sedimentares, especificamente sobre a formação Santana. Nos pontos representativos essa condição mostra-se evidente.

O campo foi realizado durante o período seco, no mês de novembro dessa forma, observaram-se poucos ambientes alagados durante a visita. Por esse motivo, notou-se que a maior parte das AUs possui regime intermitente, permanecendo alagada apenas durante um período ou em parte do ano. Esta condição ocorre de modo específico no período chuvoso, o qual se concentra no primeiro semestre. A partir da recarga do nível freático, as AUs podem ser alimentadas e permanecer nessa posição por certo período.

2790



QUADRO 1

Parâmetros utilizados na análise das áreas úmidas

Pontos representativos	Composição litológica	Presença de água superficial ou subsuperficial	Declividade	Altitude média
1	Formação Santana	Não (área de acumulação)	8-20% a 20-45% (ondulado a forte ondulado)	687 m
2	Formação Santana	Sim (água corrente)	8-20% (ondulado)	757 m
3	Formação Santana	Sim (água corrente)	20-45% (forte ondulado)	669 m
4	Complexo Granjeiro	Não (área de planície de inundação)	8-20% (ondulado)	642 m
5	Formação Santana	Parada (poço profundo)	8-20% (ondulado)	609 m
6	Corpo granitoide Bodocó	Parada (poço profundo)	0-8% (plano a suave ondulado)	657 m
7	Corpo granitoide Bodocó	Não (Vale preenchido)	0-8% (plano a suave ondulado)	545 m
8	Formação Exu	Não (área de acumulação)	8-20% (ondulado)	674 m

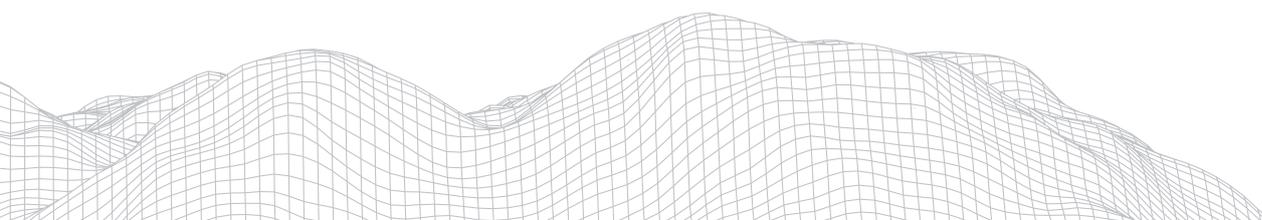
Fonte: Elaborado pelos autores (2021)

Frente ao exposto, ressalta-se que poucas áreas apresentam fluxo perene. Especificamente, considerando os pontos representativos, apenas os pontos 2 e 3 (figura 4 e 5) permanecem alagados durante todo o ano. Ambos situam-se no contato entre as formações Santana e Exu, ou seja, em ambiente sedimentar e expõe diferenças na declividade e altitude. Nas imagens 2 e 3 da figura 5, nota-se a presença da água superficial, o que confere ao ambiente condições para manutenção de AUs.

Estes ambientes encontram-se alocados em áreas de vales encaixados. O ponto 3 em uma área de vale mais estreito, se comparado ao ponto 2. Nesse sentido, as circunstancia geomorfológicas contribuem para a acomodação das AUs, todavia, a manutenção desses ambientes ocorre por meio do fluxo perene advindo de nascentes que alimentam estas áreas, assim como pequenos riachos.

Os pontos 1 e 5 (figura 4 e 5) também se encontram em áreas sedimentares (formação Santana), com declividade e altitude semelhante as pontos supramencionados. Entretanto, não apresentam AUs do tipo perene, o regime hídrico é intermitente. Isso ocorre em virtude da grande utilização dos ambientes para fins agrícolas, o que sobrecarrega o solo e exige grande disponibilidade hídrica. Além disso, no ponto 5, situado no município de Bodocó/PE, o solo é drenado, por meio de valas para facilitar o plantio de culturas. No local a presença de poços rasos é notável, isso significa que é encontrada água em subsuperfície e durante o período chuvoso ela encontra a cama mais superficial.

No ponto 1 em Barbalha/CE, embora situada em uma áreas sedimentar e ainda em uma zona de de barlavento, onde os índices pluviométricos são maiores, a AU não apresenta regime perene em virtude de se encontrar em uma área de vale alargado. Desse modo, esta condição associada ao uso do solo não favorecem a manutenção de AU com regime hídrico perene.



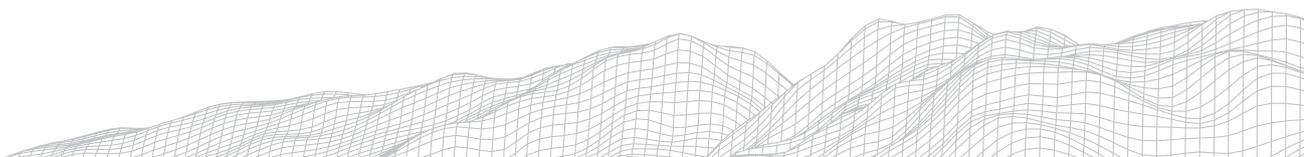
Os pontos 4, 6 e 7 localizam-se sobre rochas do embasamento cristalino, de modo específico sobre o Complexo Granjeiro e Corpo Granitoide Bodocó, respectivamente (figura 4). As AUs apresentadas por estes ambientes são de caráter intermitente, visto que passam parte do ano sem água em sua superfície. Constituem ambientes de acumulação de sedimentos, mesmo que de forma moderada, uma vez que apresentam declividades baixa, variando de plano a suave ondulada.

Ademais, estas áreas também são espaços usados para a agricultura e pecuária. Assim, parte da vegetação foi removida para tais fins, como expõe a figura 5, nestes referidos pontos. Assim, a ação do efeito tampão promovido pela vegetação é reduzido nessas áreas de tal modo que o sol consegue chegar à superfície com maior intensidade, possibilitando uma evaporação mais rápida.

Outro ponto que merece destaque e que justifica a presença de AUs intermitente em porções do noroeste e sul da Chapada e perenes em trechos da região nordeste, é o leve basculamento da Chapada do Araripe sentido NE e W, “[...] sendo assim duas direções preferenciais do fluxo em subsuperfície determinadas pelo mergulho das camadas estratigráficas [...]” (GUERRA, 2019, p. 61). Nota-se, portanto, que o mergulho em direção NE favorece o desenvolvimento de AUs com fluxo perene, como as observadas nos pontos 2 e 3.

O ponto 8, localizado no município de Jardim/CE, encontra-se sobreposto a formação Exu, constituindo uma área de acumulação de sedimentos com declividade moderada (figura 4). A AU presente neste ambiente também é composta por regime hídrico intermitente. A área é utilizada para agricultura e pecuária, com isso parte da vegetação nativa foi retirada. Dessa forma, o processo de degradação na área tornou-se intenso.

Além disso, destaca-se que a formação Exu é uma camada de arenitos grosseiros, os quais permitem a infiltração de modo intenso. Por esse motivo, o acúmulo de água de forma constante é dificultado em virtude desta condição geológica. Destaca-se ainda que a área apresenta uma incisão provocado pela movimentação da água. A abertura no solo é pouco profunda, sendo inundado por água apenas uma parte do ano, assim como a AU.



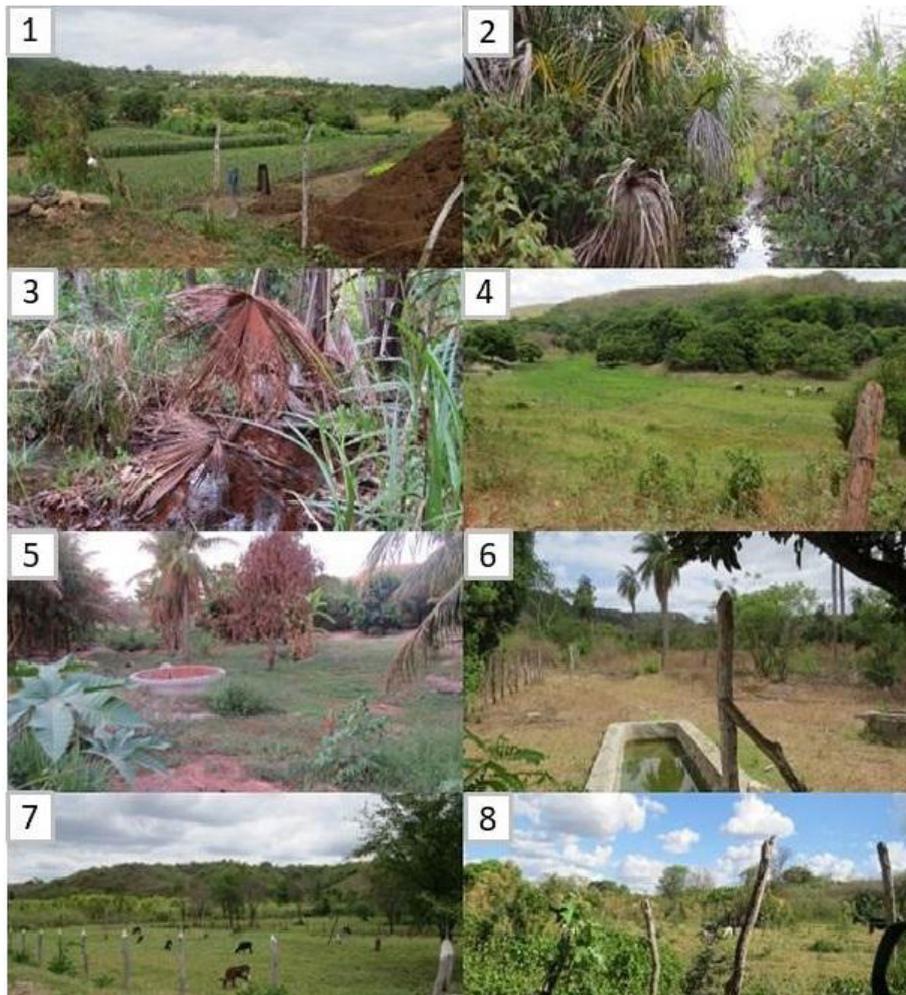


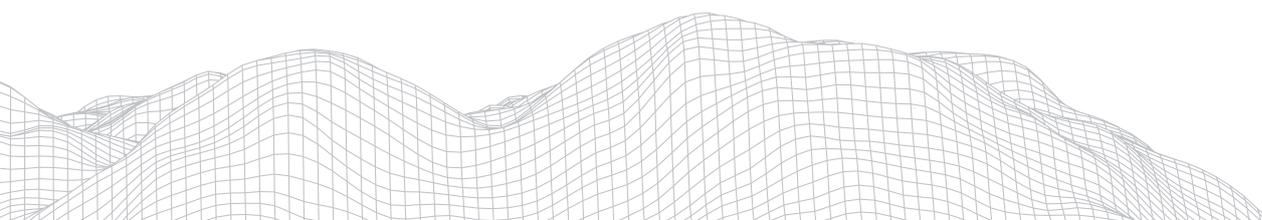
FIGURA 5: Imagens dos pontos representativos
Fonte: Imagens obtidas durante o trabalho de campo/Souza, 2020

Nesse contexto, nota-se que a estruturação e desenvolvimento das AUs dependem de áreas as quais permitam que o acúmulo de sedimentos seja superior ao de erosão. Os ambientes encontrados em trechos de vales encaixados são mais propensos ao desenvolvimento de AUs. Além disso, a conservação destes ambientes é essencial para manutenção das AUs, uma vez que algumas práticas do uso do solo podem comprometer a acomodação destes espaços.

Estas condições geomorfológicas associadas às condições geológicas e de conservação aumentam as possibilidades de desenvolvimento de AUs em trechos do sopé e encosta da Chapada do Araripe. A estruturação de camadas apresentada por esta morfoestrutura, como a sobreposição da formação Exu (permoporosa) na formação Santana (camada com características impermeáveis), permite que inúmeras nascentes aflorem e alimentem ambientes que poderão desenvolver tais áreas, a depender do contexto geomorfológico exposto.

4. Conclusões

A caracterização de AUs torna-se relevante para a compressão de modo mais acurado da sua dinâmica e seu funcionamento. Nesse sentido, caracterizá-las a partir da geologia e geomorfologia é buscar subsídios para entender o motivo pelo qual estes ambientes se desenvolvem em contextos climáticos adversos, a exemplo do semiárido brasileiro.

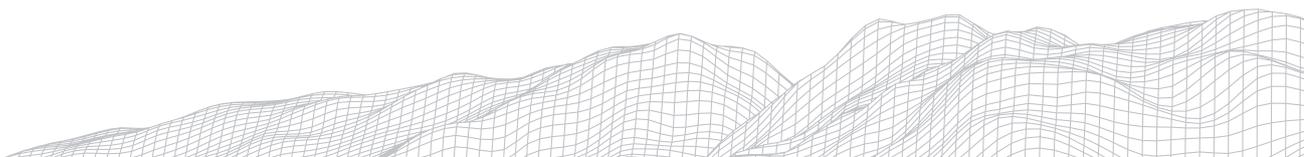


Este estudo relevou as dinâmicas expostas pelas AUs associadas a cabeceiras de drenagem na Chapada do Araripe, evidenciando as diferenciações encontradas, as quais derivam sobremaneira das condições hidrogeomorfológicas, atreladas a geologia.

Ademais, destaca-se ainda que a conservação do ambiente manifesta-se como elemento essencial na manutenção das AUs. Espaços onde a vegetação nativa é retirada, assim como a água superficial é drenada, não conseguem sustentar ambientes que possam desenvolver AUs. Por isso, estudos relativos à dinâmica destes ambientes se fazem necessários, uma vez que estes exibem a importância dessas áreas a partir da explicação da sua estrutura e seu funcionamento.

5. Referências

- CEARÁ. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da Mesorregião do Sul Cearense**. Fortaleza: FUNCEME, 2012.
- COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 2, p. 69-100, 2003.
- CUNHA, C. N da. PIEDADE, M. T. F. JUNK, W. J. **Classificação e delineamento das áreas úmidas brasileiras e de seus macrohabitats**. Recurso eletrônico (E-book): modo de acesso: www.editora.ufmt.br. Cuiabá, EdUFMT, 2015.
- DANTAS, M. E; FERREIRA, R. V; EDGAR SHINZATO, E; BRANDÃO, R. DE L; TEIXEIRA, W. G; FREITAS, L.C. **Geodiversidade da Chapada do Araripe: de Padre Cícero a Luiz Gonzaga**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. EMBRAPA Solos, 2018 **Cartilha**.
- DAROLD, F. R; IRIGARAY, C. T. J. H. **A Importância da Preservação das Áreas Úmidas como Mecanismo de Efetivação do Direito Constitucional ao Meio Ambiente Ecologicamente Equilibrado**. Revista Científica Multidisciplinar Núcleo do Conhecimento. Ano 03, Ed. 02, Vol. 05, pp. 198-213, Fevereiro de 2018.
- GUERRA, A.T; GUERRA, A. J. T; **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 6° ed. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, 2008.
- GUERRA, M. D. F. **Veredas da Chapada do Araripe: contexto ecogeográfico de subespaços de exceção no semiárido do estado do Ceará, Brasil**. Tese (Doutorado), Universidade Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2019, p. 37 a 162
- GUERRA, M. D. F; DE SOUZA, M. J. N; DA SILVA, E. V. Veredas da Chapada do Araripe: subespaços de exceção no semiárido do estado do Ceará, Brasil. **Ateliê Geográfico**, v. 14, n. 2, p. 51-66, 2020.
- GUIMARÃES, I. P. M. B; DIAS, P. H. R; FELIPPE, M. F. Áreas úmidas de cabeceiras de drenagem: investigações preliminares. XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza/CE. 11 a 15 de junho, 2019.
- LIMA, G. G de; MARÇAL, M; CORREA, A. C. de B; LIMA, F. J de. Landscape evolution of the Salamanca watershed, Araripe Plateau: Insights from a river channel morphological classification. **Journal of South American Earth Sciences**. p. 2-14, 2020.
- MANZANO, M; BORJA, F; MONTES, C. Metodología de tipificación hidrológica de los humedales españoles con vistas a su valoración funcional y a su gestión. Aplicación a los humedales de Doñana. **Boletín Geológico y Minero**, 113 (3), p. 313-330, 2002.
- PEULVAST, J-P; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015.
- TOOTH. S. GRENFELL, M. THOMAS, ANDREW, ELLERY, F. **Wetlands in Drylands: 'Hotspots' of Ecosystem Services in Marginal Environments**. GSDR 2015 Science Brief, 2015.



CLASSIFICAÇÃO DE PRAIAS ARENOSAS INTERMEDIÁRIAS POR MEIO DO USO DE ÍNDICES HIDRO- E MORFODINÂMICOS

2795

Breylla Campos Carvalho

Departamento de Oceanografia Geológica, Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Rua São Francisco Xavier, 524, Bloco E, sala 4028 – Rio de Janeiro – RJ CEP 20550-900

E-mail: breylla.carvalho@uerj.br

Josefa Varela Guerra

Departamento de Oceanografia Geológica, Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro

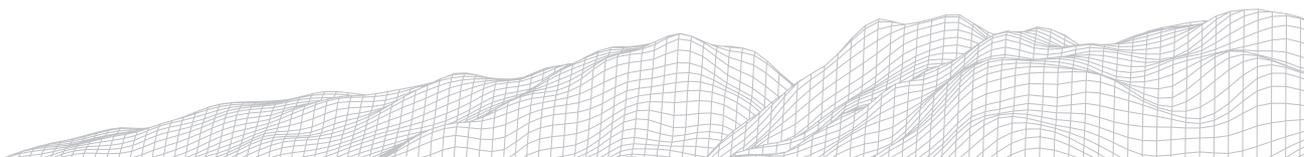
Rua São Francisco Xavier, 524, Bloco E, sala 4028 – Rio de Janeiro – RJ CEP 20550-900

E-mail: josefa@uerj.br

Resumo

O uso de índices hidro- e morfodinâmicos para parametrizar as características de uma praia é um trabalho recorrente, embora a validação com observações *in situ* seja raramente reportada na literatura. Assim, este trabalho avalia a aplicabilidade dos índices mais utilizados (número de Iribarren, coeficiente de gradação do surfe, parâmetro ômega e parâmetro delta) em praias arenosas intermediárias da cidade do Rio de Janeiro. Os índices foram confeccionados por meio de levantamentos topo-sedimentológicos e hidrodinâmicos realizados entre jul/2016 e out/2018. Avaliou-se a concordância entre eles e as observações *in situ*. Os resultados mostram que o número de Iribarren apresenta melhor concordância com o registro de campo. Os demais índices apresentam baixa concordância entre si e com as observações *in situ*. Desta forma, deve-se ter cautela na aplicação destes índices pois sua utilização para caracterizar dinamicamente praias arenosas intermediárias, sem o suporte de observações *in situ*, pode levar a prejuízos em projetos de gestão e de engenharia costeira.

Palavras-chave: número de Iribarren; coeficiente de gradação do surfe; parâmetro Ômega; parâmetro Delta; litoral fluminense



1. Introdução

A tentativa de modelar e classificar o ambiente praiial com base em seus processos e formas resultantes tem sido um esforço de diversos pesquisadores como por exemplo Dean (1973), Guza & Bowen (1975), Guza & Inman (1975), Chapell & Eliot (1979); Short, (1979), Wright et al. (1979), Wright & Short (1984), Wright et al. (1987). Neste sentido, as características das ondas na arrebentação constituem um parâmetro importante no entendimento da dinâmica e da variabilidade praiial e são amplamente empregadas nos estudos de engenharia costeira (e.g. ALTOMARE et al., 2014; KUMAR; PRASSAD, 2014; LÓPEZ-RUIZ et al., 2014; PIAN et al., 2014; RYBKIN et al., 2014; MATIAS et al., 2016; GARCIA-MEDINA et al., 2017; HUYNH et al., 2017).

A quantificação da transição da onda de águas profundas para águas rasas e a determinação de se e como ocorrerá a arrebentação foi primeiramente proposta por Iribarren e Nogales (1949), sendo conhecida como *parâmetro de gradação do surfe* (Equação 1):

$$\text{número de Iribarren } (\xi) = \frac{S}{\left(\frac{H_b}{L_\infty}\right)^{1/2}}$$

onde $S = \text{tg}\beta$, corresponde à declividade da praia (β , declividade em graus), H_b altura significativa da onda na arrebentação (m) e L_∞ é o comprimento de onda em água profunda (m). Battjes (1974) propôs que a expressão fosse chamada de *número de Iribarren* e associou os valores obtidos à classificação de Galvin (1968), estabelecendo limites aos tipos de ondas (Tabela 1).

Outro parâmetro empregado para classificar o tipo de onda na arrebentação é o *coeficiente de gradação do surfe* (Equação 2), proposto por Carrier e Greenspan (1958) e modificado por Guza e Bowen (1975) e Guza e Inman (1975):

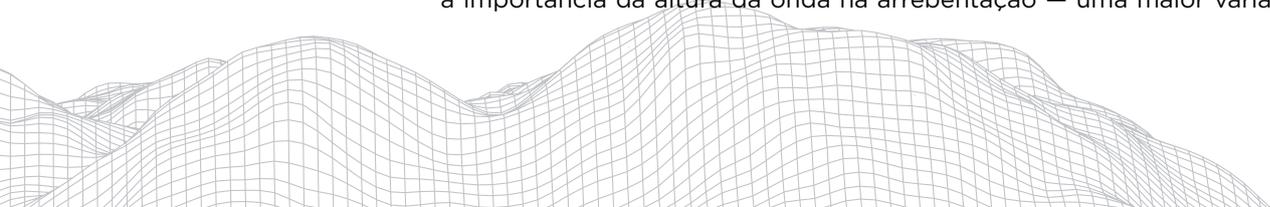
$$\text{coeficiente de gradação do surfe } (\varepsilon) = \frac{a_b 2\pi^2}{gT^2 \tan\beta^2}$$

onde a_b é a amplitude da onda na arrebentação (m), g é a aceleração da gravidade (ms^{-2}), T é o período médio das ondas $2\pi/\omega$ e corresponde à frequência angular da onda incidente (ω). Wright e Short (1984) propuseram uma classificação para os tipos de ondas na arrebentação baseando-se neste índice (Tabela 1).

No estudo da morfodinâmica costeira, uma das classificações mais utilizadas é a da Escola Australiana (WRIGHT; SHORT, 1984; SHORT, 2006), que se baseou no estudo de praias arenosas expostas à alta energia de ondas, sob regime de micromaré, em New South Wales, Austrália. Para classificar as praias os autores utilizaram o parâmetro ômega (DEAN, 1973) fornecido pela razão (Equação 3):

$$\text{parâmetro ômega } (\Omega) = \frac{H_b}{w_s T}$$

onde w_s é a velocidade média de decantação dos sedimentos na face de praia (ms^{-1}). De acordo com Calliari et al. (2003), este parâmetro indica se o grão de areia pode sedimentar, ou não, no tempo em que o fluxo da água se dirige à praia: em caso positivo produz-se um perfil mais refletivo (acrecção), em caso negativo, um perfil mais dissipativo (erosão). Este parâmetro também enfatiza a importância da altura da onda na arrebentação — uma maior variabilidade da



altura da onda resulta em sistemas praias de maior mobilidade (praias intermediárias). Wright et al. (1985) estabeleceram os valores médios do parâmetro ômega para cada estágio morfodinâmico (Tabela 1).

O uso amplo deste modelo em áreas em que o ambiente e as forças hidrodinâmicas são diferentes daquelas onde o modelo foi desenvolvido, culmina em resultados não condizentes com a realidade. Desta forma, é importante ressaltar a relevância da realização de modificações no modelo para que ele possa ser implementado satisfatoriamente em áreas distintas de sua aplicação original (SCOTT et al., 2011; LOUREIRO et al., 2013). Com o intuito de melhorar a classificação das praias intermediárias, Muehe (1998) desenvolveu o *parâmetro delta* (Equação 4):

$$\text{parâmetro delta } (\Delta) = \frac{(\text{sen}\beta \cdot D_{\text{esp}})/H_b}{T_{\text{esp}}/T}$$

onde, D_{esp} é a distância do espraio (m) e T_{esp} é a duração do espraio (s). A relação T_{esp}/T caracteriza o regime de fluxo proposto por Kemp e Plinston (1968). Se a relação é menor que 0,5 o regime é de fase baixa, ou seja, o fluxo e refluxo do espraio se completam antes da chegada de uma nova onda. Se a relação apresentar valores entre 0,5 e 1,0 é caracterizada como fase média, quando o ciclo é interrompido pela chegada de uma nova onda. Caso a relação apresente valores acima de 1,0 é caracterizada como fase alta, quando não ocorre refluxo.

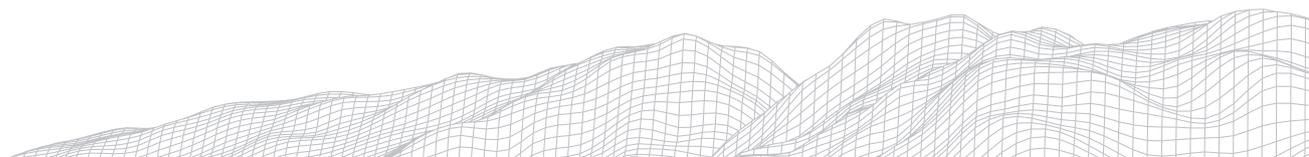
Muehe (1998) formulou o parâmetro delta ao considerar que a comparação entre os parâmetros da onda na zona de espraio e na arrebentação representaria um diagnóstico mais apurado do estágio morfodinâmico praias que o parâmetro ômega. Assim, o autor determinou os limites do parâmetro delta para cinco estágios morfodinâmicos (Tabela 1).

TABELA 1

Limites dos tipos de ondas e dos estágios morfodinâmicos

Tipo de onda	Valores limites	
	Número de Iribarren (ξ)	Coefficiente de gradação do surfe (ϵ)
Deslizante	< 0,5	>20,0
Colapsante	---	2,5 a 20,0
Mergulhante	0,5 a 3,3	---
Ascendente	> 3,3	\leq 2,5
Estágio Morfodinâmico	Parâmetro ômega (Ω)	Parâmetro delta (Δ)
Refletivo (R)	< 1,50	1,0 - 2,0
Terraço de baixa mar (TBM)	2,40	1,0 - 2,0
Bancos transversais (BT)	3,15	0,8 - 1,0
Banco e praia de cúspides (BPC)	3,50	---
Banco e calha longitudinal (BCL)	4,70	0,5 - 0,8
Dissipativo (D)	> 5,50	< 0,5

Fontes: Battjes, 1974; Wright e Short, 1984; Wright et al., 1985; Muehe, 1998.



Neste trabalho, realizado nas praias arenosas da Macumba e Recreio-Barra da Tijuca (cidade do Rio de Janeiro, SE do Brasil; Figura 1), os tipos de ondas na arrebentação e os estágios morfodinâmicos observados e calculados são comparados a partir dos índices apresentados na Tabela 1. A concordância ou não entre os resultados modelados e a realidade encontrada em campo são discutidos de modo a avaliar a aplicabilidade destes índices para classificar os tipos de ondas e os estágios praias em diferentes condições ambientais.

2. Área de estudo

Os arcos praias Macumba e Recreio-Barra da Tijuca localizam-se na zona oeste da cidade do Rio de Janeiro (Figura 1). A praia da Macumba tem 2,5 km de extensão e é limitada pelo canal de Sernambetiba a oeste e por um tombolo a leste. O arco Recreio-Barra da Tijuca tem 18 km de extensão e se estende do tombolo até o canal da Joatinga, a leste.

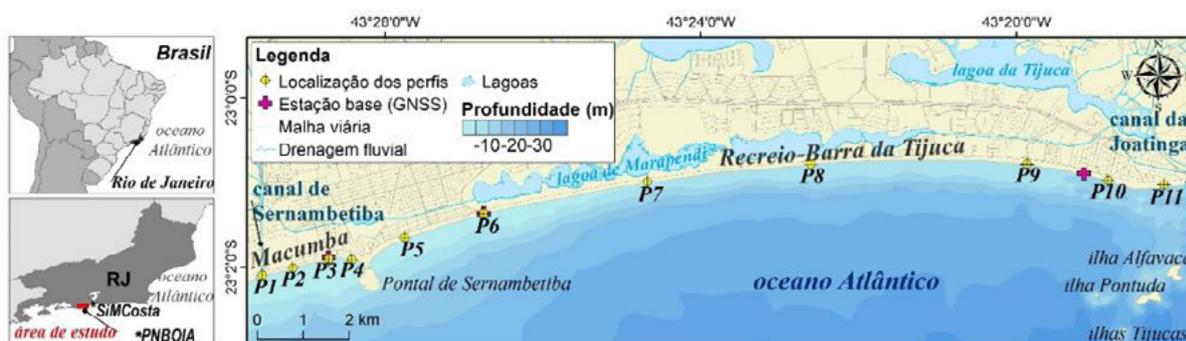


FIGURA 1: Localização dos pontos de monitoramento ao longo das praias da Macumba e Recreio-Barra da Tijuca. Projeção Universal Transversa de Mercator (datum horizontal: WGS 84, zona de referência: 23). Arquivos vetoriais na escala 1:25:000 (Brasil, 2016) e 1:10.000 (Rio de Janeiro, 2016).

A área de estudo insere-se num setor do litoral fluminense que é caracterizado por uma brusca inflexão para oeste, frequentemente ocorrendo em forma de duplos cordões paralelos separados por uma depressão estreita, resultando na retificação da linha de costa (MUEHE; VALENTINI, 1998). Nas praias da área de estudo, a declividade varia entre 2 e 10° e o tamanho médio dos sedimentos entre 0,3 e 0,7 mm – areias médias a grossas (CARVALHO et al., 2021).

O clima do litoral fluminense é caracterizado por altos valores de temperatura e umidade relativa com ventos calmos provenientes do quadrante norte e precipitação intensa no verão, estando o ano todo sob influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (DERECZYNSKI; MENEZES, 2015). A presença de sistemas frontais perturba a estabilidade do ASAS, ocasionando mudanças atmosféricas, como aumento de nebulosidade, precipitação e intensificação dos ventos.

Sobre o clima de ondas, o cenário de tempo bom caracteriza-se por ondas de curto período e direção nordeste e leste, enquanto que durante cenários de tempestade são mais comuns ondas de longo período e do quadrante sul (NASCIMENTO, 2013; CARVALHO et al., 2020). Na área de estudo, a altura das ondas na arrebentação varia de 0,5 e 2,3 m, o período de 9 a 17 s e a direção de 120 a 190° (CARVALHO et al., 2021). A região encontra-se sob regime de micromaré, com direção de propagação leste-oeste (HARARI; CAMARGO, 1994).

3. Materiais e métodos

Os dados utilizados para confecção dos índices morfodinâmicos foram adquiridos em onze perfis praias distribuídos ao longo das praias da Macumba e Recreio-Barra da Tijuca (Figura 1), entre julho de 2016 e outubro de 2018, totalizando vinte e duas campanhas amostrais com levantamento topográfico, coleta de sedimentos e observação visual de ondas.

3.1 Levantamento topográfico

Para o levantamento topográfico dos onze perfis e das estações base foi utilizado um par de GNSS modelo Atlas Link da Hemisphere no modo diferencial pós processado, com acurácia de ~4 cm (HEMISPHERE, 2015), adquiridos com frequência de 1 Hz. Os dados das estações base foram processados em relação às estações da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos sistemas GNSS1 (RBMC) e os dados dos perfis, processados em relação às estações base corrigidas, por meio do programa GNSS Solutions™. Na campanha amostral de dezembro/2016 o levantamento foi realizado com auxílio de nível (teodolito) e mira de encaixe (régua graduada) para o nivelamento geométrico enquanto que em junho/2017 os perfis P9, P10 e P11 foram levantados com baliza de Emery (EMERY, 1961), devido a um problema técnico em um dos GNSS.

3.2 Análise granulométrica

Em todas as campanhas cerca de 200 g de amostras de sedimentos foram coletadas com uma pá na face de praia dos perfis praias. Para a análise granulométrica, realizou-se o pré-tratamento das amostras conforme Krumbein e Pettijohn (1938), com eliminação dos sais solúveis, de matéria orgânica e carbonatos, separação das frações de areia por peneiramento e cálculo dos parâmetros estatísticos. Como todas as amostras eram compostas por sedimentos grossos (> 0,062 mm), foram submetidas ao peneiramento em 13 frações, indo de -2 phi (4,00 mm) a 4 phi (0,062 mm), com intervalos de 0,5 phi. Calculou-se o tamanho médio e o grau de selecionamento de cada amostra através do programa GRADISTAT versão 8.0 (BLOTT; PYE, 2001), baseando-se no modelo de Folk e Ward (1957).

A velocidade de decantação dos grãos (w), utilizada para o cálculo do parâmetro ômega, é frequentemente calculada segundo Stokes (1850) (Tabela 2; Equação 5), onde ρ_s é a densidade do sedimento (gcm^{-3}), ρ é a densidade da água, D o diâmetro médio do sedimento (mm) e μ é a viscosidade dinâmica da água (gcm^{-1}). No entanto, ao comparar os valores de w obtidos pela Equação 5 com os valores oriundos de sua determinação a partir de tubos de sedimentação (p. ex. MUEHE, 1998; SCOTT et al., 2011), verificou-se a ocorrência de discrepâncias significativas que, por sua vez, influenciavam os valores dos índices mostrados na Tabela 1. Por essa razão, foram testadas outras fórmulas empíricas (Tabela 2; Equações 6 a 13; Figura 2), optando-se pela utilização daquela proposta por Zhiyao et al. (2008) para cálculo do parâmetro ômega. Esta escolha aumentou o número de casos em que o parâmetro ômega calculado e o obtido pela observação visual resultaram em valores mais próximos.

1 Disponível em: https://ww2.ibge.gov.br/home/geociencias/download/tela_inicial.php?tipo=8

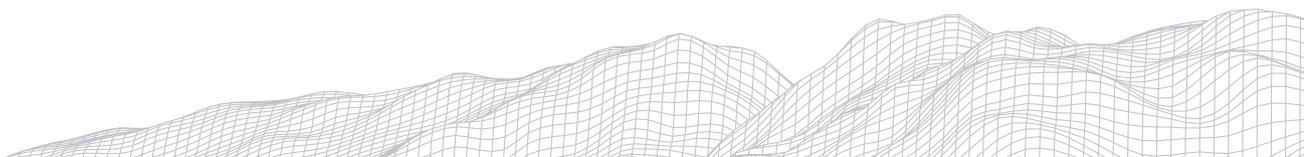
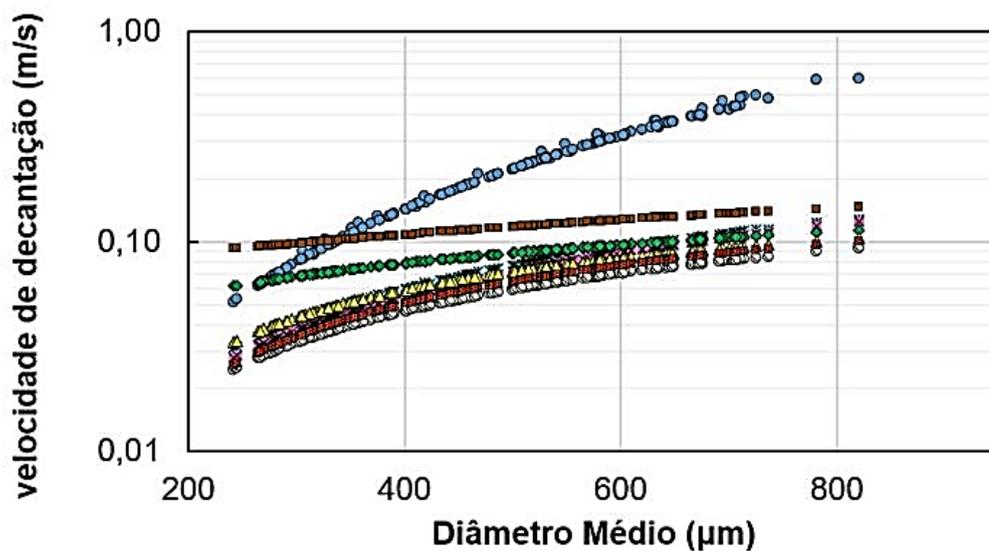


TABELA 2

Fórmulas empíricas testadas para o cálculo da velocidade decantação dos sedimentos.

Referência	Fórmula	Equação
Stokes (1850)	$w_s = \frac{(\rho_s - \rho)gD^2}{18\mu}$	(Eq. 5)
Gibbs et al. (1971)	$w_G = \frac{-3\eta\sqrt{9\eta^2 + gr^2\rho(\rho_s - \rho)}(0,015476 + 0,1941r)}{\rho(0,011607 + 0,14881r)}$	(Eq. 6)
Baba e Komar (1981)	$w_{BK} = 0,977w_G^{0,913}$	(Eq. 7)
Dietrich (1982)	$w_D = R_3 10^{R_1 + R_2}(s - 1)gu^{1/3}$	(Eq. 8)
Van Rijn (1993)	$w_{VR} = \frac{1}{18}(s - 1)\frac{gd^2}{v}$	(Eq. 9)
Soulsby (1997)	$w_{SB} = \frac{10,36v}{d} \left[\left(1 + 0,156 \frac{(s - 1)gd^3}{16v^2} \right)^{0,5} - 1 \right]$	(Eq. 10)
Cheng (1997)	$w_{CH} = \frac{v}{d} \left(\sqrt{25 + 1,2d_*^2} - 5 \right)^{1,5}$	(Eq. 11)
Camenen (2007)	$w_{CA} = \frac{v}{d} d_*^3 \left[\left(\frac{3A}{4} \right)^{2/n} + \left(\frac{3B}{4} d_*^3 \right)^{1/n} \right]^{-n/2}$	(Eq. 12)
Zhiyao et al. (2008).	$w_Z = \frac{v}{d} d_*^3 [38,1 + 0,93d_*^{12/7}]^{-7/8}$	(Eq. 13)

Legenda: μ / η : viscosidade dinâmica da água; ρ_s/ρ : densidade do sedimento; r : raio do tamanho médio do sedimento; v : viscosidade cinemática da água; d^* : diâmetro adimensional da partícula; A/B : coeficientes de calibração.



● wS × wG ◆ wBK × wD ◆ wVR ▲ wSB ○ wCH ■ wCA ■ wZ

Figura 2: Velocidade de decantação dos grãos a partir da fórmula de Stokes (1850) (wS); Gibbs et al. (1971) (wG); Baba e Komar (1981) (wBK); Dietrich (1982) (wD); Van Rijn (1993) (wVR); Soulsby (1997) (wSB); Cheng (1997) (wCH); Camenen (2007) (wCA); Zhiyao et al. (2008) (wZ).

3.3 Observação de ondas

Por meio de observação visual foram obtidos o tipo de onda na arrebentação (mergulhante, colapsante / frontal, ascendente ou deslizante) e cronometrado o período do espraimento (T_{esp}), que corresponde ao tempo que a onda leva para percorrer a distância entre a posição do máximo refluxo e o limite máximo que atinge na face de praia (KEMP; PLINSTON, 1968). Também foram medidas a distância do espraimento das ondas na face de praia (D_{esp}) e o período de espraimento-refluxo (T_s). Dados de ondas em águas profundas – altura significativa da onda (H_s), período de pico (T_p) e direção de pico – foram adquiridos a partir de uma boia meteo-oceanográfica do programa PNBOIA², da Marinha do Brasil, localizada a cerca de 140 km a leste da área de estudo, numa área com profundidade local de ~200 m (boia Cabo Frio; 23,63°S e 42,20°W). Complementarmente, foram obtidos os registros das boias-oceanográficas do projeto SiMCosta³, posicionadas em Copacabana, ~15 km a leste da área de estudo, para caracterização das ondas em águas rasas (Figura 1).

3.4 Confeção de índices morfodinâmicos

A partir dos dados adquiridos durante as campanhas amostrais foi possível calcular os índices hidro- e morfodinâmicos. Para comparar os tipos de arrebentação da onda foram usados o número de Iribarren (ξ) (IRIBARREN; NOGALES, 1949) e o coeficiente de gradação do surfe (ϵ) (CARRIER; GREENSPAN, 1957); já os estágios morfodinâmicos foram calculados através do parâmetro ômega (Ω) (DEAN, 1973) e do parâmetro delta (Δ) (MUEHE, 1998). A altura significativa da onda na arrebentação foi obtida a partir da propagação de ondas de águas profundas para águas rasas no programa Delft3D (módulo Wave; detalhes em CARVALHO, 2019).

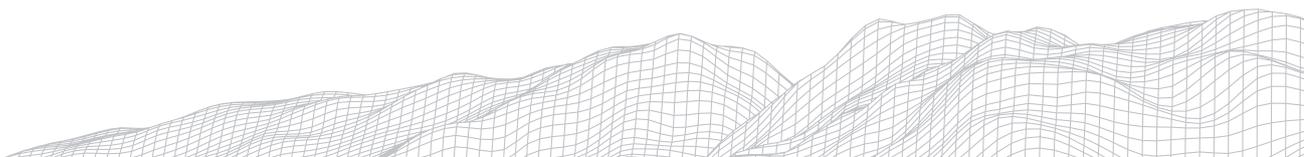
4. Resultados e discussão

4.1 Condições oceanográficas e morfológicas das praias estudadas

Entre julho/2016 e janeiro/2018, as ondas em águas profundas (medidas na boia Cabo Frio) variaram entre os quadrantes L e SO; embora as ondas de L tenham sido as mais frequentes, as do quadrante S foram mais energéticas, com alturas de até 5 m e períodos de 18 s em alguns episódios. A observação visual de ondas (Figura 3a) mostra que os tipos de quebra colapsante (frontal) e mergulhante são os mais recorrentes, sendo mais frequente o tipo mergulhante no setor oeste da praia da Macumba e ao longo dos setores oeste e central do arco Recreio-Barra da Tijuca (média de 63%). O tipo colapsante predomina nos setores leste dos arcos praias da Macumba e Recreio-Barra (média de 54%).

2 Dados disponíveis em: <http://www.goosbrasil.org/pnboia>

3 Dados disponíveis em: <http://www.simcosta.furg.br/>



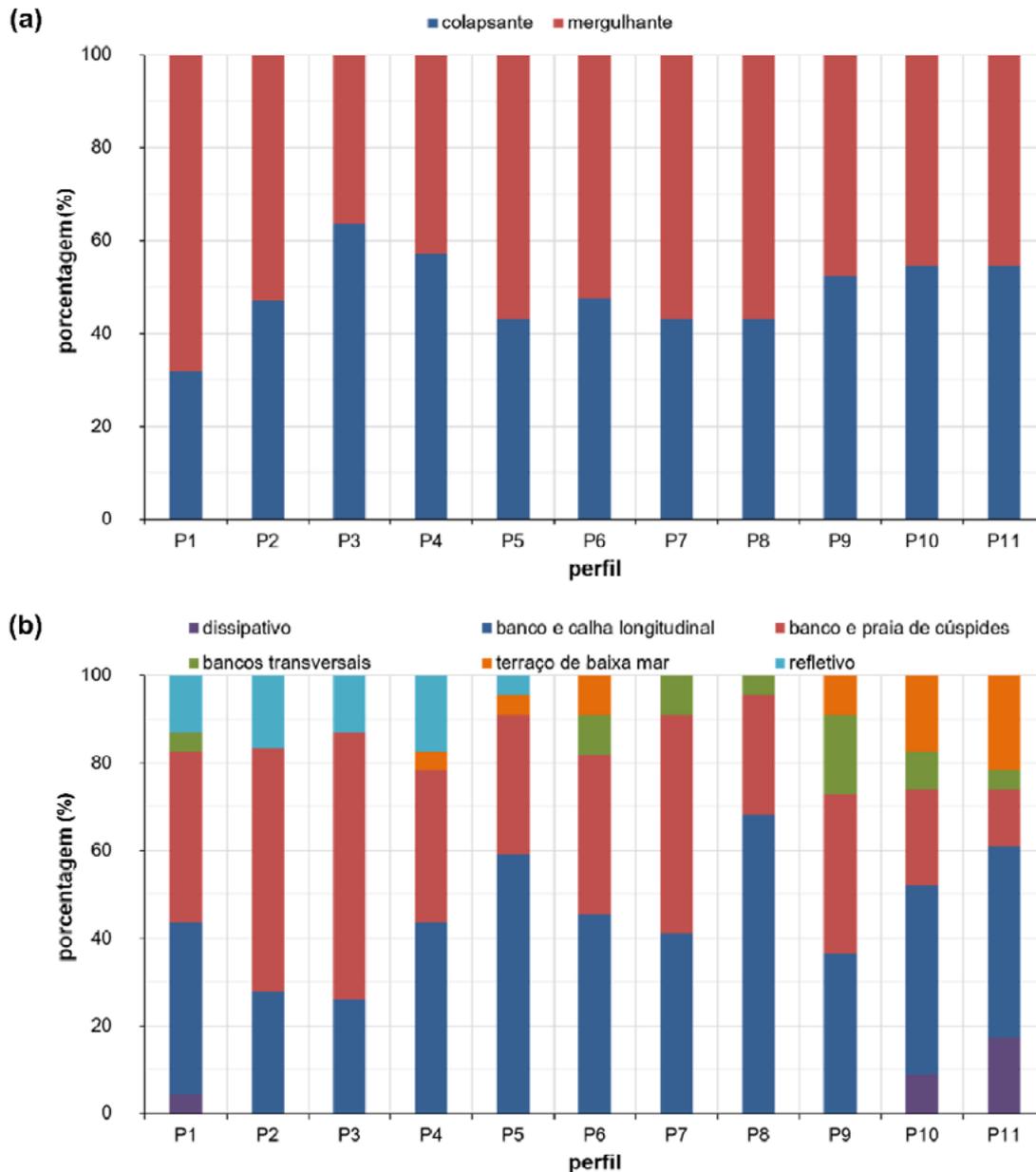


FIGURA 3: Observação visual nas praias da Macumba e Recreio-Barra da Tijuca: (a) tipos de onda na arrebentação; (b) estados morfodinâmicos. Localização dos perfis na Figura 1.

Em geral, o tamanho médio dos grãos diminui de oeste para leste; a classe areia grossa predomina desde a Macumba até a área central do arco Recreio-Barra, enquanto a classe areia média predomina no restante do arco Recreio-Barra. Em relação ao grau de seleção das amostras, na Macumba predominam amostras que variam de muito bem selecionadas a moderadamente selecionadas, enquanto que no arco Recreio-Barra predominam amostras muito bem e bem selecionadas.

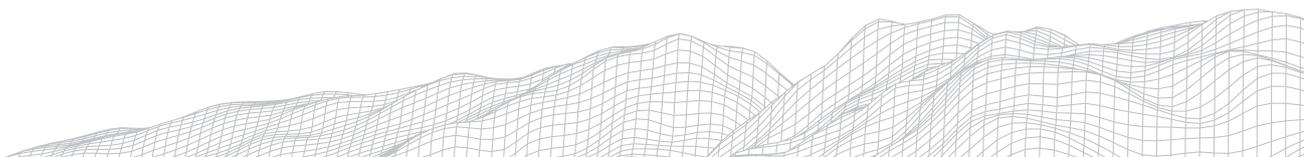
Ao longo do período de monitoramento, observações visuais dos estágios morfodinâmicos foram documentados para todos os perfis (Figura 3b). De modo geral, o estágio mais frequente é de banco e calha longitudinal (43%), predominante no arco Recreio-Barra, seguido do estágio banco e praia de cúspides (34%), predominante na praia da Macumba. Em cerca de 15% do período de monitoramento, houve a ocorrência do estágio refletivo nos perfis da praia da Macumba, enquanto que o outro extremo, o estágio dissipativo, foi registrado cerca de 13% do tempo no extremo leste do arco Recreio-Barra. Ainda neste

último setor, entre os perfis P6 e P11 foi registrada a ocorrência do estágio bancos transversais (-10%). Por fim, nos perfis P10 e P11, o estágio terraço de baixa mar foi documentado em 20% dos registros.

4.2 Aplicação dos índices morfodinâmicos

Os resultados obtidos com o cálculo do número de Iribarren (ξ), se encontram dentro da classe de ondas mergulhantes, ao passo que os resultados obtidos com o coeficiente de gradação do surfe (ϵ) mostram o predomínio do tipo de quebra ascendente (Figura 4a). Na Figura 4b são comparados os resultados estimados com os observados em campo. Nota-se que o coeficiente de gradação do surfe apresentou os piores resultados (apenas 14% dos valores calculados concordaram a observação visual) pois, segundo a classificação proposta, a maioria das ondas seria classificada como ascendente, um tipo de arrebentação que não foi registrado na área de estudo durante as campanhas amostrais. Já os resultados oriundos da aplicação do número de Iribarren foram mais satisfatórios, com média de 52% de concordância em cada perfil.

A aplicação do parâmetro ômega (Ω) resultou na concentração dos valores no estado refletivo, seguido do estado intermediário terraço de baixa mar. Já os resultados obtidos pelo parâmetro delta (Δ), mostram valores concentrados nos estados dissipativo, banco e calha longitudinal e bancos transversais (Figura 4c). Ao comparar os índices calculados às observações visuais (Figura 4d), há frequência maior dos casos em que nenhum índice e nem a observação visual concordam (>50%). Contudo, ainda assim é possível constatar duas tendências: (1) no setor oeste da praia Macumba, entre os perfis P1 e P2, há maior percentual de concordância entre o parâmetro delta e a observação visual e (2) no setor leste da praia da Macumba e no arco praial Recreio-Barra há maior percentual de concordância entre o parâmetro ômega e a observação visual.



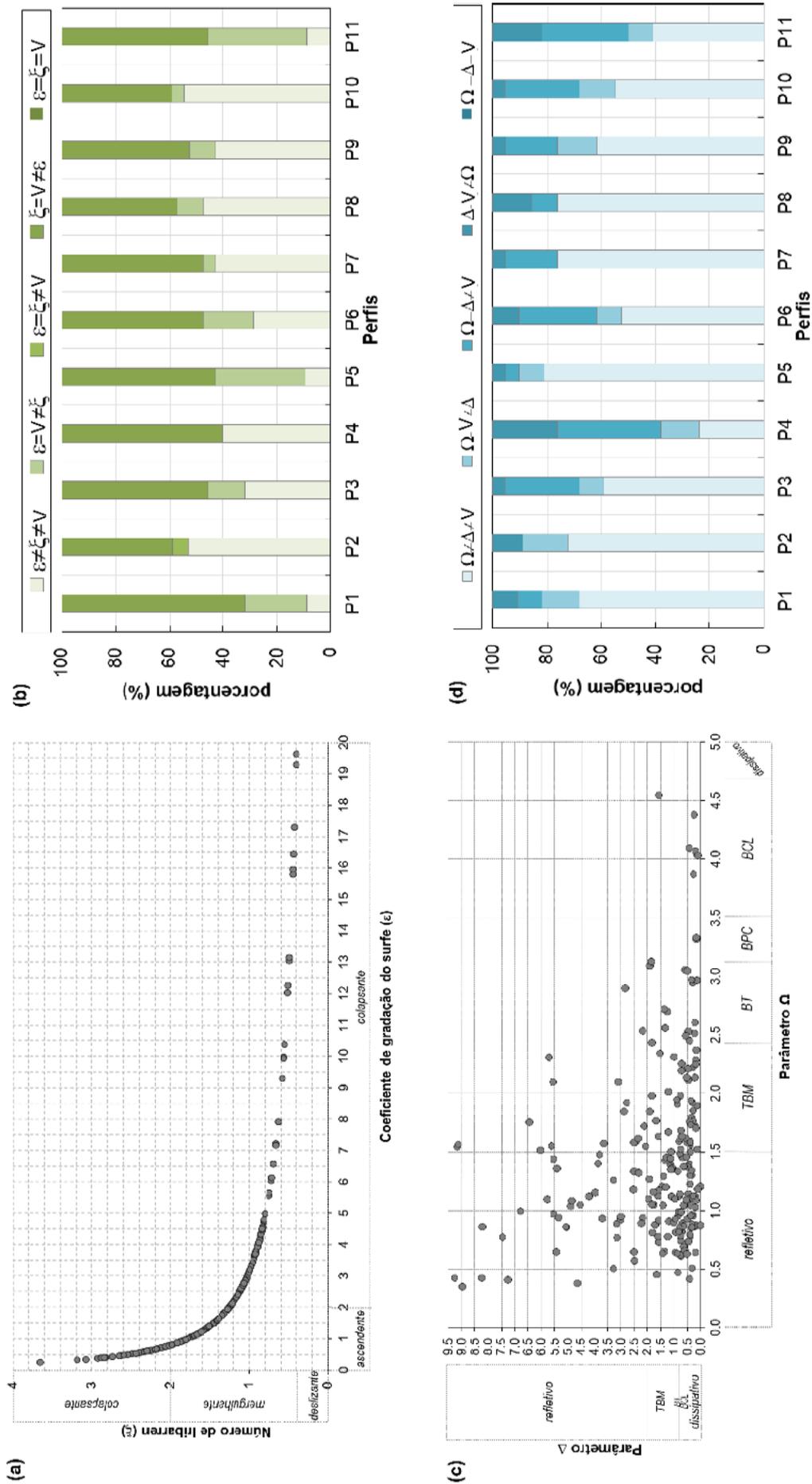


Figura 4: Aplicação dos índices morfodinâmicos nas praias da Macumba e Recreio-Barra da Tijuca: (a) comparação dos tipos de arrebatção das ondas segundo o número de Iribarren e o coeficiente de gradação do surfe; (b) frequência de concordância entre os índices de tipo de arrebatção das ondas e a observação visual; (c) comparação dos estados morfodinâmicos segundo o parâmetro Ω e o parâmetro Δ ; (d) frequência de concordância entre os índices morfodinâmicos e a observação visual; em nenhum perfil obteve-se o mesmo estado morfodinâmico (% $\Omega/\Delta = V = 0$). TBM: traço de baixa mar; BT: bancos transversais; BPC: bancos e praia de cúspides; BCL: banco e calha longitudinal; ϵ : coeficiente de gradação do surfe; ξ : número de Iribarren; V: observação visual; Ω : parâmetro Ω ; Δ : parâmetro Δ .

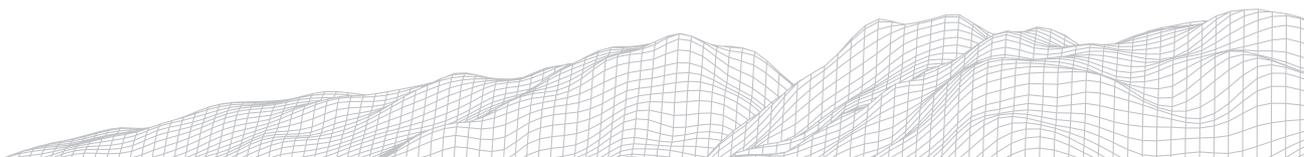
A análise do registro das boias oceanográficas permitiu observar que no período entre abril e outubro aumenta a frequência de ondas de maior altura e período, configurando a intensificação da agitação marítima próximo à costa, sempre em associação com ondas provenientes do quadrante sul. Este fato já foi observado no mesmo arco praiial por Bulhões (2010) e Nemes, Criado-Sudau e Gallo (2019), e em outros locais do litoral fluminense por Machado, Alves e Fernandez (2010), Klumb-Oliveira, Pereira e Leão (2015), Parente, Nogueira e Ribeiro (2015) e Lins-de-Barros, Klumb-Oliveira e Lima (2018).

Ao longo dos dois anos de monitoramento das praias da Macumba e Recreio-Barra, observou-se que o tipo de arrebentação mergulhante (ondas destrutivas, segundo Bird, 2008) foi mais frequente em momentos de tempestade, entre abril e outubro, enquanto o tipo de arrebentação colapsante foi mais frequente durante momentos de tempo bom, de novembro a março. Em trabalho realizado por Bulhões (2010), além destes dois tipos, também se verificou a presença do tipo deslizante. No entanto, o autor não faz referência a quaisquer relações entre os tipos de ondas na arrebentação e o período do ano de sua ocorrência, inviabilizando comparações com os resultados do presente estudo.

Todos os estados morfodinâmicos propostos por Wright & Short (1984), ao menos suas principais características, foram observados nos arcos praiiais (Figura 5), sendo que os estados banco e calha longitudinal e banco e praia de cúspides foram os mais frequentes em todos os perfis (Figura 4). Contudo, observa-se que os estados terraço de baixa mar e bancos transversais foram registrados em momentos de maior agitação marítima, entre abril e outubro. Excetuando-se o estado dissipativo, Bulhões (2010) encontrou a predominância dos estados terraço de baixa mar e refletivo no arco praiial Recreio-Barra entre os anos de 2004 e 2005. No entanto, o autor não descreveu a variação intra-anual destes estados, fato que possibilitaria compreender se houve mudanças ou não na resposta morfodinâmica das praias em condições de tempo bom e tempestade.

A análise da literatura disponível mostra que na área de estudo foram realizados poucos trabalhos dedicados à avaliação da morfodinâmica costeira e que, em geral, a aplicação de índices morfodinâmicos não foi comparada com observações registradas em campo. Diante de um panorama de alta variabilidade morfológica e hidrodinâmica, como é observado na área estudo, a configuração morfodinâmica das praias será o resultado de complexas interações entre forma e processo, fato este que pode explicar os péssimos resultados encontrados através da aplicação dos índices morfodinâmicos, já que os mesmos se limitam a determinados parâmetros e não a todo conjunto de fatores que moldam a praia. Neste sentido, o estudo e incorporação das condições oceanográficas prévias às campanhas amostrais é fundamental para uma melhor calibração dos índices.

A aplicação de índices e a análise do grau de sua concordância com a observação visual já foi discutida por diversos pesquisadores (por exemplo MUEHE, 1998; JIMÉNEZ et al., 2008; MARTÍNEZ; SALINAS, 2009). De acordo com Veas et al. (2016), as incongruências podem ser resultado da baixa capacidade de discriminação dos estágios (WRIGHT et al., 1979), do controle geológico (JACKSON et al., 2005), da variabilidade praiial e do clima de ondas local (GÓMEZ-PUJOL et al., 2007), além das mudanças granulométricas dos sedimentos (GALLAGHER et al., 2011). Vale ainda destacar que durante a construção dos modelos morfodinâmicos de Wright e Short (1984), os pesquisadores utilizaram uma série temporal de 7 anos de dados diários de ondas e de sedimentos das praias australianas, o que possibilitou o refinamento do modelo.



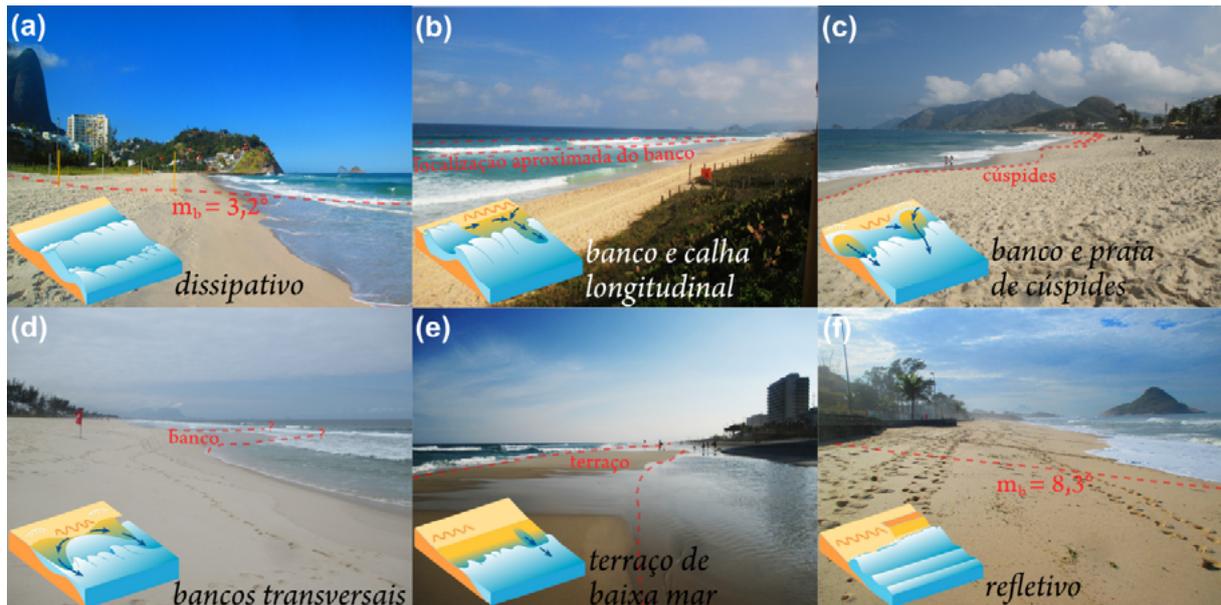


Figura 5: Estágios morfodinâmicos na área de estudo: (a) P11 em 20/07/2017; (b) P7 em 25/07/2018; (c) P3 em 25/07/2018; (d) P5 em 15/08/2018; (e) P11 em 25/07/2018; (f) P2 em 20/07/2017. Diagramas esquemáticos de Short e Jackson (2013). m_b = declividade da face de praia em graus.

Diante dos resultados apresentados, pode-se afirmar que, quando a observação visual se refere a uma classe extrema (estado refletivo ou dissipativo), há maior chance de concordância com os índices morfodinâmicos calculados. Na praia da Macumba, por exemplo, em algumas campanhas amostrais a praia apresentou-se num estado refletivo, o mesmo encontrado através do emprego do parâmetro ômega. Por outro lado, no extremo leste do arco praiial Recreio-Barra o estado praiial dissipativo, determinado pelo parâmetro delta, foi o mesmo registrado durante a campanha amostral. A respeito deste comportamento, é possível supor que a variabilidade da declividade das praias estudadas influencia os resultados dos índices que usam tal parâmetro, tornando-os sensíveis à precisão das medições. No caso do parâmetro delta, que não apresentou resultados satisfatórios nas classes refletivas e intermediárias, a variabilidade da declividade pode ter sido um dos fatores negativos, bem como as imprecisões das mensurações da duração e da distância do espriamento. Ao comparar os resultados dos parâmetros ômega e delta, ambos apresentam resultados insatisfatórios para as classes intermediárias, classe mais frequente nas praias analisadas. O coeficiente de gradação do surfe apresentou um número ínfimo de resultados concordantes, ao contrário do número de Iribarren, em que a quase totalidade dos resultados mostrou concordância entre as condições modeladas e as observadas. Desta forma, é possível calibrar este índice de modo que os resultados possam ser substancialmente melhorados.

Um dos problemas enfrentados, não apenas neste trabalho, mas em outras partes do mundo, é a falta de um contínuo monitoramento das condições morfológicas e hidrodinâmicas das áreas costeiras, possibilitando uma análise de longo prazo e a calibração dos índices, ou até mesmo a configuração de novos índices, que atendam a realidade local. Diante desta constatação, é necessário cuidado na aplicação destes índices em estudos de obras de engenharia ou gerenciamento costeiro, pois podem ocorrer prejuízos não apenas materiais, como também socioeconômicos.

Conclusões

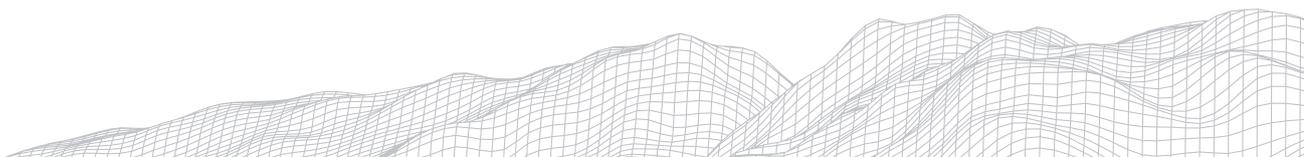
Este trabalho buscou avaliar a aplicabilidade do uso de índices hidro- e morfodinâmicos a um setor do litoral do Rio de Janeiro composto por praias oceânicas arenosas, expostas a eventos de tempestade e altamente urbanizadas em quase toda sua extensão. A complexidade morfodinâmica encontrada nas praias estudadas e os resultados insatisfatórios na aplicação de índices morfodinâmicos – exceto o número de Iribarren, que apresentou valores condizentes com as condições observadas – permitem afirmar que deve-se evitar o uso indiscriminado de índices sem uma reflexão sobre a fidedignidade dos resultados, pois índices não deixam de ser parametrizações daquilo que é observado e, para fornecerem resultados corretos, precisam ser repensados e reformulados.

Agradecimentos

BCC agradece à CAPES pela concessão das bolsas de doutorado e doutorado sanduíche. Aos alunos e técnicos do LOG/FAOC/UERJ e GeoMarinha/IGeo/UFRJ, aos técnicos da Sight e da GPS Office, e a Edward Southgate e Christopher Lashley (TU Delft) pelas discussões sobre engenharia costeira.

Referências

- ALTMARE, C.; CRESPO, A. J. C.; DOMÍNGUEZ, J. M.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; SUZUKI, T.; VERWAEST, T. Applicability of smoothed particle hydrodynamics for estimation of sea wave impact on coastal structures. **Coastal Engineering**, v. 96, p. 1-12, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.11.001>
- BABA, J.; KOMAR, P. D. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 51, n. 2, p. 631-640, 1981.
- BATTJES, J. A. **Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves**. 1974. 244 f. Tese (Doutorado em Engenharia Costeira) – Civiele Techniek en Geowetenschappen, Technische Universiteit Delft, Delft, 1974.
- BLOTT, S. J.; PYE, K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistic package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, p. 1237-1248, 2001.
- BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Base cartográfica vetorial contínua do estado do Rio de Janeiro na escala 1:25.000**. 2017. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/cartas_e_mapas/bases_cartograficas_continuas/bc25/rj>. Acesso em: 31 jul. 2019.
- BULHÕES, E. M. R. Condições Morfodinâmicas Associadas a Afogamentos. Contribuição à Segurança nas Praias Oceânicas da Cidade do Rio de Janeiro. **Sociedade & Natureza**, v. 22, n. 1, p. 121-140, 2010.
- CALLIARI, L. J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO, J. R. E. Morfodinâmica praial - uma breve revisão. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 51, p. 63-78, 2003.
- CAMENEN, B. Simple and general formula for the settling velocity of particles. **Journal of Hydraulic Engineering**, v.133, n. 2, p.229-233, 2007.
- CARRIER, G. F., GREENSPAN, H. P. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 4, p. 97-109, 1958.
- CARVALHO, B. C. **Variabilidade da resposta da linha de costa aos condicionantes hidrodinâmicos e às oscilações do nível do mar no litoral sul fluminense**. 2019. 192 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.
- CARVALHO, B. C.; DALBOSCO, A. L. P.; GUERRA, J.V. Shoreline position change and the relationship to annual and interannual meteo-oceanographic conditions in Southeastern Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 235, 106582,



2020. <https://doi.org/10.1016/j.jecss.2020.106582>

CARVALHO, B. C.; LINS-DE-BARROS, F. M.; SILVA, P. L.; PENA, J. N.; GUERRA, J. V. Morphological variability of sandy beaches due to variable oceanographic conditions: a study case of oceanic beaches of Rio de Janeiro city (Brazil). **Journal of Coastal Conservation**, v.25, 28, 2021. <https://doi.org/10.1007/s11852-021-00821-8>

CHENG, N. S. Simplified settling velocity formula for sediment particle. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 123, n. 2, p. 149-152, 1997.

CHAPPELL, J.; ELIOT, I. G. Surf-beach dynamics in time and space - An Australian case study, and elements of a predictive model. **Marine Geology**, v. 32, n. 3-4, p. 231-250, 1979.

DEAN, R. G. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In: Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone, 1., 1973, Sydney. **Anais...** Sydney: Institution of Engineers, 1973, p. 208-214.

DERECZYNSKI, C. P.; MENEZES, W. F. Meteorologia da Bacia de Campos. In: MARTINS, R. P.; GROSSMANN-MATHESON, G. S. (Eds.). **Meteorologia e Oceanografia**. Rio de Janeiro: Elsevier Editora Ltda., 2015, p. 1-54.

DIETRICH, W. E. Settling velocity of natural particles. **Water Resource Research**, v. 18, n. 6, p. 1615-1626, 1982.

EMERY, K. O. A simple method of measuring beach profiles. **Limnology and Oceanography**, v. 6, p. 90-93, 1961.

FOLK, R.; WARD, W. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, n. 1, p. 3-26, 1957.

GALLAGHER, E. L.; MACMAHAN, J. H.; RENIERS, A. J. H. M.; BROWN, J. A.; THORNTON, E. B. Grain size variability on a rip-channeled beach, **Marine Geology**, v. 287, p. 43-53, 2011.

GALVIN, C. J. Breaker type classification on three laboratory beaches. **Journal of Geophysical Research**, v. 73, p. 3651-3659, 1968.

GARCÍA-MEDINA, G.; ÖZKAN-HALLER, H. T.; HOLMAN, R. A.; RUGGIERO, P. Large runup controls on a gently sloping dissipative beach, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, p. 5998-6010, 2017.[doi:10.1002/2017JC012862](https://doi.org/10.1002/2017JC012862).

GIBBS, R. J., MATTHEWS, M. D., LINK, D. A. The relationship between sphere size and settling velocity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 41, p. 7-18, 1971.

GÓMEZ-PUJOL, L.; ORFILA, A.; CAÑELLAS, B.; ALVAREZ-ELLACURIA, A.; MÉNDEZ, F. J.; MEDINA, R.; TINTORÉ, J. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. **Marine Geology**, v. 242, n. 4, p. 235-246, 2007.

GUZA, R. T., BOWEN, A. J. The resonant instabilities of long waves obliquely incident on a beach. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, p. 4529-4534, 1975. <https://doi.org/10.1029/Jc080i033p04529>

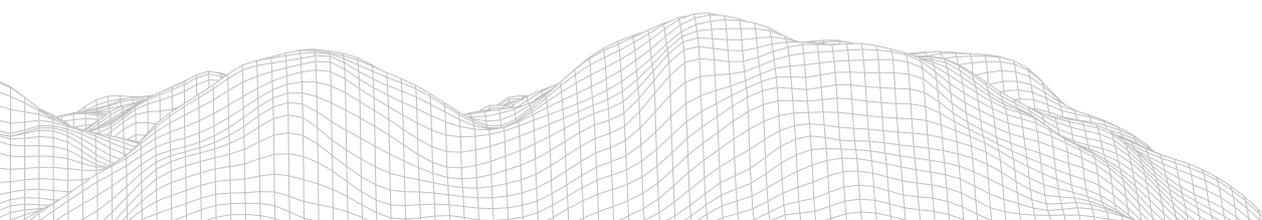
GUZA, R. T., INMAN, D. L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, p. 2997-3012, 1975. <https://doi.org/10.1029/Jc080i021p02997>

HARARI, J.; CAMARGO, R. de. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 42, n. 1-2, p. 35-54, 1994.

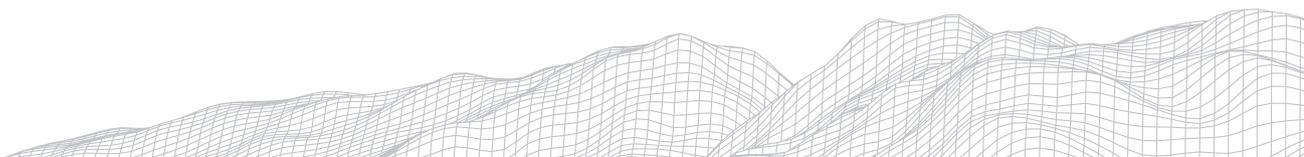
HEMISPHERE. **AtlasLink TM Smart Antenna: Quick Reference Guide**. Scottsdale.

HUYNH, V. L.; DODD, N.; ZHUB, F. Coastal morphodynamical modelling in nonlinear shallow water framework using a coordinate transformation method. **Advances in Water Resources**, v. 107, p. 326-335, 2017.

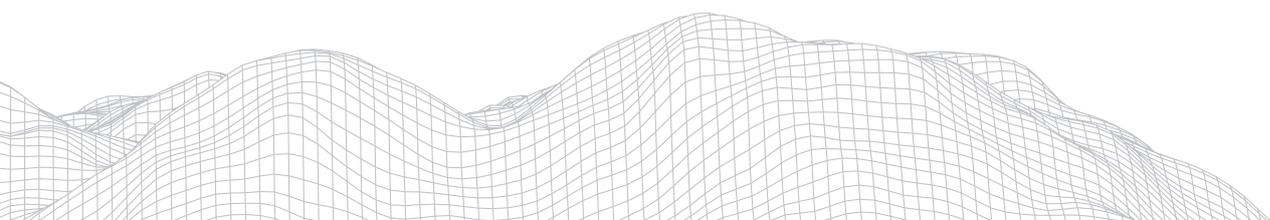
IRIBARREN, C. R., NOGALES, C. M. Protection des ports. In: PIANC World Congress, 1., 1949, Lisboa, **Anais...** Lisboa: PIANC, 1949, p. 31-90.



- JACKSON, D. W. T.; COOPER, J. A. G.; DEL RÍO, L. Geological control of beach morphodynamic state. **Marine Geology**, v. 216, p. 297-314, 2005.
- JIMÉNEZ, J. A.; GUILLÉN, J.; FALQUÉS, A. Comment on the article "Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment" by Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R. and Tintoré, J. **Marine Geology**, 242, pp. 235-246, 2007. **Marine Geology**, v. 255, n. 1-2, p. 96-101, 2008.
- KEMP, P. H.; PLINSTON, D. T. Beaches produced by waves of low phase difference. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 94, p. 1183-1195, 1968.
- KLUMB-OLIVEIRA, L. A.; PEREIRA, N. E. da S.; LEÃO, R. R. Morfodinâmica multitemporal em praia refletiva no litoral centro-norte do RJ, em resposta ao clima de ondas regional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 1, p. 19-36, 2015.
- KUMAR, S. V. V. A.; PRASAD, K. V. S. R. Rip current-related fatalities in India: a new predictive risk scale for forecasting rip currents. **Natural Hazards**, v. 70, p. 313-335, 2014.
- KRUMBEIN, W. C.; PETTIJOHN, F. J. **Manual of sedimentary petrography**. New York: Appleton Century Crofts, 1938.
- LÓPEZ-RUIZ, A.; ORTEGA-SÁNCHEZ, M.; BAQUERIZO, A.; LOSADA, M. Á. A note on alongshore sediment transport on weakly curvilinear coasts and its implications, **Coastal Engineering**, v. 88, p. 143-153, 2014. doi:10.1016/j.coastaleng.2014.03.001.
- LOUREIRO, C.; FERREIRA, Ó.; COOPER, J. A. G. Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. **Marine Geology**, v. 346, p. 153-164, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.09.005>
- MACHADO, K. M.; ALVES, A. R.; FERNANDEZ, G. B. Clima de ondas e transporte litorâneo na planície deltaica do rio Paraíba do Sul, litoral norte do estado do Rio de Janeiro. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 8., 2010, Recife. **Anais... Recife: UFPE**, 2010. p. 1-15.
- MARTÍNEZ, C.; SALINAS, S. Morfodinâmica y evolución reciente de playa Tunquén, Chile central. **Revista de Biología Marina y Oceanografía**, v. 44, n. 1, p. 203-215, 2009.
- MATIAS, A.; MASSELINK, G.; CASTELLE, B.; BLENKINSOPP, C. E.; KROON, A. Measurements of morphodynamic and hydrodynamic overwash processes in a large-scale wave flume. **Coastal Engineering**, v. 113, p. 33-46, 2016.
- MUEHE, D. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revista Brasileira de Oceanografia**, p. 46, 157-169, 1998.
- MUEHE, D.; VALENTINI, E. **O Litoral do Estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental**. Rio de Janeiro: FEMAR, 1998.
- NASCIMENTO, M. X. do. **Análise das Condições meteo-oceanográficas na região da baía de Santos**. 2013. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.
- NEMES, D. D.; CRIADO-SUDAU, F. F.; GALLO, M. N. Beach Morphodynamic Response to a Submerged Reef. **Water**, v. 11, n. 340, p. 1-20, 2019.
- PARENTE, C. E.; NOGUEIRA, I. C. M.; RIBEIRO, E. O. Climatologia de ondas. In: MARTINS, R. P.; GROSSMANN-MATHESON, G. S. (Eds.). **Meteorologia e Oceanografia**. Rio de Janeiro: Elsevier Editora Ltda., 2015. p. 55-96.
- PIAN, S.; MENIER, D.; SEDRATI, M. Analysis of morphodynamic beach states along the South Brittany coast. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v. 20, n. 3, p. 261-274, 2014.
- RIO DE JANEIRO. Instituto Pereira Passos. **Base cartográfica vetorial do município do Rio de Janeiro na escala 1:10.000**. 2016. Disponível em: <<http://www.data.rio/>>. Acesso em: 31 jul. 2019.
- RYBKIN, A.; PELINOVSKY, E.; DIDENKULOVA, I. Nonlinear wave run-up in bays of arbitrary cross-section: generalization of the Carrier-Greenspan approach. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 748, p. 416-432, 2014.



- SCOTT, T.; MASSELINK, G.; RUSSELL, P. Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. **Marine Geology**, v. 286, p. 1-20, 2011. <https://doi.org/10.1016/J.Margeo.2011.04.004>
- SHORT, A. D. Wave power and beach stages - a global model. In: International Conference on Coastal Engineering, 16., 1979, Hamburg, Anais... Hamburg: CERF, 1979, p. 1145-1162.
- SHORT, A. D. Australian beach systems - nature and distribution. **Journal of Coastal Research**, v. 22, n. 1, p. 11-27, 2006.
- SOULSBY, R. L. **Dynamics of marine sands**. Londres: Thomas Telford, 1997. 272p.
- STOKES, G. G. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. **Transactions of the Cambridge Philosophical Society**, v. 9, p. 8-106, 1850.
- VAN RIJN, L. C. Handbook: Sediment transport by currents and waves. Rep. No. H 461. **Relatório**. Delft, 1989.
- VEAS, R.; HERNÁNDEZ-MIRANDA, E.; MARTINEZ, C.; LERCARI, D.; QUIÑONES, R. A. Spatial-temporal changes of the morphodynamic beach state before and after the 2010 mega-earthquake and tsunami along south-central Chile, **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, v.51, n. 2, p. 237-253, 2016. <https://doi.org/10.1080/00288330.2016.1206577>
- WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B. G.; BRADSHAW, M. P.; COWELL, P. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. **Marine Geology**, v. 32, n. 1-2, p. 105-140, 1979.
- WRIGHT, L. D., SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 93-118, 1984. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)
- WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D.; BOON III, J. D.; HAYDEN, B.; KIMBALL, S.; LIST, J. H. The morphodynamic effects of incident wave groupness and tide range on an energetic beach. **Marine Geology**, v. 74, n. 1-2, p. 1-20, 1987.
- WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D.; GREEN, M. O. Short term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. **Marine Geology**, v. 62, n. 3-4, p. 339-364, 1985.
- ZHIYAO, S.; TINGTING, W.; FUMIN, X.; RUIJIE, L. A simple formula for predicting settling velocity of sediment particles. **Water Science and Engineering**, v. 1, n. 1, p. 37-43, 2008.



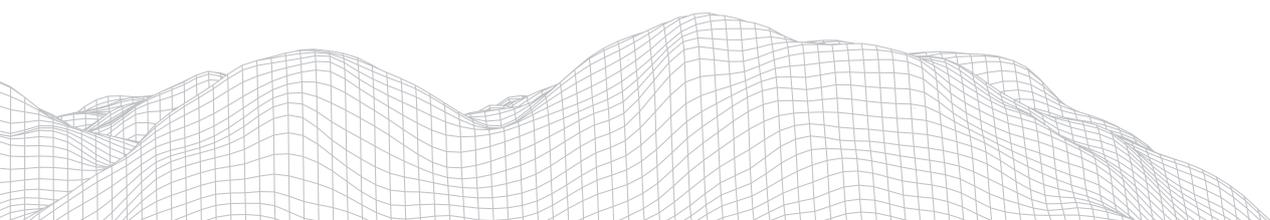
2812
—

COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA PRELIMINAR DO VALE ALUVIAL DO MÉDIO SÃO FRANCISCO, JANUÁRIA (MG)

Genisson Panta
Kleython Araújo Monteiro
Isabel Teresinha Leli
José Cândido Stevaux

Resumo

Vales aluviais são compartimentos geomorfológicos que contemplam o canal fluvial, planície de inundação e ocasionais níveis de terraço. Esta pesquisa teve por objetivo principal compartimentar o vale aluvial do médio São Francisco, na região de Januária, norte de Minas Gerais. Para isso, foram utilizados dados de sensoriamento remoto, como o Modelo Digital de Elevação e suas derivações morfométricas (declividade, relevo local, rugosidade), bem como cenas do satélite Landsat 5 e 8. Foram identificados dois grandes compartimentos geomorfológicos: Depressão e Vale Aluvial. A Depressão abrange superfícies regionais de aplainamento e relevos associados. Por sua vez, o Vale Aluvial contempla dois níveis de terraço truncados por uma planície de espirais de meandro. A análise da síntese de atributos morfométricos do vale foi importante para caracterização física de cada ambiente mapeado, mas os dados multiespectrais foram mais decisivos para a operacionalização do mapeamento.



1. Introdução

Segundo Stevaux e Latrubesse (2017), vale aluvial é um compartimento geomorfológico que além do canal e planície de inundação, abrange também os eventuais níveis de terraços. Estas unidades geralmente exibem morfologias relictas e complexo mosaico deposicional. Gibling, Fielding e Sinha (2011) afirmam que grande parte das pesquisas voltadas a vales aluviais têm sido conduzidas em áreas costeiras, onde os efeitos das flutuações eustáticas quaternárias são mais notáveis. Em contrapartida, existe a necessidade de se aprofundar os estudos em regiões continentais, frisando sua dimensão evolutiva através do tempo geológico.

O mapeamento geomorfológico abrange o grupo de técnicas empregadas para delimitação e caracterização sistemática das formas de relevo, seus materiais constituintes e os processos associados à sua gênese. Foi a partir da década de 1940 que esta prática começou a ser desenvolvida em países europeus, dando origem a conceitos basilares, como o de morfoestrutura e morfoescultura, por exemplo.

Muitos conceitos e técnicas surgiram em diferentes países ao redor do mundo de forma independente, havendo inclusive convergências e sobreposições, principalmente no que se refere a legendas e convenções cartográficas (SMITH et al., 2011). Para Lee (2001), a escala é crucial na produção do mapeamento geomorfológico, uma vez que implica em um maior ou menor nível de detalhamento de diferentes morfologias e deve ser adequada as necessidades de cada estudo.

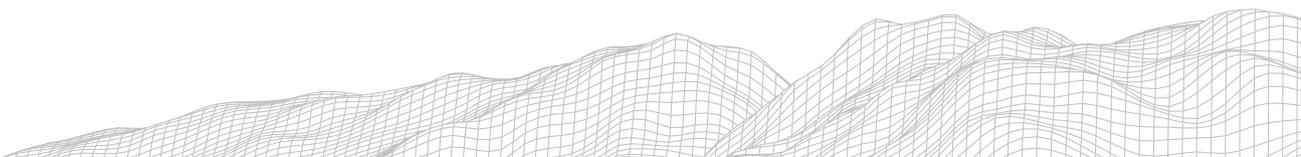
Atualmente, os insumos derivados de sensoriamento remoto, conjugados com a crescente capacidade de processamento de dados dos computadores modernos, tem promovido a realização de mapeamentos geomorfológicos em média e pequena escala, inclusive em ambientes de difícil acesso, como as planícies de grandes sistemas fluviais. Tal recurso auxilia na economia de recursos monetários logísticos, aumentando a acurácia e reduzindo o tempo de análise, em comparação com métodos analógicos (ANDRADE; SOUZA-FILHO, 2011).

Monné (1997) afirma que o mapeamento de unidades geomorfológicas resguarda importância tanto para a ciência de base quanto para a ciência aplicada. Esta técnica permite traçar as inferências preliminares acerca da evolução da paisagem, tendo em vista que as morfologias são produto de complexas interações entre sistemas ambientais e também uma herança de processos pretéritos.

Para a governança ambiental, os produtos cartográficos advindos do mapeamento geomorfológico auxiliam a tomada de decisões e no zoneamento de atividades socioeconômicas. Este estudo buscou compartimentar a geomorfologia do vale aluvial do médio São Francisco, na região de Januária, Minas Gerais.

2. Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio São Francisco drena uma área de 639.219 km² dos entes federados Bahia, Goiás, Minas Gerais, Pernambuco, Sergipe, Alagoas e Distrito Federal, representando 7,5% do território nacional, sem levar em conta a transposição de suas águas para os estados da Paraíba, Ceará e Rio Grande do Norte. É considerado o maior rio genuinamente brasileiro e perfaz 2.863 km, recebendo 168 tributários. Tem suas cabeceiras em Minas Gerais e desembocadura entre Alagoas e Sergipe. A região fisiográfica do médio São Francisco ocupa 55% da área da bacia, com início em Pirapora, em Minas Gerais, até Remanso, na Bahia (BETTENCOURT, 2016).



O rio São Francisco, na região de Januária (Figura 1), apresenta um amplo vale aluvial, com cerca de 8 km de largura, onde o rio segue superimposto a fácies calcário-dolomíticas da Formação Sete Lagoas, em sua margem esquerda, e pelíticas das formações Santa Helena e Lagoa do Jacaré, em sua margem direita.

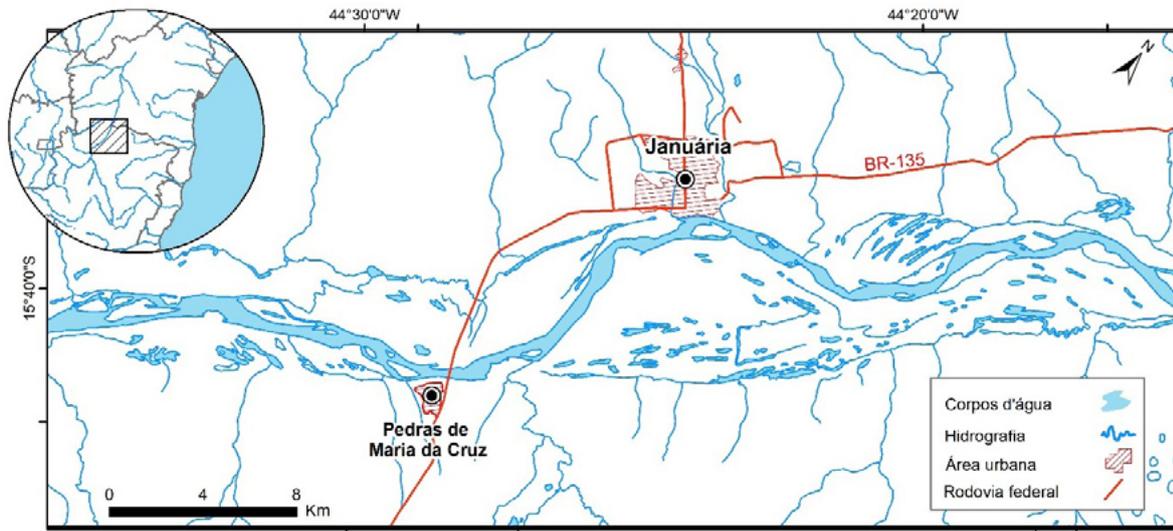


Figura 1

Destacam-se rochas do Grupo Bambuí de idade Neoproterozóica e do Grupo Urucuaia de idade Mesoproterozóica que pertencem a Bacia Sedimentar Intracratônica do São Francisco. Estes litotipos capeiam em discordância o embasamento granítico-gnáissico subjacente (LOPES, 1981). Além disso, Iglesias e Uhlein (2009) chamam atenção para extensa e espessa cobertura aluvionar confinada no vale do rio São Francisco.

Do ponto de vista biogeográfico a região é marcada pela transição entre o bioma Caatinga e o Cerrado, onde predominam verões chuvosos e invernos secos. Este regime climático é controlado principalmente pela atuação da Zona de Convergência Intertropical e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (CORRÊA et al., 2019). Estes autores ainda afirmam que a região de Januária é composta pelos plateaus da bacia intracratônica franciscana e o vale do rio situa-se sobre uma extensa depressão elaborada em rochas sedimentares Proterozoicas e Fanerozoicas. Esta configuração geológica-geomorfológica é o pano de fundo da classificação de rios tropicais de Latrubesse, Stevaux e Sinha (2005) que consideram o rio São Francisco como um rio de planalto, em seu alto-médio curso.

3. Metodologia

Utilizaram-se dados altimétricos do projeto Topodata distribuídos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, com resolução espacial de cerca de 30 metros aproximadamente, originados do projeto Shuttle Radar Topography Mission, para selecionar o Modelo Digital de Elevação da área de estudo. A partir disso, extraiu-se métricas básicas, através do software Topotoolbox desenvolvido por Schwanghart e Scherler (2014), tais como: rugosidade, declividade e relevo local (Figura 1).

Estes parâmetros utilizaram como padrão uma janela móvel de análise de 3x3 pixels sugeridos pelos desenvolvedores. A rugosidade do terreno foi calculada a partir da variação da elevação em parcelas definidas pela janela móvel. A declividade é dada pelo quociente da taxa variação vertical e horizontal em determinado pixel central em relação aos oito pixels circundantes. O relevo local é a variação de elevação em um raio definido, neste caso utilizou-se um raio de 500 metros que foi definido em função da escala de mapeamento.

A rugosidade é um indicador que especializa e quantifica o nível de entalhamento do relevo e suas nuances. Desta forma, a rugosidade é um parâmetro proporcional a dissecação do relevo. Ela permite o agrupamento de unidades geomorfológicas com entalhe semelhante (HENGL; REUTER, 2008). Grohmann, Smith e Riccomini (2011) argumentam que este parâmetro morfométrico encontra aplicação na inferência de materiais constituintes de superfícies, além de identificar padrões que podem ser associados a atuação de processos exógenos atuais e pretéritos, destacando também que ainda não existe um método único para estimar esta variável.

O relevo local, relevo relativo ou amplitude topográfica é um parâmetro que reflete o ganho de elevação em função da área (ZHOU, 2008). Em áreas planas, onde ganhos de elevação são dependentes de longas distâncias, este parâmetro, associado a declividade e a altimetria, tem se mostrado importante para o mapeamento geomorfológico e foi identificado por Lewin et al (2017) como um dos controles da deposição de sedimentos em planícies de inundação.

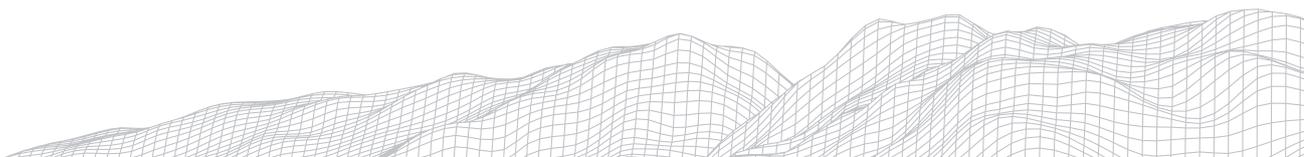
Além disso, utilizaram-se imagens multiespectrais do satélite Landsat 5 TM e 8 OLI em diferentes condições hidrológicas, para atenuar os efeitos da sazonalidade na delimitação de morfologias.

Para identificar os ciclos de cheia e vazante, utilizaram-se dados de vazão da estação fluviométrica Pedras de Maria da Cruz (44290001), disponibilizados pela Agência Nacional de Águas. Para comparar a relação entre as variáveis morfométricas utilizadas no mapeamento dentro do vale aluvial, aplicou-se uma matriz de dispersão que compara as variáveis em pares, permitindo a visualização do padrão de distribuição dos dados e sua covariância (HAIR et al., 2005). Neste caso utilizou-se como parâmetros de entrada os dados morfométricos de rugosidade, elevação, relevo local e declividade. A aferição destes atributos foi feita via geração estocástica de pontos, com número fixo de 100 para cada compartimento no alcance mapeado.

A padronização do mapeamento seguiu a proposta de Demek e Embleton (1978). Este sistema de classificação baseia-se nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura. Enquanto que as morfoestruturas ocupam compartimentos genéricos e de grande extensão, da ordem de 10⁻¹ até 10⁷ km², os compartimentos morfoesculturais possuem menor dimensão espacial, onde pode-se distinguir áreas de erosão e de acumulação (MEŠČERJAKOV, 1968). Smith et al. (2011) argumenta que a origem destes conceitos estava associada a necessidade de mapeamento em pequena escala que favorecia a identificação de grandes unidades e o controle estrutural. Porém, em discussão recente, Costa et al. (2020) apresenta que menos feições com reduzida dimensão podem evidenciar um intenso controle estrutural. Monné (1997) sublinha que o modelado fluvial é o mais ativo e dinâmico, enfatizando a importância de se mapear as morfologias do vale aluvial para reconstrução de sua trajetória evolutiva e definição da cronologia relativa dos depósitos morfo-sedimentares. Atualmente, está em discussão a criação de um Sistema Brasileiro de Classificação do Relevo (BOTELHO; PELECH, 2019).

4. Resultados e discussões

Foram mapeados dois grandes compartimentos geomorfológicos: Depressão e Vale Aluvial do São Francisco (Figura 3). A Depressão contempla superfícies aplainadas sobre rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, onde o rio São Francisco se instalou, representando o nível de base regional para a rede tributária que está orientada NW/SE, formando alto ângulo com o São Francisco. A morfogênese desta superfície, bem como a estruturação hidrográfica da bacia do São Francisco, de acordo com Potter e Hamblin (2006) e Valadão (2009), remontam ao Cretáceo. Na área de estudo, esta superfície aplainada ocorre em



cotas superiores a 460 metros e confina o Vale Aluvial do São Francisco. A declividade, relevo local e rugosidade deste compartimento aumentam em contato com o modelado fluvial, especialmente na margem direita do rio. Martínez (2007) inferiu que este fato se deve a uma falha normal, paralela ao sentido do rio, que promoveu o afundamento do bloco da margem direita. Ainda segundo o autor, a presença desta estrutura também estaria relacionada a orientação do vale do São Francisco e a disposição das sucessões litológicas que o acompanham. Outra hipótese explorada por Perrella Júnior (2016) para explicar a origem da diferenciação entre as margens é o basculamento em direção a leste e sudeste das camadas que capeiam o embasamento. Ainda segundo o autor, este basculamento pode ser relacionado a subsidência flexural, ajustes isostáticos associados a deposição do Grupo Bambuí ou esforços compressivos da faixa de dobramento Brasília, externa a área de estudo. Desta forma, como apontado por Iglesias e Uhlein (2009), está área tem expressivo controle estrutural do embasamento subjacente.

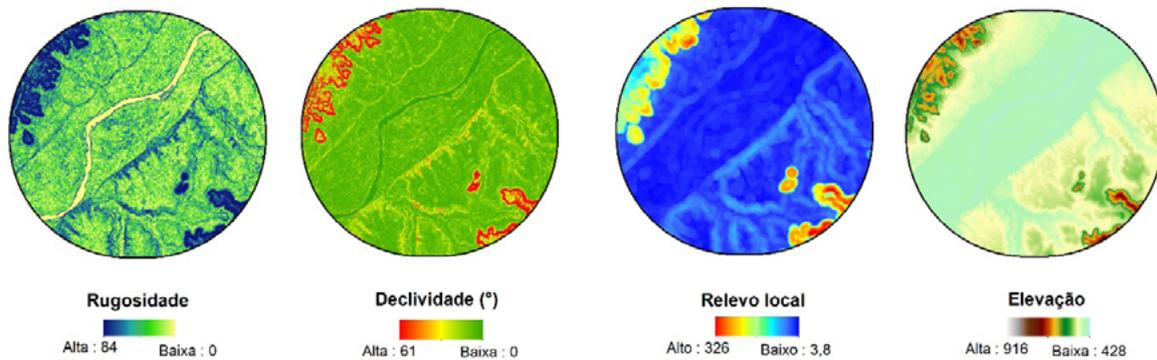


Figura 2



Figura 3

No vale aluvial foram identificados dois níveis de terraço e um de planície de espirais de meandro, em cotas semelhantes, que variam de 440 até 460 metros. Estas unidades também apresentam características morfométricas similares e sobrepostas. O relevo local destes compartimentos varia de 8 a 20 metros, com maior frequência de valores até 13 metros. A declividade não ultrapassa 6,6° e os valores geralmente concentram-se nos intervalos inferiores a 1,1°. A relação entre as variáveis apresentadas tem uma dispersão evidente, com exceção dos valores de declividade em relação a rugosidade, com coeficiente de determinação R^2 de 0,70 (Figura 4).

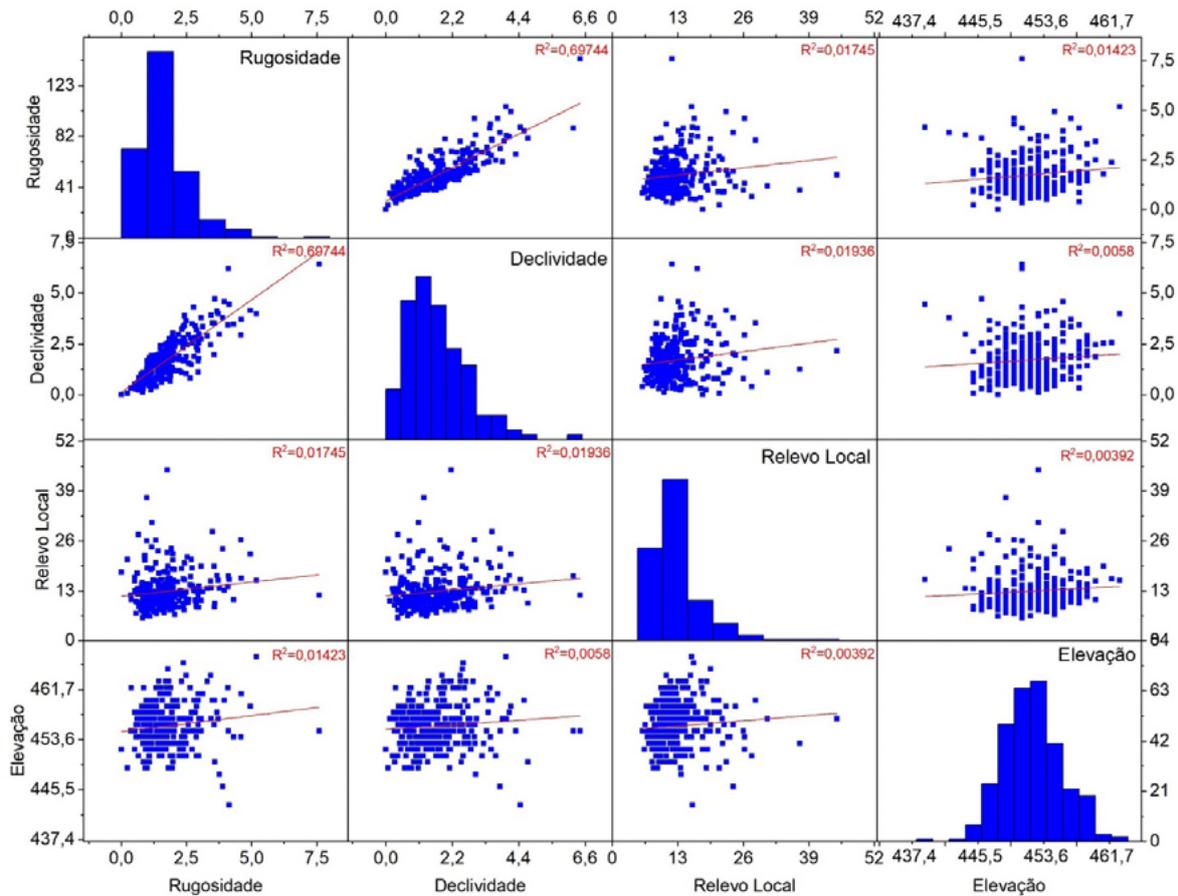
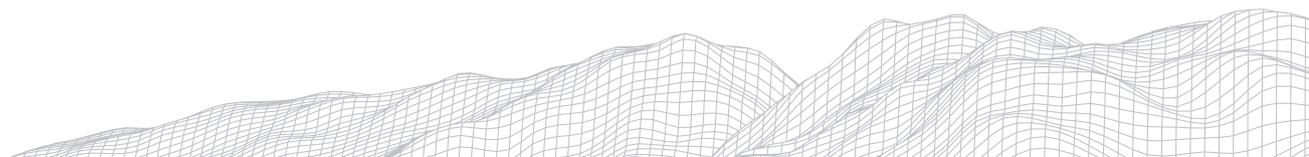


Figura 4

Como os compartimentos individualizados possuem assinaturas morfométricas semelhantes, a fotointerpretação com base nas cenas do satélite Landsat 5 e 8 em diferentes condições hidrológicas foi crucial. O primeiro nível de terraço posiciona-se a 460 metros na margem esquerda do São Francisco e apresenta cicatrizes já obliteradas de paleocanais em ferradura de porte inferior ao do atual canal do São Francisco (Figura 5). Este padrão pode ser observado outras unidades, onde existem uma maior abundância de lagos e morfologias relictas conservadas. O segundo nível de terraço tem maior extensão na área mapeada se comparado as outras unidades. Muitos rios tributários desaguam sobre esta feição, atuando na manutenção do nível de água das lagoas, em conjunto com o São Francisco. Cabe salientar que estes paleocanais também exibem dimensões inferiores ao canal do São Francisco que possui 700 metros de largura em média, enquanto os paleocanais chegam a ser até sete vezes menores. Esta unidade possui contato com o primeiro nível de terraço, com o canal e a planície de espirais de meandro. Esta última unidade trunca ambos níveis de terraço. A presença da unidade de espirais de meandro denota que o canal migrou através do processo de acreção lateral de barras em pontal, conduzido por fluxo helicoidal que é associado a dinâmica desta tipologia fluvial (GHINASSI, 2019). Em um sentido morfoestratigráfico, pode-se estabelecer uma cronologia relativa para as unidades do vale aluvial, inferindo que o primeiro nível de terraço é a unidade mais antiga e as mais recentes feições são as ilhas fluviais e a planície de espirais de meandro. Atualmente o rio apresenta um padrão multicanal aluvial em desenvolvimento e verifica-se processos de soldamento de ilhas a planície e aos terraços marginais.



2818

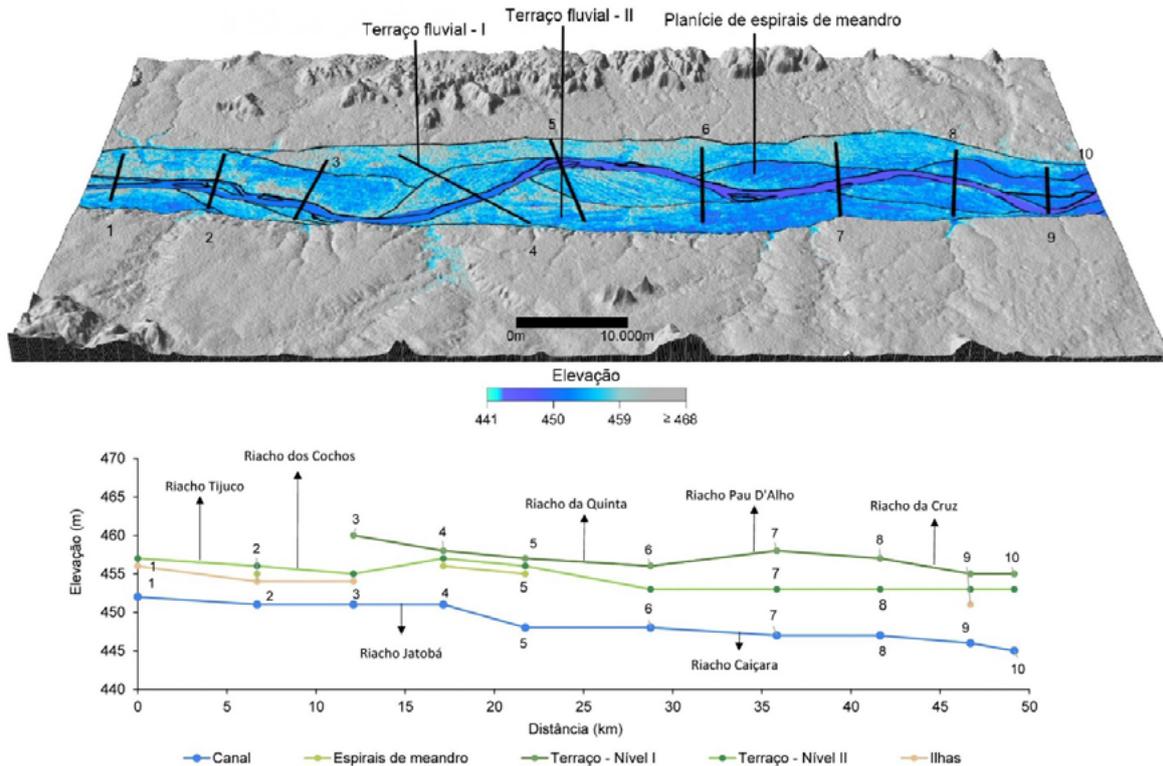


Figura 5

5. Considerações finais

Com base na análise dos produtos de sensoriamento remoto, pôde-se individualizar dois grandes compartimentos geomorfológicos: Depressão e Vale Aluvial do São Francisco. A análise morfométrica (rugosidade, declividade, relevo local, elevação) do vale aluvial identificou uma sobreposição entre as unidades mapeadas, mas foi importante para a caracterização física das morfologias. A Depressão abriga as Superfícies Aplainadas elaboradas em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. O Vale Aluvial tem dimensão e morfologia que expressa o controle da trama estrutural exercida pelo embasamento subjacente, abrangendo dois níveis de terraço truncadas pela planície de espirais de meandro.

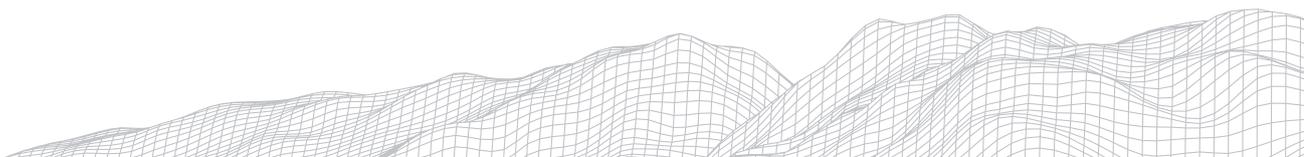
A maioria dos paleocanais identificados formam lagoas no segundo nível de terraço e possuem dimensão inferior ao do atual canal do rio São Francisco que apresenta padrão multicanal. Pesquisas futuras poderão incorporar a classificação deste sistema lacustre.

A cronologia relativa das feições do vale permitiu inferir que o primeiro nível de terraço é a unidade mais antiga e as ilhas fluviais são as morfologias mais recentes presentes no vale aluvial.

Reitera-se que a compartimentação geomorfológica do vale do médio São Francisco, na região de Januária (MG), ainda se encontra em fase de desenvolvimento e por este motivo ainda é preliminar. Trabalhos de campo, informações geocronológicas, sedimentológicas e novos dados de sensoriamento poderão trazer novas interpretações sobre esta delimitação.

Referências

- ANDRADE, I. R.; SOUZA FILHO, E. E. Mapeamento de feições morfológicas da planície de inundação do Alto Rio Paraná, através do uso de produtos orbitais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 2, 2011.
- BETTENCOURT, P. *et al.* Plano de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio São Francisco. *Recursos Hídricos*, v. 37, n. 1, 2016.
- BOTELHO, R. G. M.; PELECH, A. S. Do mapeamento geomorfológico do IBGE a um Sistema Brasileiro de Classificação do Relevo. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 64, n. 1, 2019.
- CORRÊA, A. C. B. *et al.* The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. (orgs). *The Physical Geography of Brazil*. Spring, 2019.
- COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste Setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 21, n. 1, 2020.
- DEMEK, J.; EMBLETON, C. *Guide to medium - scale geomorphological mapping*. Stuttgart: IGU Commission on Geomorphological Survey and Mapping, 1978.
- GHINASSI, M.; COLOMBERA, L.; MOUNTNEY, N. P.; REESINK, A. J. H. Fluvial Meanders and their Sedimentary Products in the Rock Record. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, v. 48, 2018.
- GIBLING, M. R.; FIELDING, C. R.; SINHA, R. Alluvial valleys and alluvial sequences: towards a geomorphic assessment. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, v. 97, 2011.
- HAIR, J. F.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L.; BLACK, W. C. *Análise multivariada de dados*. Porto Alegre: Bookman, 2005.
- IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 2, 2009.
- LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 6, n. 1, 2005.
- LEE, E. M. *Geomorphological mapping*. Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, v. 18, n. 1, 2001.
- LOPES, O. F. Evolução paleogeográfica e estrutural da porção central da Bacia Bambuí, no norte do estado de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, n. 2, 1981.
- MARTÍNEZ, M. I. Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do estado de Minas Gerais. *Dissertação (Mestrado em Geologia)*, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências: Belo Horizonte, 2007.
- MEŠČERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. *Annales de Géographie (Société de géographie)*, v. 77, n. 423, 1968.
- MONNÉ, J. L. P. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Logroño: Geoforma Ediciones, 1997.
- PERRELLA JÚNIOR, P. Fácies, sistemas deposicionais, quimioestratigrafia e estratigrafia de seqüências da Formação Sete Lagoas na região de Januária, norte do estado de Minas Gerais. *Dissertação (Mestrado em Geologia)*, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências: Belo Horizonte, 2016.
- POTTER, P. E.; HAMBLIN, W. K. *Big rivers worldwide*. Department of Geology, Brigham Young University, 2006.
- SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, v. 2, n. 1, 2014.
- SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. *Geomorphological mapping: methods and applications*. Oxford: Elsevier, 2011.



STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Geomorfologia fluvial. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

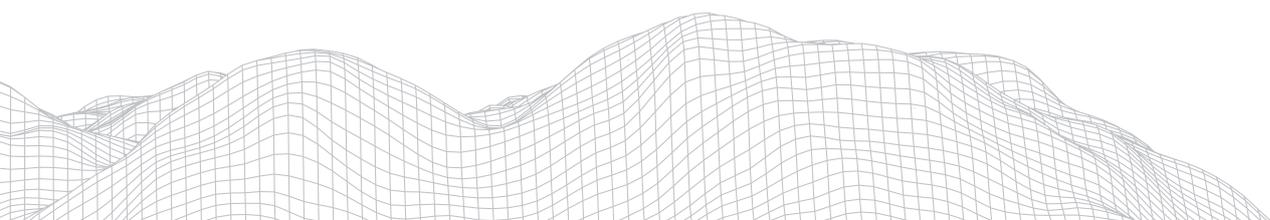
VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 10, n. 2. 2009.

GROHMANN, C. H.; SMITH, M. J.; RICCOMINI, C. Multiscale analysis of topographic surface roughness in the Midland Valley, Scotland. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 49, n. 4, 2011.

HENGL, T.; REUTER, H. I. (Ed.). Geomorphometry: concepts, software, applications. Newnes, 2008.

LEWIN, J.; ASHWORTH, P. J.; STRICK, R. J. P. Spillage sedimentation on large river floodplains. Earth Surface Processes and Landforms, v. 42, n. 2, 2017.

ZHOU, Q.; LEES, B.; TANG, G. (Ed.). Advances in digital terrain analysis. Springer Science & Business Media, 2008.



CONSIDERAÇÕES SOBRE A ARQUITETURA DEPOSICIONAL E GEOCRONOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA ENTRE OS RIOS UNA E SÃO JOÃO NO LITORAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

2822

Maria Emilia Radomski Brenny

Departamento de Gestão Territorial, Serviço Geológico do Brasil – CPRM
Av. Pasteur, 404, Urca, Rio de Janeiro, RJ – CEP: 22290-240

E-mail: maria.brenny@cprm.gov.br

Thais Baptista da Rocha

Laboratório de Geografia Física LAGEF, Universidade Federal
Fluminense

Av. General Milton Tavares Souza, s/nº, Niteroi, Rio de Janeiro. CEP:
24210-376

E-mail: thais.baptista@id.uff.br

Israelo Rodrigo Mathias dos Santos

Universidade Federal Fluminense

Av. General Milton Tavares Souza, s/nº, Niteroi, Rio de Janeiro. CEP:
24210-376

E-mail: imathias.horizonte@gmail.com

Guilherme Borges Fernandez

Laboratório de Geografia Física LAGEF, Universidade Federal
Fluminense

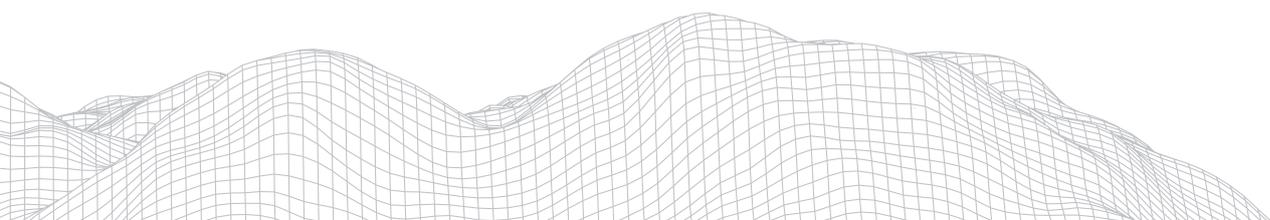
Av. General Milton Tavares Souza, s/nº, Niteroi, Rio de Janeiro. CEP:
24210-376

E-mail: guilheremefernandez@id.uff.br

Resumo

As planícies costeiras regressivas têm um potencial interessante para determinar o comportamento evolutivo geomorfológico em função da preservação das cristas de praia, que são *geoarquivos* deste processo. Em função desta preservação é possível conduzir estudos que integram dados de superfície e subsuperfície para estabelecer a evolução destas planícies. Neste trabalho foram realizados levantamentos topográficos, perfis de radar de penetração de solo e coleta de amostras para datação por luminescência opticamente estimulada. Os resultados mostram que a planície apresentou processos de progradação da linha de costa pela construção de uma sequência de paleopraias, indicando ajustes ao padrão regressivo. A partir da integração destes dados é possível afirmar que a planície costeira se desenvolveu ao longo dos últimos 5.800 anos, provavelmente em função da contribuição dos sedimentos modernos do rio São João, ajustados ao comportamento do nível do mar.

Palavras-chave: Planícies regressivas; Datação por LOE; Barreiras costeiras.



1. Introdução

A maior parte das costas do litoral brasileiro são dominadas por ondas. Segundo Davies e Hayes (1984) a ação das ondas nestes ambientes de elevada energia geram o transporte sedimentar e comumente estão associadas a ambientes de micromaré. Estes fatores favorecem o desenvolvimento de extensas planícies arenosas e outros ambientes deposicionais como barreiras costeiras arenosas que podem se desenvolver em condições progradacionais, quando existe a tendência do rebaixamento do nível do mar ou elevadas taxas de sedimentação moderna de origem continental (Roy et al., 1994; Goy et al., 2003).

As barreiras costeiras são encontradas em 15% das linhas de costa ao redor do mundo Otvos (2012). O termo “barreira Costeira” passou por uma série de modificações em sua definição com revisões, conceitos e classificações conforme discutido por Otvos (2012; 2019). Existem três tipos predominantes de barreiras costeiras: regressiva, transgressiva e agradacional, embora existam outras tipologias mais específicas (Dillemburg & Hesp, 2009; Otvos (2012; 2019); Fernandez & Rocha 2015).

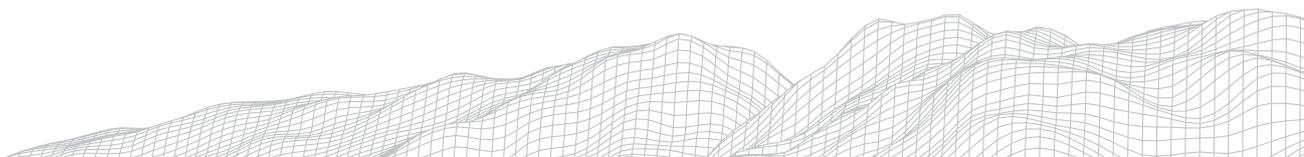
A barreira regressiva está relacionada a uma planície costeira associada a cristas de praias e campos de dunas transgressivas (Hesp et al. 2005), que definem a progradação da barreira em direção ao mar. Este tipo de barreira é desenvolvida próxima a desembocaduras de grandes rios ativos (planície deltaica) ou ao longo de costas dominadas por ondas.

A progradação pode ocorrer a partir da regressão forçada, condicionada a queda do nível do mar, independente da taxa de aporte sedimentar ou pela regressão normal, quando a taxa de aporte sedimentar supera a taxa de criação de espaço de acomodação. Neste caso, a progradação pode ocorrer sob condições de nível relativo do mar estável ou em elevação (Posamentier et al., 1988, Holz, 2012).

As formas terrestres comuns de progradação de costas são as cristas de praia. Otvos, 2000 descreveu as cristas de praia como feições reliquias, de geometria alongada, paralelas entre si e com composição predominantemente arenosa que, após o processo de progradação do prisma praial, deixa de ser atingida e retrabalhada pela ação diária das ondas. Cada crista marca uma paleo-linha de costa, resultando em planícies costeiras bem desenvolvidas, que guardam importantes registros da evolução quaternária (Tamura 2012) e ajudam a contar a história evolutiva das planícies costeiras (Nielsen et al. 2006; Tamura, 2012), devido a resposta dinâmica das oscilações do nível relativo do mar em relação as mudanças climáticas (Stapor et al., 1991; Taylor e Stone, 1996; Otvos, 2000). As cristas de praia se preservam em locais com características de rebaixamento do nível relativo do mar, soerguimento neotectônico ou emersão glácio-isostática.

A geocronologia é um dos métodos de investigação da evolução quaternária nas planícies costeiras. A datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), é uma das técnicas mais utilizadas para a obtenção da geocronologia das cristas de praia (TAMURA, 2012). De acordo Richardson (2001), cristas de praia são conhecidas como boas fontes para datações pelo método da luminescência.

A identificação da arquitetura deposicional também é valiosa na contribuição de dados para a investigação da evolução das planícies costeiras. As estruturas internas das cristas de praia contêm informações relativas ao paleo nível marinho (e.g. Nielsen and Clemmensen, 2009; Clemmensen et al., 2012; Hede et al., 2013, 2015; Sander et al., 2016) e o passado das atividades de tempestade (e.g. Nott et al., 2009; Nott, 2011; Bendixen et al., 2013; Clemmensen et al., 2016). As cristas de praia mais comuns incluem uma porção significativa de areias eólicas e areias derivadas de ondas (e.g., Hesp, 1984; Otvos, 2012; Nooren et al., 2017).



Na maioria dos casos a cobertura de areia de origem eólica evita o mapeamento e a observação direta da parte da crista construída pela ação das ondas, então métodos de imageamento não destrutivos e perfurações são recomendadas (e.g. Clemmensen et al., 2014b). Os estudos de GPR (radar de penetração do solo) confirmam que superfície da berma, construída pela ação das ondas, pode ser enterrada abaixo de depósitos eólicos. A utilização do GPR no mapeamento (Fitzgerald et al., 1992; Neal et al., 2002, 2003 e 2004) torna possível a investigação em detalhes das estruturas internas das cristas de praia (e.g. Clemmensen et al., 1996, 2001; Jol et al., 1996; Meyers et al., 1996; Clemmensen et al. 2001., Bristow and Pucillo, 2006; Nielsen and Clemmensen, 2009; Hede et al., 2013, 2015). As estruturas internas das cristas de praia apresentam mergulhos de baixo ângulo em direção a face da praia e as vezes estão associadas a estratos mergulhando em direção ao continente quanto se trata de leques de sobrelavagem (Nielsen and Clemmensen, 2009; Clemmensen and Nielsen, 2010; Clemmensen et al. 2014a,b). Pesquisas a respeito de barreiras costeiras obtiveram sucesso utilizando os métodos de geofísica rasa de GPR (Neal, 2004; Buynevich et al., 2009; Goslin and Clemmensen, 2017; Switzer et al., 2020).

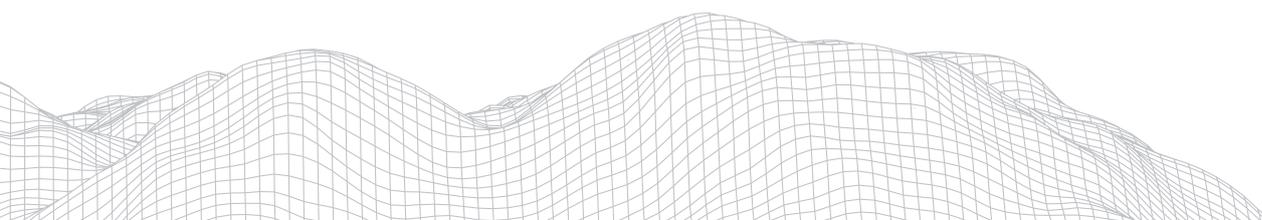
O objetivo deste trabalho é discorrer sobre a arquitetura deposicional interna e as idades das cristas de praia ao longo da planície costeira entre os rios Una e São João.

2. Localização

O litoral do Estado do Rio de Janeiro apresenta uma dinâmica evolutiva relacionada a marés, ondas, correntes de deriva e eventos de tempestade e tem grande variabilidade geomorfológica. É subdividido em dois compartimentos com alinhamentos distintos a partir da ilha do Cabo Frio (Muehe et al., 1999). A norte da ilha, Muehe (1998) classificou o litoral com a denominação de Baía de Campos, com alinhamento principal norte-nordeste/sul-sudoeste condicionado estruturalmente pelo ciclo orogênico brasileiro. A oeste do cabo Frio o litoral sofre uma brusca inflexão passando a ter alinhamento leste-oeste e foi denominado Litoral dos Cordões Litorâneos (Muehe, 1998).

A área de estudo está posicionada na microrregião dos Lagos, no município de Cabo Frio, localidade de Tamoios e dista aproximadamente 160km da cidade do Rio de Janeiro (Figura 01). Situada dentro do embaiamento Cabo Buzios - Rio das Ostras, na planície de restinga e aluvial dos rios São João (norte) e Una (sul) que compõe um ambiente de sedimentação marinha costeira de baixo gradiente (Suguio, 2003). Geomorfologicamente é marcado por planícies costeiras onde predominam a formação de cristas arenosas com características morfológicas distintas devido a influência fluvial, processos marinhos e desenvolvimentos de formações eólicas (Fernandez e Rocha, 2015), no qual passaram pelas flutuações do nível do mar durante o quaternário, registradas em terraços marinhos distintos, de acordo com os trabalhos de Martin e Suguio (1989), Dias e Kjerve (2009), Rocha *et al.* (2013), Silva *et al.* (2014). A região geralmente é afetada por “ondas de tempestade” que se distribuem principalmente entre os meses de abril e setembro, sendo esta característica adotada em 80% dos eventos (Bulhões et al., 2016).

Situada na zona tropical úmida, caracteriza-se pela existência de duas estações bem marcadas: a estação estival úmida e invernal seca (Nimer, 1989). O verão é caracterizado pela predominância de ventos de direção NE com velocidade média de 6m/s, enquanto que o inverno é marcado por períodos descontínuos de ventos do S-SW, ligados as “frentes frias”. A classificação Koppen-Geiger é do tipo Bsh - clima árido quente, com temperaturas médias anuais em torno de 25°C podendo chegar a 40°C no verão, com precipitação média anual em torno de 800 mm e até cinco meses de seca (DANTAS, LIMA e BOHER, 2009).



As praias apresentam um regime de micromaré de amplitude inferior a 2m, caracterizada por marés semi-diurnas com desigualdade diurnas. As principais direções de incidência de ondas oceânicas são de norte-nordeste em condições de tempo bom e sul-sudoeste em condições de tempestade (Souza et al. 2015) associados aos ventos alísios originários do anticiclone do Atlântico Sul, este último reforçado pelo avanço da Frente Polar Atlântica (Dominguez & Bittencourt 1994). As maiores alturas significativas de ondas ficaram entre 4 e 4.5 m e os períodos máximos, entre 14 e 16s. As ondulações originárias do setor norte tornam-se efetivas, provocando a deriva longitudinal do norte para o sul (Martin et al., 1984b). A resiliência deste litoral quando submetido a eventos de tempestade, está associada principalmente ao estoque pretérito de sedimentos, tanto da zona subaérea quanto da zona submarina, o que depende da dinâmica e evolução da planície costeira no Quaternário tardio.

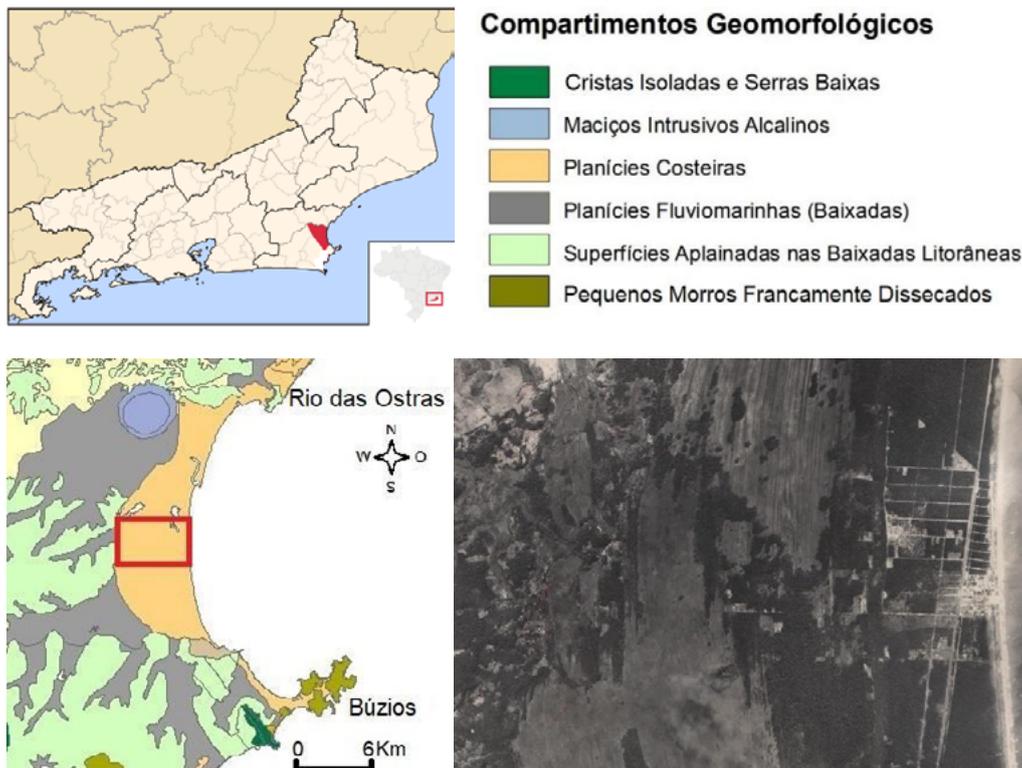
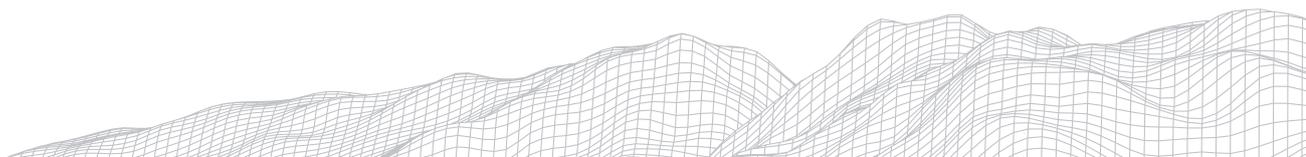


FIGURA 1: Localização da área de estudo destacada em vermelho no mapa geomorfológico da CPRM (Dantas et al. 2017) e foto aérea Projeto Usaf 1966 (CPRM).

3. Materiais e Métodos

Durante as etapas de campo foram adquiridos dados em superfície e subsuperfície. Em superfície foi realizado o levantamento altimétrico com a estação GNSS Techgeo e Zennit. O zero topográfico foi definido através dos dados do DGPS, ajustados ao nível do mar e corrigidos ortometricamente utilizando o software PRISM 2.5.

Para o levantamento da arquitetura deposicional foi utilizado o GPR (Radar de Penetração do Solo) GSSI com módulo de aquisição Sir3000 e antenas de 400 e 270 MHz. No campo foi utilizada a frequência de 270MHz para a interpretação do substrato arenoso. Foram realizadas duas linhas de GPR, no sentido leste oeste, perpendicular à linha de praia com profundidade máxima de leitura de até 6 metros.



A conversão de tempo (ns) em profundidade (m) foi aplicada utilizando o diagrama de velocidade obtido a partir de uma seção GPR em modo *Common-Mid-Point*, utilizando o valor de uma CMP regional, com antena de 80 MHz, de acordo com Rocha, 2013. A velocidade variou entre 0,15 até 0,06m/ns, considerada coerente para sedimentos arenosos segundo Nilsen *et al.* (2009). O processamento das linhas de GPR teve o objetivo de eliminar os ruídos nos perfis obtidos em campo, melhorando a qualidade dos dados. Para isso, foi utilizado o software RADAN™ 6.6 e aplicados os filtros *backgorund removal 1.000*, frequência *bandpass FIR*, *ormsby bandpass* e *range gain*. O limite e a interpretação das fácies foram desenhados no software CoreDRAW X6. A interpretação das radarfácies considerou morfologia, inconformidades, mergulho e continuidade dos refletores, como sugerido por Neal (2004).

As amostras LOE foram retiradas de trincheiras abertas manualmente em depósitos sedimentares naturais, com profundidades variando de 1,5m a 2,5m e dimensão lateral aproximada de 1m x 1m, para a coleta de sedimento. Foram coletadas duas amostras de sedimentos ao longo da planície. Uma no extremo oeste da área, LOE 01, próximo ao contato com o cristalino e outra a 2500m da linha de costa atual, LOE 04, (Figura 2). Para o armazenamento das amostras foram utilizados tubos opacos de PVC de 5cm de diâmetro e meio metro de comprimento, com extremidades fechadas com tampa de pvc e lacradas com “silver tape”, envoltos em papel alumínio e armazenados em saco plástico preto para impedir a exposição a luz. A análise do material ocorreu no laboratório *Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA*, de acordo com o protocolo *Single-Aliquot Regenerative-dose* (SARs) com 24 alíquotas.

4. Resultados e Discussões

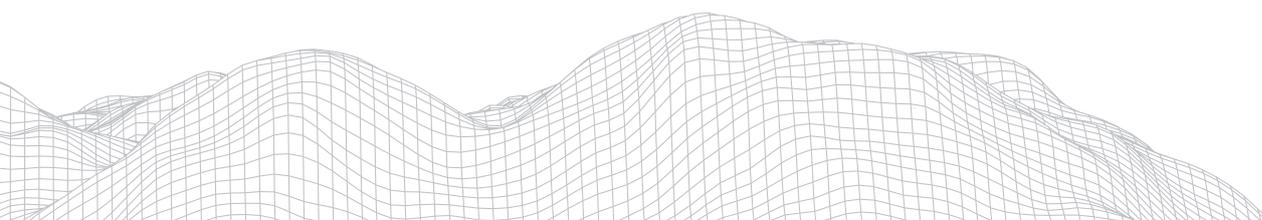
Os dados de GPR foram interpretados de acordo com os princípios da estratigrafia de radar, segundo Neal (2004). As linhas de GPR A e C permitiram identificar as radarfácies F1, F2 e F4 seus limites e espessamento.

A radarfície F1 – Está presente nas linhas A e C, com refletores de mergulho suave em direção ao mar, por vezes paralelos e relativamente contínuos, de média a alta amplitude com agradação vertical e acreção lateral (Figuras 3 e 4). Esta radarfície foi interpretada como capeamento eólico e tem a espessura entre 0,3 a 3m.

A radarfície F2 – Descrita nas linhas A e C, apresenta refletores inclinados, com geometria sub-paralela, levemente sigmoidais, moderadamente contínuos, com mergulho em direção ao mar (Figuras 3 e 4). Esta radarfície tem espessura média de 2m e foi interpretada como pós praia e zona de estirâncio.

A radarfície F4 – Presente nas linhas A e C, apresenta refletores pouco contínuos, ondulados de baixa amplitude, padrão côncavo-convexo com mergulho em direção ao mar (Figuras 3 e 4). O F4 apresenta feições de antepraia superior.

A planície costeira de cordões litorâneos apresentou o padrão de empilhamento progradacional. As características das unidades eólicas descritas a partir da morfologia dos refletores de GPR são semelhantes as identificadas por Caldas *et al.* (2006), Costas & FritzGerard (2011) e Rocha *et. al.* (2013). As cristas de praia podem sofrer posterior atuação de processos eólicos, formando o capeamento eólico no topo, proveniente dos sedimentos transportados pelos ventos e depositados sobre a pós praia, ou dunas frontais sobre os depósitos de origem marinha (Tamura, 2012; Otvos, 2000; 2020).



O pacote eólico compõe o topo da linha A. Na unidade subjacente, o padrão de empilhamento dos refletores apresenta inclinação em direção ao mar e geometria subparalela reconhecida como pós praia e zona de estirâncio. As características desta unidade são semelhantes as identificadas por Nascimento et. al (2018). A ausência de estruturas com mergulho em direção ao continente e os refletores de estirâncio com mergulhos em direção ao mar refletem o processo de gênese a partir do modelo de incorporação de berma, considerado o mais comum e aceito para a formação das cristas de praia (Tamura 2012). Esta combinação também foi descrita em trabalhos realizados sobre barreiras regressivas no sul do Brasil (Barboza et al., 2009; Dillemburg et al., 2017) e trabalhos realizados no sudeste do Brasil por Rocha et al., 2013 e Nascimento et al., 2018.

A linha C é caracterizada pelo capeamento eólico pouco espesso no topo. A camada subsequente foi descrita como pós praia e zona de estirâncio, com refletores mergulhando para o mar, definindo o ambiente praial. Subjacente ao pós praia, há refletores pouco contínuos com geometria ondulada e padrão côncavo-convexo que foram interpretados como antepraia superior. De acordo com Tamura et al (2008) a antepraia superior está associada a migração de barras de zona submarina.



FIGURA 2: Imagem do Google Earth mostrando a localização dos pontos LOE e linhas de GPR na área de estudo.

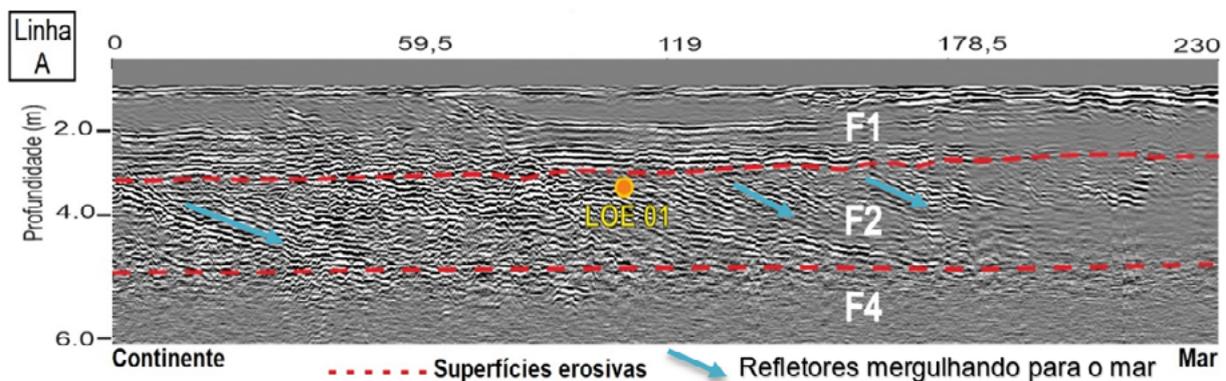


FIGURA 3: A linha pontilhada vermelha limita os ambientes eólico (F1), pós praia (F2) e (F4) antepraia superior. Refletores mergulhando para o mar indicam progradação.

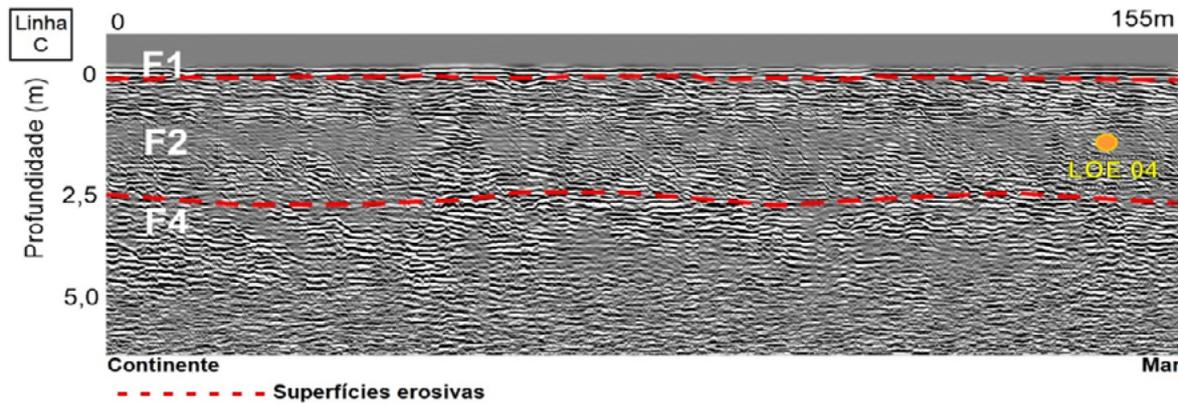


FIGURA 4: A linha pontilhada vermelha limita os ambientes eólico (F1), pós praia (F2) e (F4) antepraia superior. Refletores mergulhando para o mar indicam progradação.

Os resultados das idades LOE foram coerentes com o padrão regressivo da planície, caracterizando um padrão cronológico decrescente em direção a linha de costa. A idade obtida em LOE 01 é de 5.800 ± 750 anos e LOE 04 é de 3.880 ± 400 . As idades comprovam a origem holocênica das cristas de praia. As tabelas 1 e 2 mostram os resultados da LOE.

TABELA 1

Resultado da dose acumulada, dose anual e idade obtidos por LOE. Resultados dos autores.

Código	Datação	Amostra	Profundidade (cm)	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Idade (anos)
5257	LOE 01		230	625 ± 45	3,6	5.800 ± 750
			Desvio Padrão		0,4	
5260	LOE 04		120	760 ± 50	2,5	3.880 ± 400
			Desvio Padrão		0,2	

TABELA 2

Concentrações medidas dos isótopos radioativos ^{232}Th , $^{238}\text{U} + ^{235}\text{U}$, ^{40}K utilizados para calcular a dose anual. Resultados dos autores.

Código	Datação	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)
5257		$2,809 \pm 0,221$	$0,115 \pm 0,083$	$0,285 \pm 0,051$	3,8
5260		$2,436 \pm 0,213$	$0,487 \pm 0,088$	$0,234 \pm 0,052$	11,9

Em aproximadamente 6.000 anos ocorreu uma progradação da ordem total de 6.000m. O nível do mar atingiu um máximo de até 3,5m acima do atual entre 7.000 e 5.000 anos (Angulo & Lessa, 1997; Angulo et al., 2006) após o último máximo glacial de acordo com Martin et al. (2003) e Angulo et al. (2006). As estruturas do cristalino perturbaram o desenvolvimento da planície na história geológica. Os sedimentos foram intensamente retrabalhados pela ação das ondas. O LOE 01 representa o máximo transgressivo onde o aporte sedimentar foi maior que a taxa de geração de espaço, favorecendo o desenvolvimento da barreira regressiva.

No Brasil, as cristas de praia estão associadas ao rebaixamento do nível relativo do mar nos últimos 5.500 anos AP (Angulo et al. 2006; Martin et al. 2003). A feição regressiva está associada a sedimentação fluvial e marinha antecedentes que favoreceram a geração de barreiras regressivas. Nesse período o aporte sedimentar foi intenso devido a provável contribuição sedimentar do Rio São João.

Os resultados das datações por luminescência opticamente estimulada comprovam que a planície teve a sua origem no Holoceno médio a tardio. Neste período houve uma mudança climática abrupta que aparentemente envolveu uma significativa reorganização dos oceanos e padrões de circulação atmosférica.

ricos (Weiss, 2019). Que foi denominado como “a virada do Holoceno” (Paasche et al., 2004) e subsequentemente resultou no estabelecimento de um novo modo de regime climático (Paasche and Bakke, 2009).

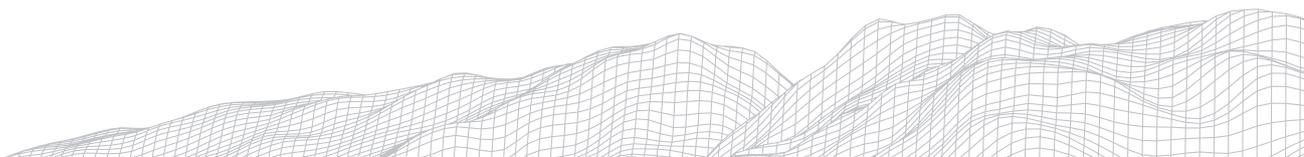
5. Considerações finais

O modelo de barreira regressiva foi caracterizado pelas radarfácies F1, F2 e F4. A Radarfície F1 representa o capeamento eólico, F2 foi definido como pós praia e zona de estirâncio e F4 descrito como antepraia superior. Estas fácies apresentam feições típicas de ambiente de praial e representam uma sequência vertical típica de progradação.

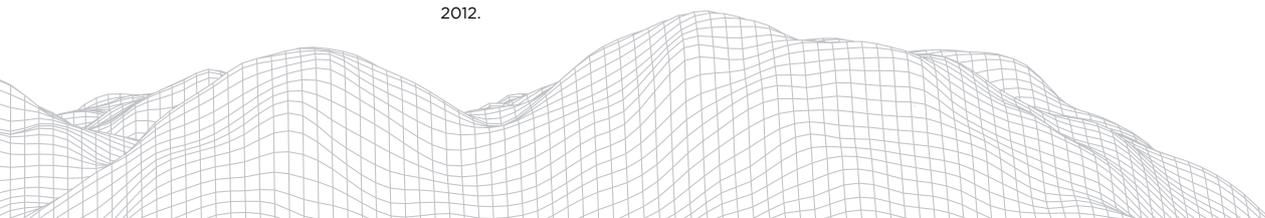
Os resultados de geocronologia mostraram que a idade mais antiga datou de 5.800 ± 750 anos na amostra mais próxima ao contato com o cristalino a 6000m de distância da linha de costa e a idade mais jovem foi de 3.880 ± 400 anos a 2500 m da linha de costa atual. Durante a transição entre o Holoceno Medio e o Holoceno Tardio os processos progradação apresentaram as maiores taxas, provavelmente pelo resultado do decaimento do nível do mar e fornecimento sedimentar do rio São João que resultou na progradação da linha de costa, construindo a sequência de paleopraias.

Referências

- ANGULO R.J. AND LESSA GC. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, 140: 141-166. 1997.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, 25, p. 486-506, 2006. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008
- BARBOZA E. G.; DILLENBURG, S. R.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 56, v. 1, p. 579-583. 2009.
- BENDIXEN, M., CLEMMENSEN, L.B., KROON, A., 2013. Sandy berm and beach-ridge formation in relation to extreme sea-levels: a Danish example in a micro-tidal environment. **Marine Geology**, 344, 53 - 64. 2013.
- BRISTOW, C.S., PUCILLO, K., 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. **Sedimentology** 53. 2006. 769e788.<http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00792.x>.
- BUYNEVICH, I.V., JOL, H.M., FITZGERALD, D. **Coastal environments**. In: Ground Penetrating Radar. Elsevier, pp. 299-322. 2009. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53348-7.00010-7>.
- CALDAS, L. H. O.; OLIVEIRA, J. G.; MEDEIRO, W. E.; KARL STATTEGGER, K.; VITAL, H. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. **Geo-Marine Letter**, v. 26, n. 5, p. 249-263. 2006. DOI: 10.1007/s00367-006-0034-2
- CLEMMENSEN, L.B., ANDREASEN, F., NIELSEN, S.T., Sten, E., 1996. The late Holocene coastal dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and deposition dynamics. **Geomorphology** 17, 79 - 98. 1996.
- CLEMMENSEN, L.B., PYE, K., MURRAY, A., HEINEMEIER, J. Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. **Sedimentology** 48, 3 - 27. 2001.
- CLEMMENSEN, L.B., MURRAY, A., HEINEMEIER, J., DE JONG, R. The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: a record of climate change over the past 5000 years. **Geomorphology** 105, 303 - 313. 2009.
- CLEMMENSEN, L.B., MURRAY, A.S. Luminescence dating of Holocene spit de-posits: an example from Skagen Odde, Denmark. **Boreas** 39, 154-162. 2010.



- CLEMMENSEN, L.B., NIELSEN, L. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. **Sedimentary Geology** 223, 281 e 290. 2010.
- CLEMMENSEN, L.B., NIELSEN, L., BENDIXEN, M., MURRAY, A.S. Morphology and sedimentary architecture of a beach-ridge system (Anholt, the Kattegat sea): a record of punctuated coastal progradation and sea-level change over the past 1000 years. **Boreas** 41 (3), 422 e 434. 2012.
- CLEMMENSEN, L.B., HANSEN, K.W.T., KROON, A., 2014a. Storminess variation at Skagen, northern Denmark since AD 1860: relations to climate change and implications for coastal dunes. **Aeolian Research** 15, 101 - 112. 2014a.
- CLEMMENSEN, L.B., BENDIXEN, M., HEDE, M.U., KROON, A., NIELSEN, L., MURRAY, A.S. Morphological records of storm floods exemplified by the impact of the 1872 Baltic storm on a sandy spit system in south-eastern Denmark. **Earth Surf. Process. Landforms** 39, 499 - 508. 2014b.
- CLEMMENSEN, L.B., GLAD, A.C., KROON, A. Storm flood impacts along the shores of micro-tidal inland seas: a morphological and sedimentological study of the Vesterlyng beach, the Belt Sea, Denmark. *Geomorphology* 253, 251-261, 2016
- COSTAS, S.; FITZGERALD, D. Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. **Marine Geology**, v. 284, n. 1, p. 203-216, 2011.
- DAVIS, R. A.; HAYES, M. O. What is a wave-dominated coast?. **Marine geology**, v. 60, n. 1-4, p. 313-329, 1984.
- DILLENBURG S.R & HESP P. (eds.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, v.107, 396 p. 2009.
- DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; ROSA, M. L. C. C.; MACIEL, G. S. Aeolian Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region between a Regressive and a Transgressive Barrier: an example from Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 65, n. sp1, p. 464-469, 2013. DOI: 10.2112/SI65-079.1
- FERNANDEZ, G. B. e ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n.2, p.301-319. 2015.
- FITZGERALD, D.M., BALDWIN, C.T., IBRAHIM, N.A., HUMPHRIES, S.M., 1992. **Sedimentologic and Morphologic Evolution of a Beach Ridge Barrier along an Indented Coast: Buzzards Bay, Massachusetts**. Society for Sedimentary Geology.
- GOSLIN, J., CLEMMENSEN, L.B., 2017. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: storm-wave induced markers. **Quaternary Sciences Reviews** 174, 80-119. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.026>. 2017.
- GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C.J. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almeria, Western Mediterranean). **Geomorphology** 50, 251-268. 2003.
- HEDE, M.U., BENDIXEN, M., CLEMMENSEN, L.B., KROON, A., NIELSEN, L., 2013. Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. **The Holocene** 23, 1238 -1246. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683613484618>.
- HEDE, M.U., SANDER, L., CLEMMENSEN, L.B., KROON, A., PEJRUP, M., NIELSEN, L. Changes in Holocene relative sea-level and coastal morphology: a study of a raised beach ridge system on Samsø, southwest Scandinavia. **The Holocene** 25,1402-1414. 2105.
- HESP, P. A. **Foredune formation in Southeast Australia**. Coastal Geomorphology in Australia. Sydney: Academic Press, p. 69-97, 1984.
- HESP P.A., DILLENBURG S.R., BARBOZA E.G., TOMAZELLI L.J., AYUO-ZOUAIN R.N., ESTEVES L.S.; GRUBER N.S., TOLDO-Jr. E., TABAJARA L.L.C, CLEROT L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 77(3):493-508. 2005.
- HOLZ, M. **Estratigrafia de Sequências - histórico, princípios e aplicações**. Editora Intercedência, Rio de Janeiro. 276p. 2012.



JOL, H.M., SMITH, D.G., MEYERS, R.A., 1996. Digital ground penetrating radar (GPR): an improved and very effective geophysical tool for studying modern coastal barriers (examples for the Atlantic, Gulf and Pacific coasts, U.S.A.). **Journal of Coastal Research** 12, 960 - 968. 1996.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene sea-level in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, n.19, p.101-124. 2003.

MEYERS, R.A., SMITH, D.G., JOL, H.M., PETERSON, C.D. Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington. **Geology**, 24, 99. 1996.

NASCIMENTO, F. J. S.; BARBOZA, E. G.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B.; MINELI, T. D.; ESTEVES, T. Análise cronoestratigráfica dos cordões litorâneos na planície costeira da foz do rio Itabapoana (Espírito Santo, Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia** (Online), São Paulo, v.19, n.3 (Jul-Set) p.503-523, 2018.

NEAL, A., PONTEE, N.I., PYE, K., RICHARDS, J. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. **Sedimentology** 49, 789 - 804. 2002.

NEAL, A., RICHARDS, J., PYE, K. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. **Sedimentary Geology**, 162, 167-198. 2003. [http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00136-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00136-2)

NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth Science Reviews** 66, 261-330. 2004.

NIELSEN, A.; MURRAY, A. S.; PEJRUP, M.; ELBERLING, B. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. **Quaternary Geochronology**, 1:305-312. 2006.

NIELSEN, L., CLEMMENSEN, L.B. Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime. **Terra Nova**, 21, 474 - 479. 2009. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00904.x>.

NOOREN, K., VAN D. HOEK, W., WINKELS, T., HUIZINGA, A., PLICHT, VAN D. H., D., VAN REMKE, L.H., VAN SYTZE, B., VAN, M.J., PRINS, M.A., REIMANN, T., WALLINGA, J., COHEN, K.M., MINDERHOUD, P., MIDDLELKOOP, H. The Usumacinta-Grijalva beach-ridge plain in southern Mexico: a high-resolution archive of river discharge and precipitation. **Earth Surface Dynamics**, 5, 529-556. 2017.

NOTT, J., SMITHERS, S., WALSH, K., RHODES, E. Sand beach ridges record 6000-year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. **Quaternary Science Reviews** 28, 1511-1520. 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.014>

NOTT, J. A 6000-year tropical cyclone record from Western Australia. **Quaternary Science Reviews**, 30, 713-722. 2011. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.004>

OTVOS, E.G. Beach ridges—definitions and significance. **Geomorphology** 32, 83 - 108. 2000.

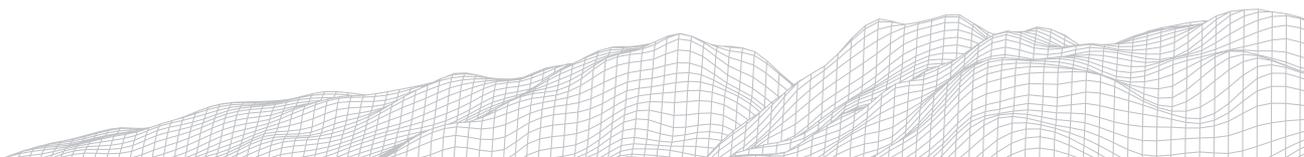
OTVOS, E.G. Coastal barriers - Nomenclature, processes and classification issues. **Geomorphology**, 139-140:39-52. 2012.

OTVOS, E.G. Coastal Barriers Fresh Look at Origins, Nomenclature and Classification Issues. 2019. **Geomorphology** 355:107000. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.107000>.

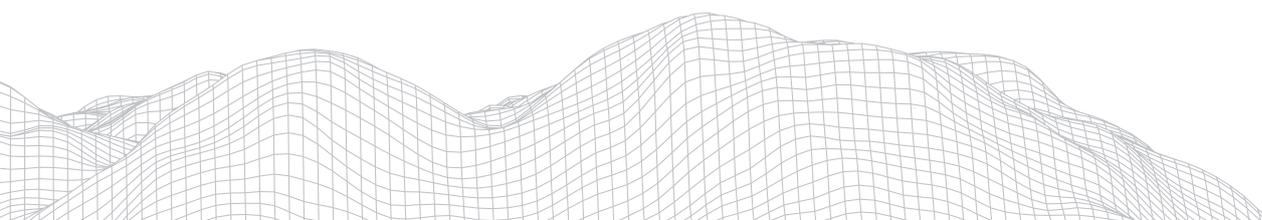
PAASCHE, O., R. LOVLIE, S. O. DAHL, J. BAKKE, and NESJE, A. Bacterial magnetite in lake sediments: Late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 223, 319- 333. 2004.

PAASCHE, O., BAKKE, J. The Holocene Turnover - A global climate shift at -4 ka. **Geophysical Research Abstracts** 11: EGU2019-14017. 2009.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. 1988. **Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models**. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (eds), Sea-level Changes - An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:1125-154.



- RICHARDSON, C. A. Residual luminescence signals in modern coastal sediments. **Quaternary Science Reviews**, 20:887 - 892. 2001.
- ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O. Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). **Journal of Coastal Research**, SI 65, n. sp1, p. 570-575. 2013. DOI: 10.2112/SI65-097.1
- ROY P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A., THOM B.G. 1994. **Wave-dominated coasts**. In: Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (eds.) Coastal evolution: late quaternary morphodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, p. 121-186. 1994.
- SANDER, L., HEDE, M.U., FRUERGAAARD, M., NIELSEN, L., CLEMMENSEN, L.B., KROON, A., JOHANNESSEN, P.N., NIELSEN, L.H., PEJRUP, M. Coastal lagoons and beachridges as complementary sedimentary archives for the reconstruction of Holocene relative sea-level changes. **Terra Nova**. 28, 43-49. 2016. <http://dx.doi.org/10.1111/ter.1218>.
- STAPOR, F. W.; MATHEWS, T. D.; LINDFORS-KEARNS, F. E. Barrier-island progradation and Holocene sea-level history in southwest Florida. **Journal of Coastal Research**, v. 7, p. 815-838. 1991.
- SWITZER, A.D., GOURAMANIS, C., BRISTOW, C.S., SIMMS, A.R. **Ground-penetrating radar (GPR) in coastal hazard studies**. Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves 143-168. 2020. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-815686-5.00008-0>.
- TAMURA, T. Beach Ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. **Earth Science Reviews**. 114, 279-297. 2012.
- TAYLOR M., Stone GW. Beach ridges: A review. **Journal of Coastal Research** 12: 612-621. 1996.
- WEISS, H.2019. **The 4.2ka BP event in the northern North Atlantic**. Climate of Past Discussion. <https://doi-org.ez24.periodicos.capes.gov.br/162-RC2>.



2834

CONSIDERAÇÕES SOBRE TERRAÇOS MARINHOS NO BAIXO CURSO DO RIO PIRANHAS-AÇU, RN

Pedro Ítalo Carvalho Aderaldo

Universidade Estadual de Campinas

Rua João Pandiá Calógeras, Cidade Universitária, Campinas-SP,

CEP: 13083870

E-mail: pedroitalo@ige.unicamp.br

Archimedes Perez Filho

Universidade Estadual de Campinas

Rua João Pandiá Calógeras, Cidade Universitária, Campinas-SP,

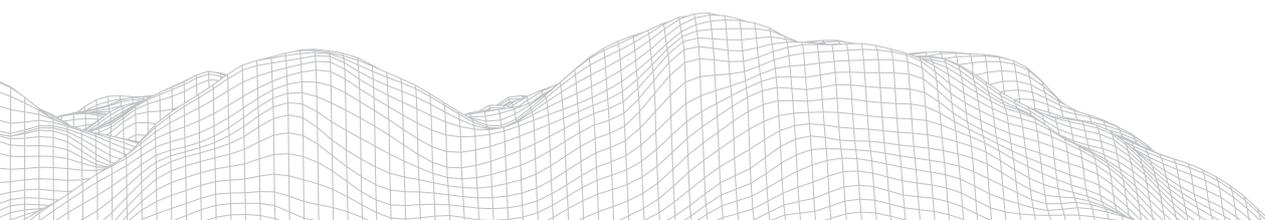
CEP: 13083870

E-mail: archi@ige.unicamp.br

Resumo

Uma das importantes feições morfológicas litorâneas, a qual tem sua morfogênese relacionada às oscilações relativas dos níveis marinhos, configura-se pelo terraço marinho. As análises nesse tipo de terraço mostram-se relevante, por subsidiar a compreensão evolutiva da paisagem e de seus processos atuantes. Contudo, para embasar investigações sobre modelagem litorânea, torna-se primordial realizar inicialmente uma precisa identificação e uma caracterização morfológica, nos terraços existentes. Diante disso, realiza-se no baixo curso do rio piranhas-açu, a identificação dos terraços marinhos e demais feições geomorfológicas adjacentes a estes, em um mapa, bem como, apresenta-se as suas principais características morfológicas, nas discussões dos resultados. Consta-se com esse artigo, 4 níveis diferentes de terraços, com superfícies horizontais relativamente planas ou suavemente inclinadas, variando entre 1° e 5°, sempre em direção ao mar e escalonados.

Palavras-chave: Terraços marinhos. Rio piranhas-açu. Mapeamento. Morfologia.



1. Introdução

Ao longo do tempo geológico, constata-se diversas formações e mudanças da morfologia na crosta terrestre. Inserida nesse momento evolutivo, observa-se que a paisagem litorânea, se configura a partir de processos naturais mais recentes, submetidos a constante dinamismo. Ao identificar importantes componentes morfológicos costeiros, nota-se sua direta relação, com movimentos eustáticos, advindo das mudanças climáticas e tectônicas durante o Quaternário (MEIRELES, 2014).

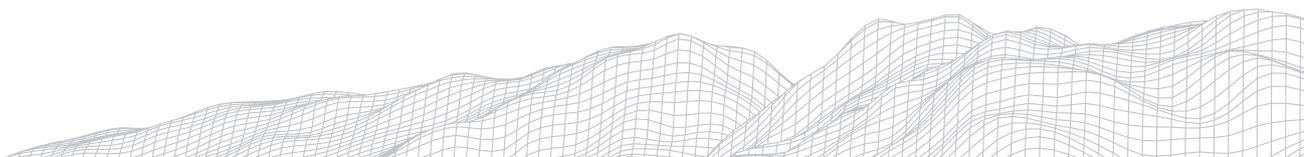
Os eventos regressivos e transgressivos marinhos ocorridos no pretérito, deixaram formas nas paisagens, que possibilitam na atualidade, evidências para reconstituição de paleopaisagens, e dentre outros, indícios de paleoclimas atuantes. Uma das importantes feições morfológicas litorâneas, a qual tem sua morfogênese relacionada às oscilações relativas dos níveis marinhos, configura-se pelo terraço marinho.

Os terraços marinhos são depósitos sedimentares arenosos, representados por paleolinhas praias, posicionados em áreas emersas, constituídas após níveis máximos do mar ocorridos em episódios transgressivos (SUGUIO, 2010). Observa-se que durante as transgressões marinhas, a linha de costa e demais feições geomorfológicas são erodidas, e o material dessa erosão são transportados para a plataforma continental. No entanto, durante as regressões marinhas, há deposição na costa a partir do transporte de sedimentos oriundos da plataforma continental, proporcionando a formação de novas feições geomorfológicas, a exemplo dos terraços (BRUUN, 1962; DOMINGUEZ, 1982; MEIRELES, 2014).

Nota-se que os terraços marinhos são relevantes, para compreensão evolutiva da paisagem e de seus processos atuantes, contudo, para embasar esse tipo de investigação sobre modelagem litorânea, torna-se primordial realizar inicialmente uma precisa identificação e uma caracterização morfológica, dos terraços existentes. Diante disso, com foco no baixo curso do rio piranhas-açu, este artigo objetiva identificar por meio de mapas, os terraços marinhos e demais feições geomorfológicas adjacentes a estes, apresentar as suas principais características morfológicas e contribuir de modo geral, para estudos de cunho geomorfológico no litoral potiguar.

2. Área de Estudo

A área de estudo, delimitada a partir da extensão dos terraços marinhos presentes no baixo curso do rio piranhas-açu, localiza-se na porção leste do estado do Rio Grande do Norte - RN, nos municípios denominados de Areia Branca, Porto do Mangue e Macau (Figura 01). Observa-se na atual composição paisagística da área: hegemonia de depósitos Quaternários, esculpidos por atuação do clima e em específico, por ação primordial da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT (CRUZ, 2009); relevos suavemente inclinados, com exceção de maiores inclinações nas falésias, no domo anticlinal e nos grandes campos de dunas, presentes em patamares mais elevados, sobre a formação barreira, e em patamares mais suaves, sobre os terraços marinhos; drenagem predominantemente radial e paralela; clima semiárido com período chuvoso de 4 a 5 meses; presença de vegetação litorânea e de caatinga; e ação antrópica representada hegemonicamente pela produção de sal, camarão, agricultura, petróleo e energia eólica (CPRM, 2007).



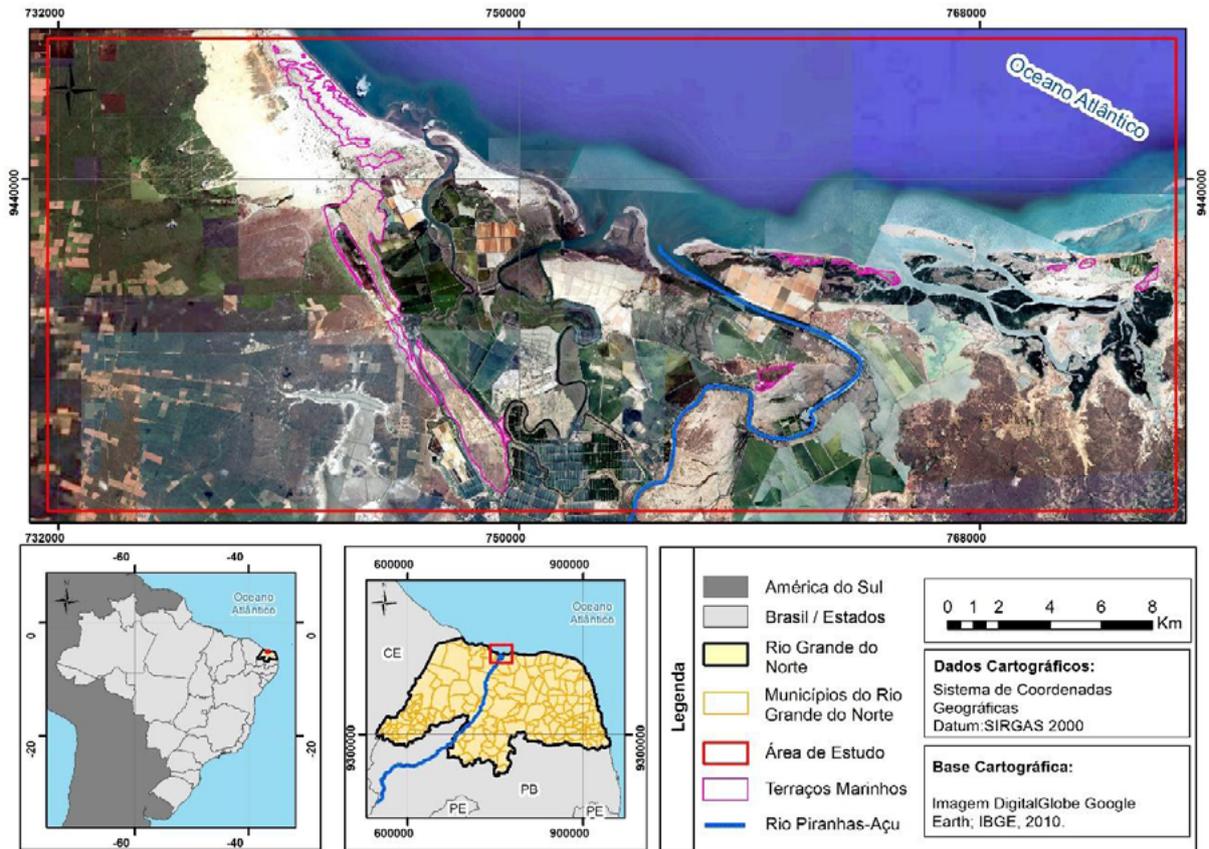


FIGURA 1: Mapa de Localização - Área de Estudo.
 Fonte: Elaboração própria

Na área estudo, observa-se que fatores como ação antrópica, campos de dunas e formação Barreiras, proporcionam maior complexidade na identificação dos terraços marinhos. No âmbito antrópico, constata-se que a produção de sal e camarão, configuram-se como as grandes potencializadoras de mudanças nas características naturais desses terraços, os quais poderiam apresentar significativa extensão, mostram-se cortados ou até mesmo desconfigurados totalmente, dificultando a delimitação do seu começo e fim, bem como, de suas variações topográficas. Outro fator são os campos de dunas móveis fortemente atingidos pela atuação dos ventos alísios, no sentido predominante de L-O. Esses campos dificultam a identificação, por se movimentarem com bastante celeridade, em um curto período de tempo, ocultando e revelando os terraços presentes sob sua base. Quanto a formação Barreiras, compondo linhas de falésias, observa-se que estas comportam-se como limites para a deposição marinha, e consequentemente para formação dos terraços. Na porção oeste do rio piranhas-açu, as falésias apresentam-se com maiores altitudes (superior aos 15 metros), seguem o direcionamento NO-SE, e encontram-se com significativas e variáveis distancias do mar, possibilitando a formação extensos terraços. Contudo, na porção leste do rio piranhas-açu, as falésias são menos expressivas, tornam-se em muitos setores ativas, e mostram-se próxima ao mar, limitando a formação dos terraços.

3. Metodologia

Para realizar a identificação dos terraços e as considerações sobre as suas respectivas morfologias, realizou-se trabalhos de gabinete e de campo. A atividade de gabinete ocorreu em dois momentos. No primeiro, anterior ao trabalho de campo, foi possível observar, por meio de imagens de satélites Landsat 8, capturadas em julho de 2019, e disponibilizadas no *software* Google

Earth, áreas com deposição marinha e propícias para formação de terraços. Nessa etapa, também se analisou bibliografias e dados cartográficos sobre a área de estudo, os quais nortearam as prévias discussões e entendimentos. No segundo momento, posterior ao trabalho de campo e com a aquisição dos dados providos deste, representou-se em mapa, com maior exatidão, os terraços marinhos e demais feições geomorfológicas existentes na área de estudo. O mapeamento foi realizado no *software* Arcgis (ESRI), em escala de 1:50.000 e representado em escala de 1:240.000. A folha geológica Macau (SB.24-X-D-II), bem como, produção científica denominada de Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte, subsidiaram no desenho de algumas outras feições (ANGELIM et al., 2006; CPRM, 2007 e 2010). Durante essa etapa também foi possível, minimizar erros quanto as seguintes características dos terraços: localizações; dimensionamentos; morfologias; altitudes; e setorização dos seus níveis. No que se refere a constatação das altitudes dos terraços, utilizou-se dados de *GPS* com alta precisão, perfis elaborados pelo *software* *Google Earth*, e imagens *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM, com resolução espacial de 30 metros, retiradas no *site* *Earth Explorer - U.S Geological Survey*, apresentando as seguintes nomeações: SRTM1S05W037V3; SRTM1S06W037V3. A obtenção nos terraços, das suas inclinações em graus, foi possível, a partir do processamento das mesmas imagens SRTM, acima citadas, no *software* Arcgis.

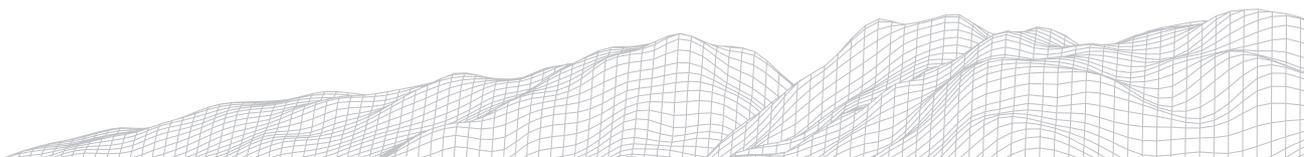
Para o desenvolvimento deste artigo, a atividade de campo foi primordial, visto que muitas áreas de terraços não seriam mapeadas apenas por imagens de satélites. Nessa etapa, foi possível constatar terraços marinhos, observar as suas particularidades morfológicas, realizar levantamentos cartográficos com auxílio de *GPS*, e identificar particularidades de suas coberturas superficiais.

4. Resultados

Para se entender os direcionamentos atuais, de significativos terraços marinhos, destaca-se previamente a importância das estruturas geológicas na área de estudo. A atuação estrutural, representada pela existência de uma forte deformação na crosta, se apresenta como condicionante dos grandes direcionamentos das paisagens presentes. Como exemplo, nota-se que os depósitos Quaternários do rio Piranhas-Açu, seguem à disposição SO-NE, a qual está relacionada com as direções de fraturamentos, providos de deformações ocorridas no Brasiliano e Cretáceo (BEZERRA et al., 2001 e 2005; GOMES NETO, 2007; MAIA, 2012).

Outro direcionamento de fraturas existentes, é evidenciado próximo ao litoral, no sentido NO-SE. Estes, são configurados a partir do campo de tensão atual na costa brasileira, provindo de setores compressivos entre a placa sul-americana e a placa de nazca. Na porção oeste da área de estudo, identifica-se falésias que seguem nitidamente esse sentido, e conseqüentemente todos os depósitos em seu *front*, tais como, os terraços marinhos (NOGUEIRA, et al., 2006; MOURA-LIMA, et al., 2010; MAIA, 2012). Salienta-se que, nessa área a oeste, há nítidos soerguimentos neotectônicos do relevo, podendo influenciar na altimetria de alguns níveis de terraços marinhos presentes.

Demonstra-se na Figura 2, o direcionamento principal SO-NE, das estruturas geológicas no estado do RN, evidenciadas acima do lineamento patos, cuja direção é O-E. Indica-se também, a disposição das fraturas no sentido NO-SE próximas ao litoral, bem como as posições dos terraços inseridos nesse contexto.



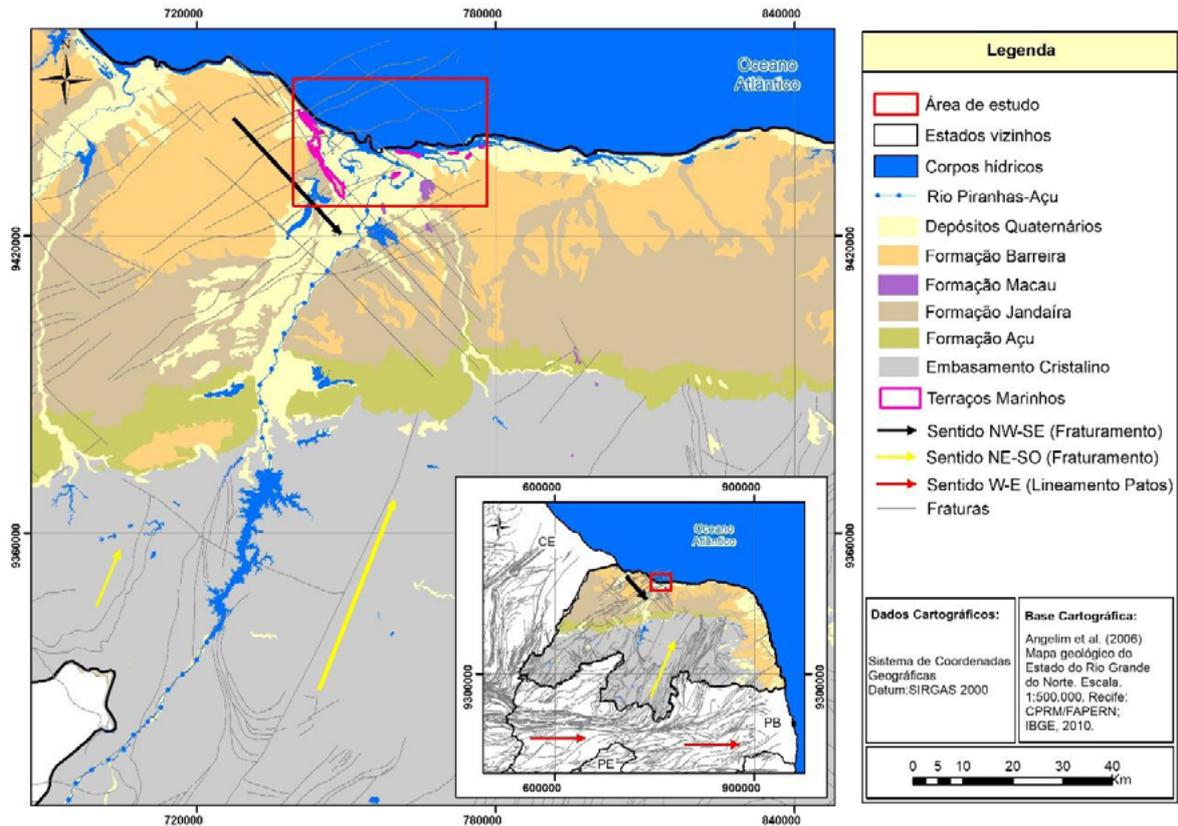


FIGURA 2: Bacia sedimentar potiguar e fraturas existentes no RN e Estados vizinhos.

Fonte: Adaptado de Angelim et al. (2006).

Os terraços de construção marinha “wave-built terraces” (SUGUIO, 2010), identificados na área de estudo, estão posicionados abaixo da formação Barreiras, diferente de outras porções do RN, como na barra de Tabatinga, onde são encontrados acima da formação Barreiras (BARRETO et al., 2002). As suas localizações principais configuram-se entre o sopé das falésias e o mar, ou entre depósitos flúvio-marinhos e o mar.

Os terraços identificados, apresentam-se com superfícies horizontais relativamente planas ou suavemente inclinadas, variando entre 1° e 5°, sempre em direção ao mar e escalonados, ou seja, com patamares altimétricos variando de um nível maior e mais distante do mar, até um nível menor e mais próximo ao mar. A existência de diferenças nas suas altitudes, podem remeter-se a processos deposicionais distintos, ou seja, caso a neotectônica não esteja evidente, terraços com maiores elevações, são oriundos de deposições e variações climáticas mais antigas, assim como, aqueles com menores elevações, são oriundos de deposições e variações climáticas mais recentes.

Na área de estudo, as porções de terraços marinhos evidenciados na Figura 03, têm suas coberturas superficiais nítidas, mostrando-se com ausência ou pequena presença de outras feições geomorfológicas sobrepostas, sua altimetria varia entre 2 e 9 metros. Ao setorizar as altimetrias desses terraços, de acordo com a espacialização dos patamares presentes e com a posição da margem do rio Piranhas-Açu, averiguam-se 4 níveis. O nível 1, varia de 2 a 3 metros e localiza-se na margem direita do rio. O nível 2, varia de 4 a 6 metros e localiza-se na margem direita do rio. O nível 3 varia de 2 a 3 metros e localiza-se na margem esquerda do rio. O nível 4, varia de 4 a 9 metros e localiza-se na margem esquerda do rio (Figura 03). Acredita-se que, a cada nível reconhecido tenha ocorrido uma diferente deposição e conseqüentemente um diferente evento climático que o constituiu.

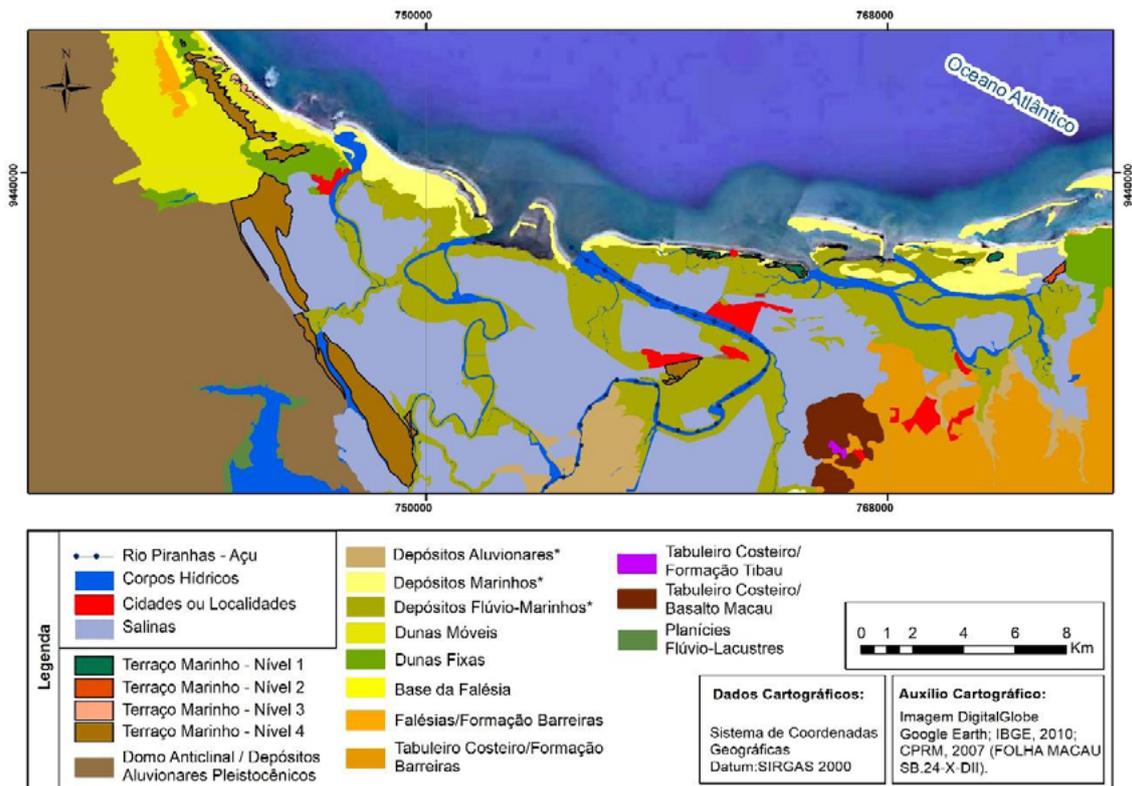


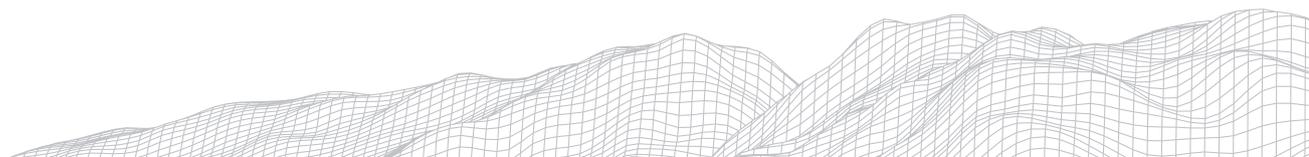
FIGURA 3: Identificação dos terraços marinhos no baixo curso do rio Piranhas-Açu. *Na classe Depósitos Marinhos, engloba-se praias, cristas de praias, berma, dunas frontais, planície de deflação e barras arenosas; *Na classe Depósitos Flúvio-Marinhos, engloba-se manguezal, apicum e terraços flúvio-marinhos; *Na classe Depósitos Aluvionares, engloba-se os depósitos fluviais holocênicos, tais como, planície de inundação, meandros abandonados e terraços fluviais; *A classe Base da Falésia, configura-se como sedimentos espreados na base da escarpa, provindos da formação barreiras, de coloração alaranjada, com suave inclinação em direção ao litoral.

Fonte: Elaboração própria.

No nível 1, identifica-se terraços marinhos localizados entre praias, dunas frontais, dunas móveis, mangue e apicum. Acredita-se que este nível, seja o mais recente da área de estudo, uma vez que, a datação por c14, realizada próximo a esse terraço e a foz, em depósito de turfas, evidenciou idade próxima aos 220 A.P. (BEZERRA, et al., 2003). Pulsos climáticos Holocênicos, podem justificar a composição desse tipo de nível (PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019). Nessa área, evidencia-se predomínio de superfícies planas, ocorrendo em algumas porções suaves ondulações, motivadas pelo acúmulo de depósitos arenosos fixados por vegetação (Figura 04).

No nível 2 identifica-se terraço marinho localizado entre praias, dunas fixas sobrepostas a formação Barreiras, áreas antrópicas e mangue. Esse nível caracteriza-se como o mais degradado por salinas, não ultrapassando 1 km² de tamanho. Sua superfície é essencialmente plana, sem nenhum traço erosivo e com pouca deposição eólica. Diferentemente do nível 4 onde se encontra algumas altimetrias similares, neste nível 2 não há indícios de atuação neotectônica (Figura 04).

No nível 3, identifica-se terraço marinho localizado entre praias, dunas frontais, dunas móveis e fixas. Apesar de se encontrar no nível 1 altimetrias semelhantes, neste nível 3, existem evidências de dinâmicas evolutivas diferentes, tais como, a presença de lâminas de evaporitos, a partir dos 10 centímetros de profundidade, em camadas superficiais de Neossolos Quartzarênicos. Acredita-se que a formação deste terraço, remeta-se a um ambiente de mar raso, composto



por barras arenosas, que possibilitavam sessar o aporte de água marinha, durante alguns períodos. Observa-se também nessa área, predomínio de superfícies planas, interrompidas em contato com reentrâncias de dunas móveis, superiores aos 10 metros de altura, a quais movimentam-se rapidamente e proporcionam mudanças na visualização do terraço (Figura 04).

No nível 4, identifica-se terraço marinho localizado entre dunas móveis e fixas, áreas antrópicas e depósitos aluvionares Pleistocênicos. Seu tamanho é de aproximadamente 21 km², a maior extensão de terraço marinho em toda a área de estudo. Na porção a sudeste, próximo ao rio Piranhas-Açu, é possível observar rochas de praia ou praianitos, que indicam o limite entre os depósitos Pleistocênicos e o máximo transgressivo Holocênico. Também nesse setor, identifica-se datações por c14, com idades em torno de 5.000 A.P., configurando-se como nível mais antigo (SILVA, 1991; BARBOSA, 2018). Destaca-se que o período dos 5.000 A.P., marca uma das grandes flutuações do nível marinho ocorrido na costa do Brasil, enquadrando-se dentro do “optimum” climático (SUGUIO, 2010). Esse nível, evidencia-se com superfícies planas e suavemente inclinadas, além disso, em algumas porções a sudeste, nota-se com aumento da altitude, estando influenciadas por neotectônica (Figura 04).

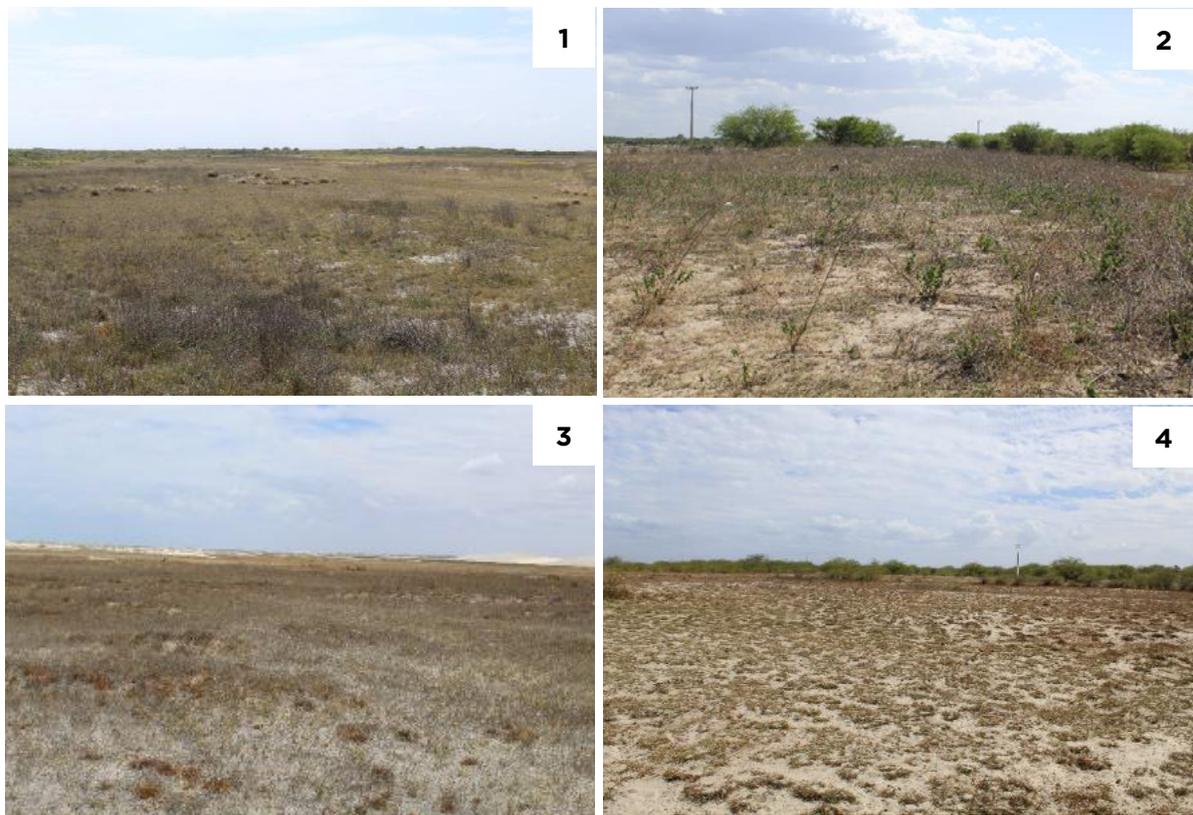


FIGURA 4: (1) -Terraço marinho nível 1; (2) - Terraço marinho nível 2; (3) - Terraço marinho nível 3; (4) - Terraço marinho nível 4.
Fonte: Acervo próprio.

5. Conclusão

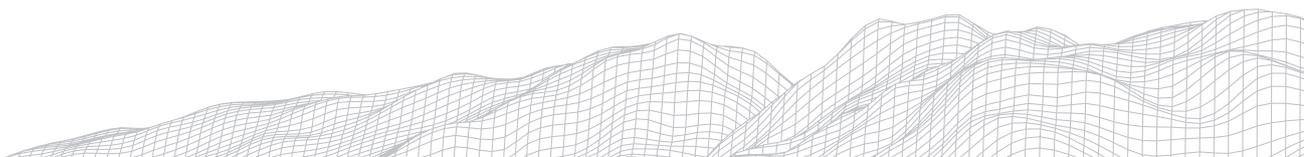
Ao buscar interpretar paisagens Holocênicas litorâneas, observa-se distintas complexidades, dado o seu grande dinamismo natural. No Brasil, a primazia das pesquisas que buscam entendimentos sobre a reconstituição paleogeográfica, voltam-se para as análises em feições geomorfológicas, sedimentos continentais e marinhos, corais, assembleias microfossilíferas, espeleotemas e registros históricos. Nesse artigo, enfatizou-se as discussões sobre os terraços

marinhos, por acreditar na sua importância como um registro geomorfológico, que permite por meio das técnicas adequadas, investigar eventos físico-naturais presentes no Quaternário, tais como, momentos de regressão ou transgressão marinha, de erosão ou deposição, e de variação climática.

Para que haja estudos e análises nos terraços, torna-se inicialmente necessário, identificar com exatidão as suas disposições nas paisagens e realizar considerações sobre as suas características morfológicas. Nesse sentido, realizou-se discussões morfológicas e mapas com espacialização dos terraços marinhos, presentes no baixo curso do rio Piranhas-Açu, os quais foram constatados por vezes, com significativas marcas de degradação. Com esse trabalho, acredita-se ter contribuído para investigações sobre terraços marinhos e de modo geral, para estudos de cunho geomorfológico no litoral potiguar.

Referências

- ANGELIM, L.A.A., MEDEIROS, V.C., NESI, J.R. 2006. Programa Geologia do Brasil -PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala. 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN, 2006.
- BARRETO, A.M.F., BEZERRA F.H.R., SUGUIO K., TATUMI S.H., YEE M., PAIVA R.P., MUNITA C.S.; Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea level change and tectonic implications.; *Paleogeograph Paleoclimatology Paleoeology* 179: 57-69. 2002.
- BEZERRA, F.H.R.; AMARO, V.E.; VITFINZI, C.; SAADI, A., Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal os South American Earth Sciences*. V. 14, p.61-75, 2001.
- BEZERRA, F.H.R; BARRETO, A.M.F; SUGUIO, K. Holoceno sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*. pag 73-89. 2003.
- BEZERRA, F.H.R.; FONSECA, V.P.; VITAFINZI, C.; LIMA FILHO, F.P.; SAADI, A.; Liquefaction-induced structures in Quaternary aluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil. In: Obermeier, S.F. (ed.), *Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazard*. *Engoneeron Geology*. V. 76: p.191-208, 2005.
- BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v. 88, p.117-130, 1962.
- CRUZ, Francisco W; VUILLE, Mathias; BURNS, Stephen J; *et al*. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, London, v. 2, p. 210-214, 2009. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo444> > DOI: 10.1038/ngeo444.
- CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais / Serviço Geológico do Brasil. Macau- SB.24-X-D-II, escala 1:100.000: nota explicativa./ Francisco Hilário Rego Bezerra, Ricardo Farias do Amaral, Francisco Oliveira da Silva, Maria Osvalneide Lucena Sousa, Vanildo Pereira da Fonseca, Marcela Marques Vieira.- Rio Grande do Norte: UFRN /CPRM. Brasília, 2007.
- CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte / Organização: Pedro Augusto dos Santos Pfaltzgraff [e] Fernanda Soares de Miranda Torres. Recife, 2010. 227p.
- DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. 1983. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1982.
- GOMES NETO, A.O. Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil. 2007.
- MAIA, R. P. Geomorfologia e Neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró RN. Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Centro de Ciências Exatas e da Terra; Tese de Doutorado. Natal/RN, 2012.



MEIRELES, A. J. de A.; Geomorfologia costeira: funções ambientais e sociais / Antonio Jeovah de Andrade Meireles - Fortaleza: Imprensa Universitária, 2014.

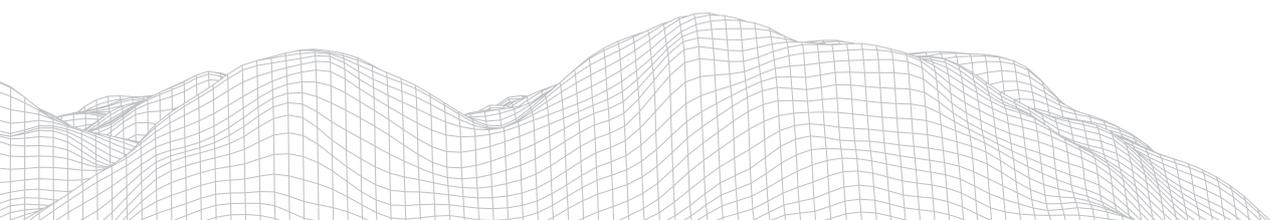
MOURA-LIMA, E.N.; BEZERRA, F.H.; LIMA FILHO, F.P.; CASTRO, D.L.; SOUZA, M.O.L.; FONSECA, V.P.; AQUINO, M.R., 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*. V.235, p.160-171, 2010.

NOGUEIRA, F.C.C.; BEZERRA, F.H.R.; CASTRO, D.L., Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v.6, n.2, p51-59, 2006.

PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G., Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations. *CATENA*, v. 172, p. 866-876, 2019

PESSOA NETO, O.C.; SOARES, U.M.; SILVA, J.G.F.; ROESNER, E.H.; FLORÊNCIO, C.P.; SOUZA, C.A.V., "Bacia Potiguar". *Boletim de Geociências - PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.357-369, 2007.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. 2 ed. São Paulo, Oficina de Textos, 2010, 408p.



CONTROLES FLUVIAIS E DIVERSIDADE DE ESTILOS FLUVIAL DO MÉDIO E BAIXO CURSO DO RIO PARAÍBA- PARAÍBA

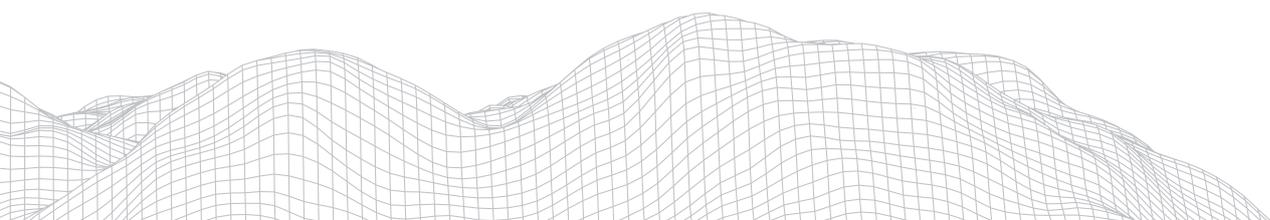
2844

Micaele de Assis da Silva
Universidade Federal da Paraíba
Departamento de Geociências, Castelo Branco III,
João Pessoa-PB, CEP: 58.059-900
E-mail: assismicaele@gmail.com
Jonas Otaviano Praça de Souza
Universidade Federal da Paraíba
Departamento de Geociências, Castelo Branco III,
João Pessoa-PB, CEP: 58.059-900
E-mail: jonasgeoufpe@yahoo.com.br

Resumo

Os rios constituem um agente modificador da paisagem de grande influência, por isso faz-se necessários estudos que possam contribuir na compreensão seus ciclos de mudança ou de seus estilos permitindo com maior segurança o uso e/ou ocupação de suas proximidades. As formas com que um rio se apresenta estão diretamente ligados ao ambiente sua topográfica, pluviosidade, altitude e litologia, o Rio Paraíba além disso também possui barragens ao longo de seu curso, servindo como mais um agente sobre a diversidade fluvial além de abastecer cidades localizadas nas regiões mais áridas da bacia. Portanto, partir da correlação do Modelo Digital de elevação produzido a partir de rotinas no ArcMap 10.5, com imagens do Nasadem (30m), e as informações obtidas a partir da litologia e pluviosidade foi identificado que a diferente combinação destes elementos gerou diferentes feições nos canais contribuindo para tornar o rio ora intermitente, ora perene.

Palavras-chave: Estilos Fluviais; Controles Fluviais; Diversidade Fluvial



1. Introdução

Os ambientes fluviais vêm sendo estudados a partir da escala da bacia hidrográfica e como sistemas abertos que por sua vez tendem a sofrer variações ou perturbações com diferentes magnitudes e frequências. Dentre os elementos e eventos que interagem com os ambientes fluviais contribuindo para a modificação ou manutenção de suas formas o que mais influenciam são o clima, litologia, a variação de altitude e declividade. No caso do clima o principal controle é a pluviosidade e evapotranspiração – excedente ou déficit hídrico – no caso do Nordeste brasileiro alternando entre ambientes secos (subúmidos e semiáridos) e ambientes úmidos.

Os rios inseridos em diferentes ambientes de morfologias diversificadas têm principalmente seus leitos controlados pela presença de matacões podendo assim ser denominado de leito rochoso. A mesmo tempo, pode ocorrer trechos entrelaçados ou sinuosos que podem ser totalmente aluviais e autoajustáveis; bem como os rios anastomosados, que se formam em planícies de baixo relevo, entre outros tipos de rios que são comumente classificados a partir do grau de confinamento do canal (BRIELEY e FRYIS, 2005)

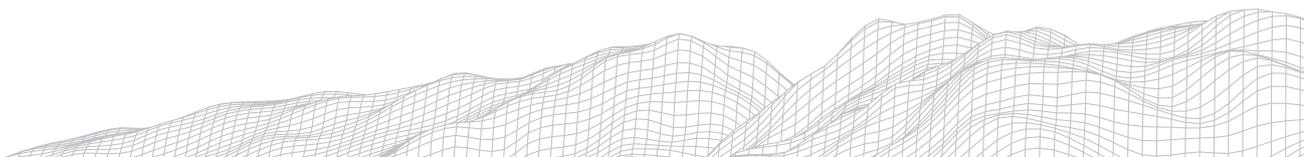
O grau de confinamento do canal se dará pela presença ou ausência de várzeas ao longo do curso dos rios. Podendo variar desde canais confinados- que apresentam menos de 10% de planícies de inundação nas duas margens no canal, os parcialmente confinados- que poderem apresentar de 10% a 90% de planícies de inundação em ambas as margens de seu canal, até não confinados- que apresentam menos de 20% de confinamento de suas margens ao logo do canal podendo ter canais contínuos e descontínuos. (BRIELEY e FRYIS, 2005; RODRIGUES e SOUZA, 2020)

Dos condicionantes da diversidade dos canais fluviais está a litologia, sua variação ao longo dos cursos fluviais contribui para a geração de ambientes e solos que facilitam ou não a erosão das margens, transporte de sedimentos, vazão do rio, percolação, velocidade do fluxo e conseqüentemente os estilos do canal. Concomitantemente, outros elementos como pluviosidade, altitude e declividade servirão como controles dos canais fluviais. (MAIA, 2019; SOUZA, 2018)

Tais elementos são denominados de controles fluviais, pois sua variação influenciará diretamente os canais como já mencionado os tipos de diversidade e suas classificações, a interação ou ação desses controles vai além da modificação ou definição da forma dos canais estendendo-se aos tipos de rios.

Nos ambientes secos controles fluviais como a chuva irão dar origem nos períodos chuvosos a canais efêmeros e alimentar canais intermitentes. Outro controle que favorece a formação de rios não perenes é a relação chuva/infiltração e armazenamento dos solos, em eventos como as tempestades que acabam afetando parte de uma bacia esses rios surgem sofrem a maior perda de seu fluxo com a evaporação (RODRIGUES e SOUZA, 2020). Para ambientes úmidos essas mesmas chuvas irão alimentar rios intermitentes e geram vazões perenes, o que também se reflete na morfologia fluvial.

O objetivo desta pesquisa é identificar os estilos fluviais do médio e baixo curso do Rio Paraíba, ou como também é conhecido rio Paraíba do Norte, e quais os controles fluviais atuam sobre os diferentes trechos de seu canal, servindo assim como mais uma ferramenta de planejamento para uma das bacias hidrográficas mais povoadas da Paraíba.



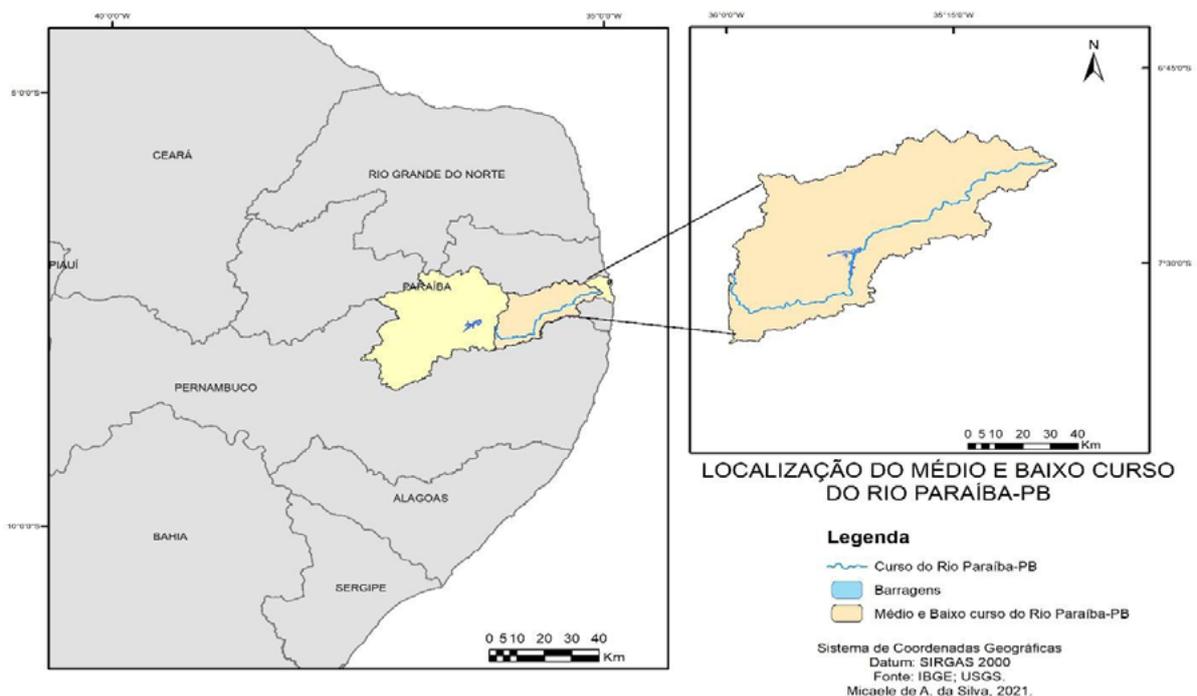
2. Área de estudo

O rio Paraíba, ou também como é conhecido rio Paraíba do Norte localizado no estado de mesmo nome, ocupa uma área de cerca de 20 mil km² e com aproximadamente 300km de extensão o que representa um total de 32% da área da Paraíba, um dos principais rios que drenam o Planalto da Borborema. O rio é dividido em alto, médio e baixo curso visando melhores escalas de estudo, sendo sua nascente localizada no planalto da Borborema, na Serra da Jabitacá, no município de Monteiro e sua foz na cidade de Cabedelo.

Ao longo do médio e baixo curso do rio Paraíba estão localizados dois importantes açudes, um localizado no município de Boqueirão que abastece principalmente a cidade de Campina Grande, o Epitácio Pessoa com capacidade de 411.000.000 m³ e o Acauã com capacidade de 253. 000. 000 m³, no município de Itatuba.

A construção de barragens ao longo dos cursos dos rios ocasiona mudanças a montante e a jusante da estrutura, para a bacia hidrográfica do Rio Paraíba resultou a montante em reservatórios que suprem a escassez de água na maior parte do ano, por causa das chuvas irregulares e em muitos pontos com efeito torrencial, e a jusante regularizou as vazões e mudanças abruptas do nível da água, no entanto tornaram as inundações cíclicas do rio mais fortes no baixo curso (SILVA, 2003). Abaixo na Figura 1 podemos visualizar localização, tamanho e configuração da bacia hidrográfica do Rio Paraíba entre o Baixo e Médio curso.

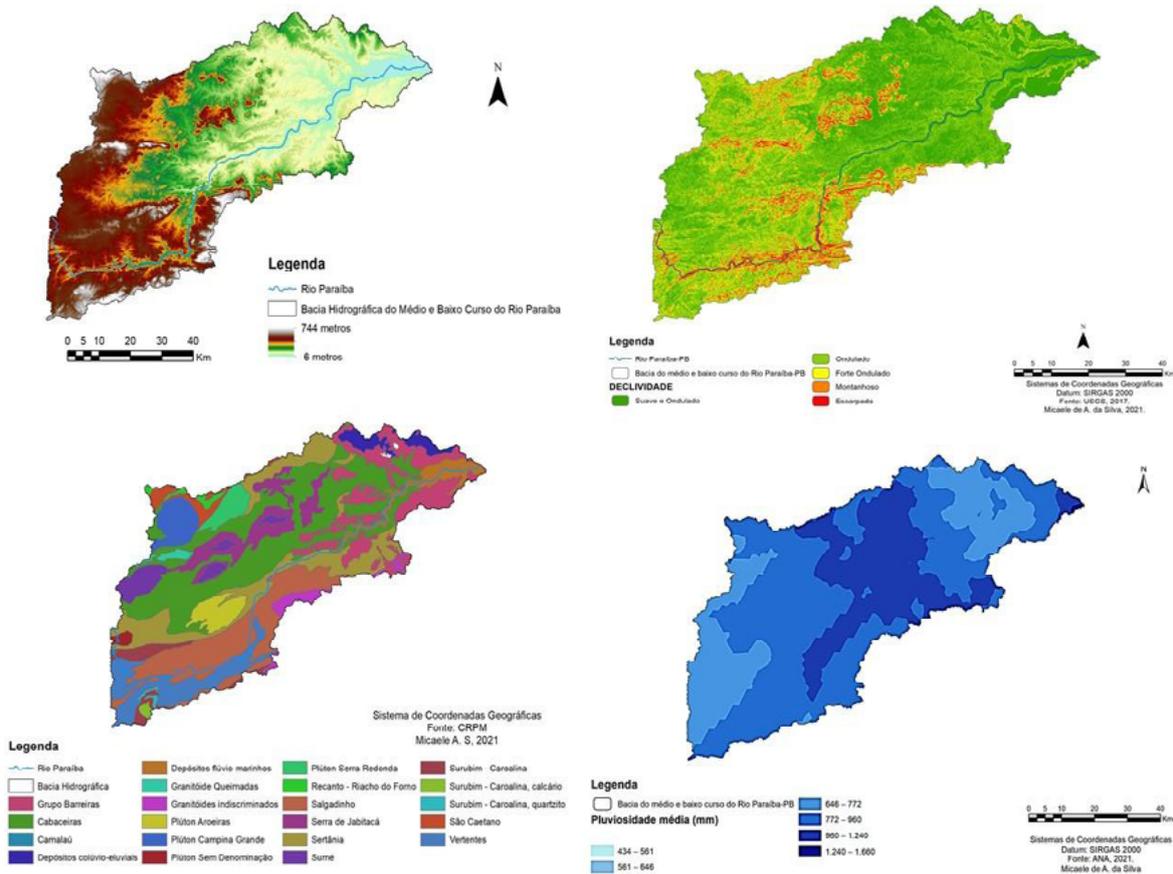
FIGURA 1



Neste recorte a bacia localiza-se sobre diversas feições litológicas compreendendo desde configurações cristalinas até sedimentares formadas no período do terciário e quaternário, são algumas delas: Complexo Sertânia, Complexo Serra de Jabitacá, Plutôn sem Denominação, Suíte Intrusiva Camalaú, Complexo Surubim-Coroalina, Complexo Vertentes, Complexo Salgadinho e Depósitos Fluvio-Marinheiros, estas formações são as formação que estão dispostas sob o curso do rio corroborando para a formação dos tipos de canais do rio.

Na Figura 2, no mapa de declividade é possível observar certa variação de níveis, concentrando no médio curso alterações mais abruptas do tipo forte ondulado e montanhoso. Comparando essas informações com as médias de pluviosidade pode-se ver que onde o relevo se torna mais plano, com menor variação de altimetria e apresenta litologia sedimentar. Ou seja, nas maiores altitudes dentro da área de estudo iremos encontrar médias de aproximadamente 400mm e 500mm, nas médias altitudes encontramos médias de 600mm a 800mm, mais próximo da foz temos médias superiores a 1.000mm.

FIGURA 2

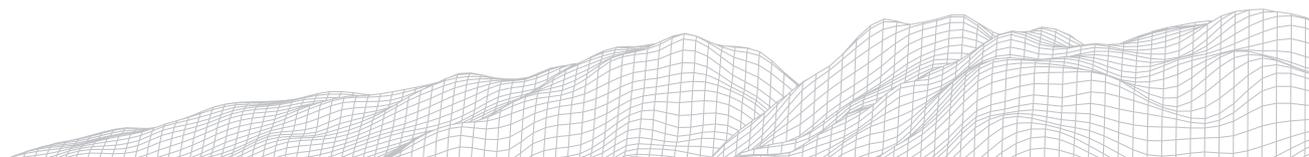


3. Metodologia

A imagem de satélite aqui utilizada é derivada do MDE SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) da NADA, para o Brasil os dados são disponibilizados desde o ano de 2005, na resolução de 90 metros (3 arcseg), e a partir de 2014, passaram a ser fornecidos na resolução de 30 metros (1 arcseg), sendo um reprocessamento do 90m, este modelo é chamado de NASADEM. Foi escolhido este último modelo. Disponível gratuitamente (<https://search.earthdata.nasa.gov>). Foram gerados a partir dele o perímetro da bacia, o modelo de elevação e de declividade. Para gerar o mapa geológico foi utilizado os dados do Serviço Geológico do Brasil- CPRM, disponibilizados para todo o Brasil gratuitamente (<https://geosgb.cprm.gov.br>).

Na área do Médio e Baixo curso do Rio Paraíba encontram-se picos de até 746m de altitude (Figura 2), com delimitação sendo gerada segundo a geração automática de bacia hidrográfica do ArcMap 10.5, seguindo os comandos - *Fill, Flow Accumulation, Flow Direction, Stream Link, Stream Feature, Watershed*, está situado no município de Bayeux já estando no nível do mar (0m).

2848



As médias pluviométricas foram baixadas do acervo da Agencia Nacional de Águas (ANA), onde foi realizado a média total entre as médias anuais para as estações pluviométricas encontradas dentro do perímetro da área de estudo para a bacia hidrográfica, também são disponibilizadas gratuitamente (<https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>). A partir destes dados foi gerado o mapa de pluviosidade.

A partir da imagem de satélite e produção do Modelo Digital de Elevação foi realizado a correlação com os demais mapas produzidos, dessa forma contri- buindo para entender a dinâmica fluvial que formam os canais, todos fatores desde altitude até pluviosidade serão responsáveis pelas características encon- trados no curso do rio.

Para melhor compreender os estilos fluviais, será utilizado a classificação dos estilos fluviais de Brieley e Fryirs (2005) que se divide em confinado, semicon- finado e não confinado e seus parâmetros e características combinados as informações obtidas da bacia hidrográfica do Rio Paraíba para identificar como a correlação dos fatores mencionados agem sobre os tipos de regime encontrados, perene, intermitente e efêmero.

Dessa maneira, as informações sobre pluviosidade, declividade, altimetria e litologia foram correlacionados. Visando caracterizar os diferentes estilos fluviais no canal do rio, entendendo a maior ou menor intensidade de cada elemento, que atribuirá estilos e dinâmicas diferentes ao rio.

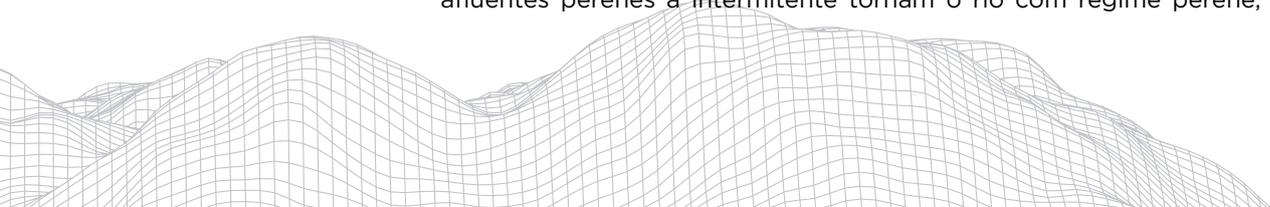
4. Resultados e Discussões

A partir do mapa do MDE e do mapa de pluviosidade (figura 2) é possível identificar a variação de acumulo de chuva na bacia caracterizando as regiões que o rio percorre, Cariri, Agreste e Litoral que acumulam por diversos fatores indices baixos, médios- altos e altos de pluviosidade, respectivamente, durante o ano. Ou seja, temos na primeira parte da área, no médio curso com baixas médias de chuva, em torno 400 a 600mm, próximo a foz no Agreste onde em alguns pontos encontramos brejos de altitude as médias passam de 900mm, e no Litoral com médias superiores a 1200mm ao ano.

Concomitantemente, com estas características e o mapa litológico (figura 2) verificar a presença de estruturas sedimentares onde a pluviosidade anual ultrapassa os 600mm ao ano, além disso deve ser considerada a influência dos barramentos, neste caso a Barragem Acauã que influência diretamente a confi- guração do Rio Paraíba a jusante. Ao modificar a vazão e energia do rio mesmo estando sobre o Complexo Sertânia (paragnaisse e paranigmatito), comparti- mento cristalino, dá ao canal do rio um estilo não-confinado ou do tipo entre- laçado como no Ponto C (figura 3).

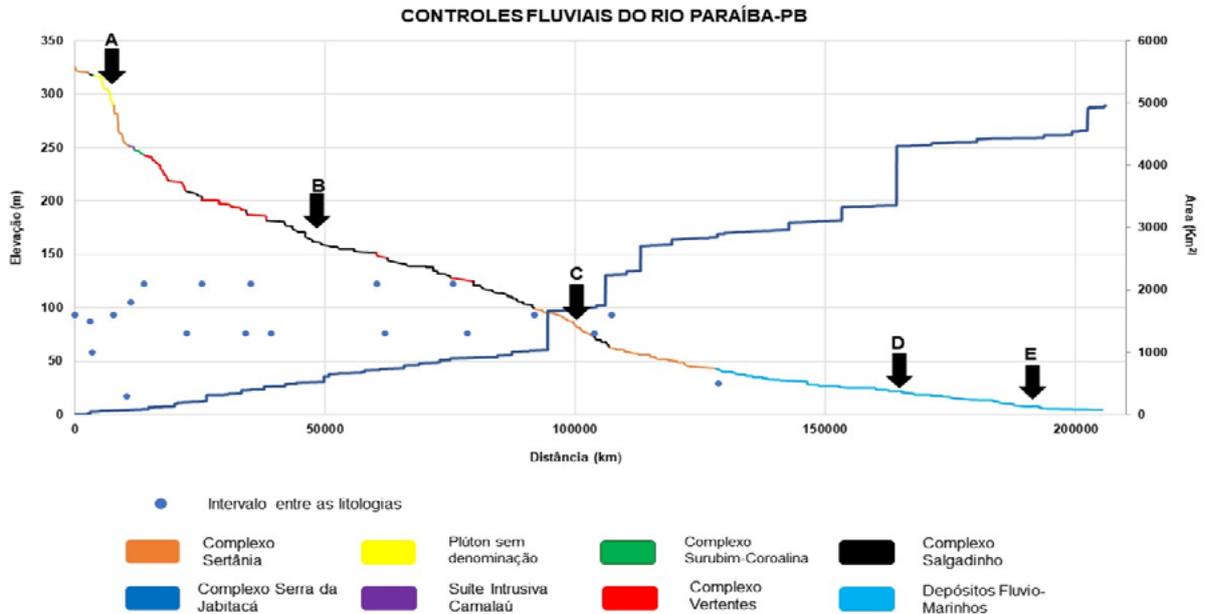
Em ambientes diferentes desse, ainda no rio em altitudes de quase 300 metros e um pouco mais distantes da Barragem Epitácio Pessoa, sobre a formação Plúton Sem Denominação (granito e diorito) o canal tem estilo semiconfinado (ponto A) apresentando em seu leito afloramentos rochosos e alguns depósitos de sedimentos. A poucos metros deste ponto o rio perpassa sobre o Complexo Salgadinho (metagranito e metagranadorito), também de característica cristalina, porém o rio não continua com o mesmo estilo o canal nesta área (ponto B) tem estilo confinado, não apresenta planícies, com vales configurando praticamente cânions.

Mais próximo da foz já no baixo curso entre 20 a 10 m de altitude, o Rio Paraíba corre sobre Depósitos Fluviomarinhos (areia, silte e argila), que sob a influência da pluviosidade, da litologia sedimentar e maior quantidade de afluentes perenes a intermitente tornam o rio com regime perene, no entanto



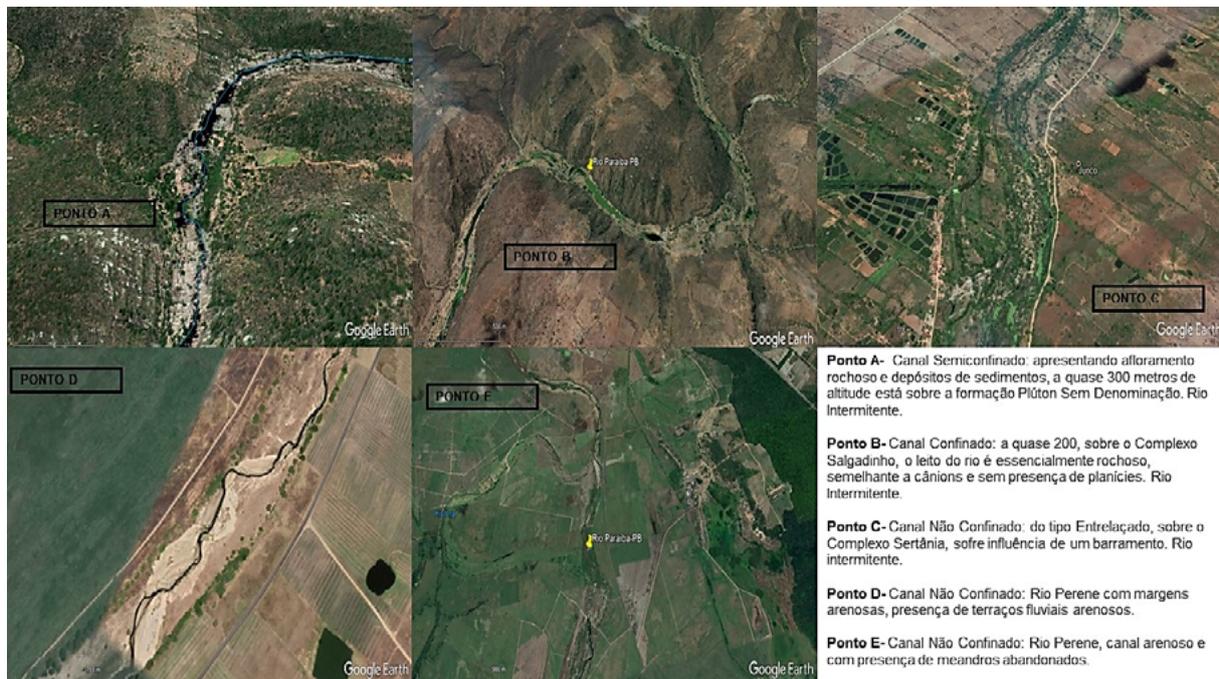
apresenta mesmo tão próxima a foz estilos diferentes características de canal. Próximo à cidade de Cruz do Espírito Santo, o canal tem estilo não confinado (ponto D) - com margens arenosas, terraços fluviais e uma vazão mais constante, continua. Já no ponto E, próximo a cidade de Santa Rita, no ponto de encontro com um de seus afluentes- o rio Una, apresenta um canal também não confinado, contudo, apresenta resquícios de meando abandonado que se apresenta quando o rio em algum momento anterior possuía outra dinâmica, mais erosiva nessa área.

GRÁFICO 1

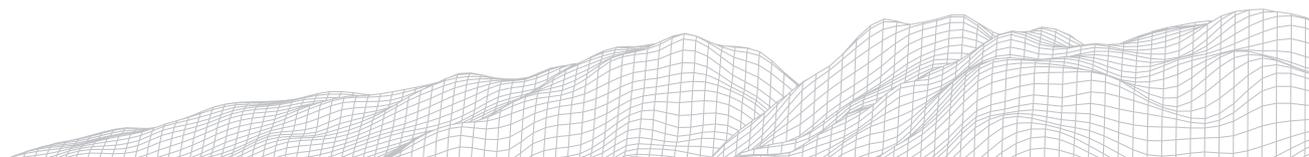


Fonte: SILVA, 2021.

FIGURA 3



Fonte: SILVA, 2021.

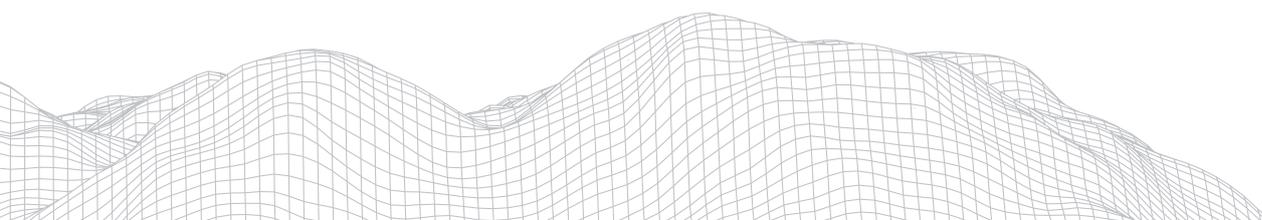


Considerações Finais

A análise realizada sobre os estilos fluviais do Rio Paraíba permitiu identificar inicialmente neste trabalho 5 estilos de canais diferentes, identificando assim a diversidade fluvial que o rio possui. A partir dos resultados encontrados identificamos que a diversidade fluvial também estará ligada ao regime dos rios, pois encontramos nas áreas com canais confinados e semiconfinados regime intermitente do rio, já nas áreas com canais não confinados, mas com características diferentes os regimes fluviais são perenes. Estudos mais detalhados são necessários, porém devem seguir metodologias semelhantes aqui desenvolvidas, onde foram comparadas as características altimétricas, geológicas, pluviométricas e topográficas e como interagem resultando em canais com feições distintas. Abordagens como essas permitem uma visão geral dos agentes estruturais dos canais além de embasar zoneamentos que servem para gerir o uso e ocupação próximas aos rios.

Referências

- BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. **Geomorphology and river management: applications of the river styles framework**. Blackwell Publishing, 2005.
- FRANCISCO, P. R. M; MEDEIROS, R. M. de; SANTOS, D; MATOS, R. M. de. **Classificação Climática de Köppen e Thornthwaite para o Estado da Paraíba**. Revista Brasileira de Geografia Física V. 08 N. 04 (2015) 1006-1016.
- MAIA, R. S. **Análise do Comportamento Fluvial a Partir da Classificação dos Estilos Fluviais do Rio Taperoá - Semiárido Paraibano**. Dissertação. Programa de Pós- Graduação em Geografia-UFPB, 108f. 2019.
- RODRIGUES, J. M; SOUZA, J. O. P. de. Parâmetros de controle de estilos fluviais na bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas, semiárido paraibano. **Caderno de Geografia, v.30, n.62, 2020**.
- SILVA, L.M.T. da. Nas margens do Rio Paraíba do Norte. João Pessoa, **Cadernos do Logepa**, vol. 2, Jul-dez, 2003, 74-80.
- SOUZA, J. O. P.; ALMEIDA, J. D. M. Modelo digital de elevação e extração automática de drenagem: dados, métodos e precisão para estudos hidrológicos e geomorfológicos. **Bol. geogr., Maringá, v. 32, n. 2, p. 134-149, mai.-ago., 2014**.
- XAVIER, R. A; DONERLLAS, P. C; MACIEL, J. S; BÚ, J. C. do. **caracterização do regime fluvial da bacia hidrográfica do Rio Paraíba - PB**. Rev. Tamoios, São Gonçalo (RJ), ano 08, n. 2, págs. 15-28, jul./dez. 2012.
- XAVIER, R. A; SEABRA, V. S; DAMASCENO, J; DONERLLAS, P. C. Mapeamento Geomorfológico da Bacia do Rio Paraíba (PB) utilizando classificação baseada em objetos. **ACTA Geográfica, Boa Vista, v.10, n.23, mai./ago. de 2016. p.139-152**.



CONTROLES GEOMÓRFICOS E LITOESTRUTURAIS DA OCORRÊNCIA DE PLANÍCIES NO VALE DO RIO PARAIBUNA, MINAS GERAIS

2852

Camila Teixeira Gomes Vieira

Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n, São Pedro, Juiz de Fora-MG. CEP

36036-900

E-mail: camilatexoo@gmail.com

Gabriela Meirelles Caetano

Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n, São Pedro, Juiz de Fora-MG. CEP

36036-900

E-mail: gabrielameirellesc@gmail.com

Carolina Campos Eduardo Oliveira

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Av. Athos da Silveira Ramos, 149, Cidade Universitária, Ilha do

Fundão, Rio de Janeiro-RJ. CEP 21941-909

E-mail: carolcampos13@gmail.com

Miguel Fernandes Felipe

Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n, São Pedro, Juiz de Fora-MG. CEP

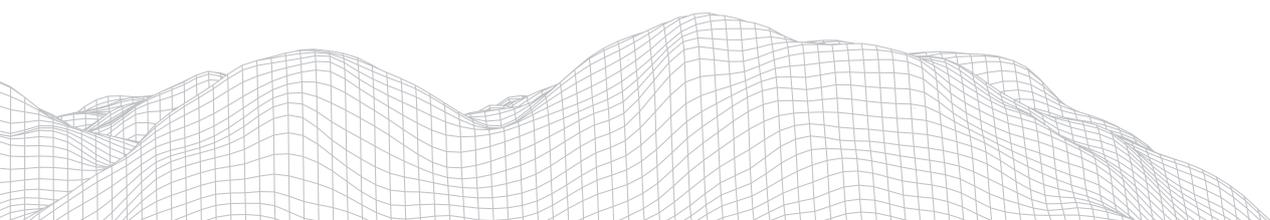
36036-900

E-mail: miguel.felippe@ich.uff.br

Resumo

As planícies fluviais possuem uma grande importância para a humanidade, além de serem elementos fundamentais para a compreensão dos sistemas geomorfológicos. Diante disso, o presente estudo pretende compreender a morfodinâmica fluvial do rio Paraibuna, a partir de suas zonas de agraduação anômalas, relacionando a distribuição espacial e as características geométricas dos lineamentos do relevo com a posição e o desenvolvimento de suas planícies. Utilizando-se de interpretações morfográficas da bacia do rio Paraibuna através de imagens de satélites e dados topográficos, realizou-se o mapeamento da ocorrência das planícies e a extração manual de lineamentos nas escalas de 1:25.000; 1:50.000 e 1:250.000, com a geração de diagramas de rosetas. Destaca-se que grande parte das planícies do rio Paraibuna encontra-se em conformidade com a orientação dos lineamentos. Além disso, observa-se que, ao longo do perfil fluvial, há feições e ajustes da drenagem que denotam forte controle estrutural. Portanto, evidencia-se que as planícies fluviais corroboram a com o arcabouço morfoestrutural e morfotectônico da bacia, sendo muito influenciadas pelas macroestruturas geológicas presentes em toda a bacia.

Palavras-chaves: planícies fluviais; controle estrutural; rio Paraibuna.



1. Introdução

As planícies fluviais, além de parte importante nos sistemas geomorfológicos, também têm sua importância reconhecida pela humanidade desde as primeiras civilizações – seja usada para a lavoura até mesmo para moradia. São definidas por serem áreas com relevo topograficamente plano, localizadas em fundo de vale, formada por sedimentos transportados e depositados pelo rio, sendo, periodicamente, inundadas por suas águas, de tamanho proporcional à capacidade de descarga do rio (MARCONATO, 2014; SILVA, 2010; RODRIGUES, 2015).

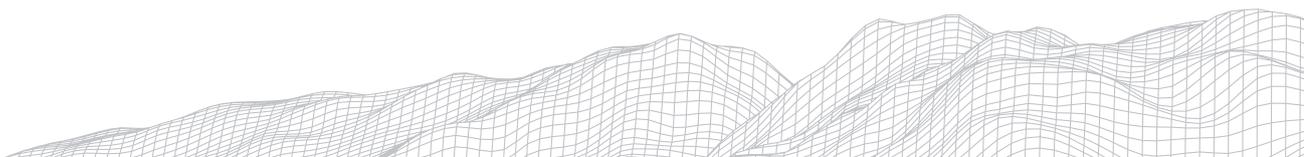
Formadas em ambientes de baixa energia, com aporte de sedimentos controlados pelo contexto geológico-geomorfológico da bacia de contribuição, as planícies possuem íntima relação com *knickpoints*, que controlam o perfil longitudinal dos canais fluviais. Assim, é necessário que haja um bom conhecimento das estruturas geológicas e lineamentos do relevo em diferentes níveis escalares para compreensão da distribuição espacial das áreas deposicionais ao longo do vale. A morfoestrutura regional condiciona a forma com que a superfície influencia na formação dos vales fluviais, o fluxo do rio, os depósitos aluviais, entre outros fatores. Para Rezende *et al* (2013), a litologia exerce um papel fundamental no desenvolvimento das planícies, fator esse que está diretamente ligado aos tipos de estruturas ali presentes – acarretando na erosão diferencial local.

O canal fluvial, a planície e as estruturas geológicas são elementos do sistema geomorfológico que estão intimamente ligados. Pode-se afirmar que a morfologia de um canal fluvial e, conseqüentemente suas planícies, é o resultado dos processos erosivos e deposicionais influenciados e controlados pelo arcabouço geológico (litoestrutural) e tectônico. Por esse motivo, observar a natureza e distribuição de falhas, fraturas e lineamentos em geral é um passo fundamental para entender as planícies. Segundo Zancopé e Perez Filho (2004), “a distribuição dos afloramentos rochosos e das estruturas geológicas na bacia hidrográfica” (p. 2) vai influenciar diretamente na organização e distribuição de suas planícies e vales. A cada estrutura que um rio transpõe, diversos fatores serão modificados, desde seu entalhamento até o fornecimento de carga detrítica.

Isso acontece por conta da distribuição de energia em um canal fluvial, que passa pelo controle exercido pela litoestrutura. Além da viabilidade em termos da resistência aos processos erosivos, a interceptação ou condicionamento do canal por falhas geológicas define ambientes de maior ou menor energia dos processos fluviais. Sendo assim, soleiras geológicas ou tectônicas podem configurar trechos de acumulação sedimentar; já ajustes e confinamentos podem configurar trechos de retirada e transporte de material.

Como consequência, a morfologia do vale é alterada em função dessa distribuição de energia, assim como a tipologia dos canais e ambientes marginais (CHARLTON, 2008). Diante desse cenário, em zonas deposicionais de um sistema fluvial não confinado, formam-se planícies. Trechos do rio que são recorrentemente inundados são gradualmente recobertos por sedimentos aluviais, construindo uma planície (LEOPOLD *et al*, 1964).

A bacia do rio Paraibuna, localizada no sudeste do estado de Minas Gerais, na “Zona da Mata Mineira”, drena relevos mamelonizados com forte controle estrutural e tectônico, representado por falhas geológicas que influenciam diretamente na rede de drenagem (DUARTE, 1998; TROUW *et al*, 2000; GATTO *et al*, 1983; TUPINAMBÁ *et al*, 2007). No vale de seu rio principal, planícies desconexas e assimétricas se distribuem desde as proximidades das cabeceiras, até seu baixo curso. Todavia, o perfil longitudinal do rio Paraibuna, bem como a ocorrência de suas planícies, denotam especificidades que demandam investigações mais atentas, uma vez que fogem à tradicional lógica de dissipação de energia dos sistemas fluviais, retratada nos manuais de geomorfologia (CHRISTOFOLETTI, 1988; SUMMERFIELD, 1991; CHARLTON, 2008).



Diante de observações empíricas em campo e imagens de satélite, fomenta-se a busca por compreender a morfodinâmica fluvial do rio Paraíba, a partir de suas planícies anômalas. Assim, o objetivo do estudo é relacionar a distribuição espacial e as características geométricas dos lineamentos de relevo com a posição e desenvolvimento de planícies fluviais no vale do rio Paraíba.

2. Área de Estudo

O rio Paraíba nasce na Serra da Mantiqueira, a cerca de 1.200 metros de altitude, e percorre diversos municípios da Zona da Mata mineira até desaguar na margem esquerda do rio Paraíba do Sul, a 250 metros de altitude, em Três Rios-RJ (Duarte, 1998). Apesar da toponímia se estender por todo esse corredor hídrico, dois afluentes do Paraíba merecem destaque: o rio Preto e o rio do Peixe. Ambos confluem na margem direita do rio Paraíba e possuem comprimento, área de contribuição e altitude da nascente superiores ao seu coletor. Em outras palavras, apesar da toponímia, o rio Paraíba à montante de sua confluência com o rio Preto, não é o curso d'água principal de sua bacia. Assim, para fins deste trabalho (e em consonância com o que vem sendo apregoadado na literatura) considera-se como bacia do rio Paraíba, a área de contribuição deste curso d'água até sua confluência com o rio do Peixe, no município de Simão Pereira-MG (Figura 1).

2855

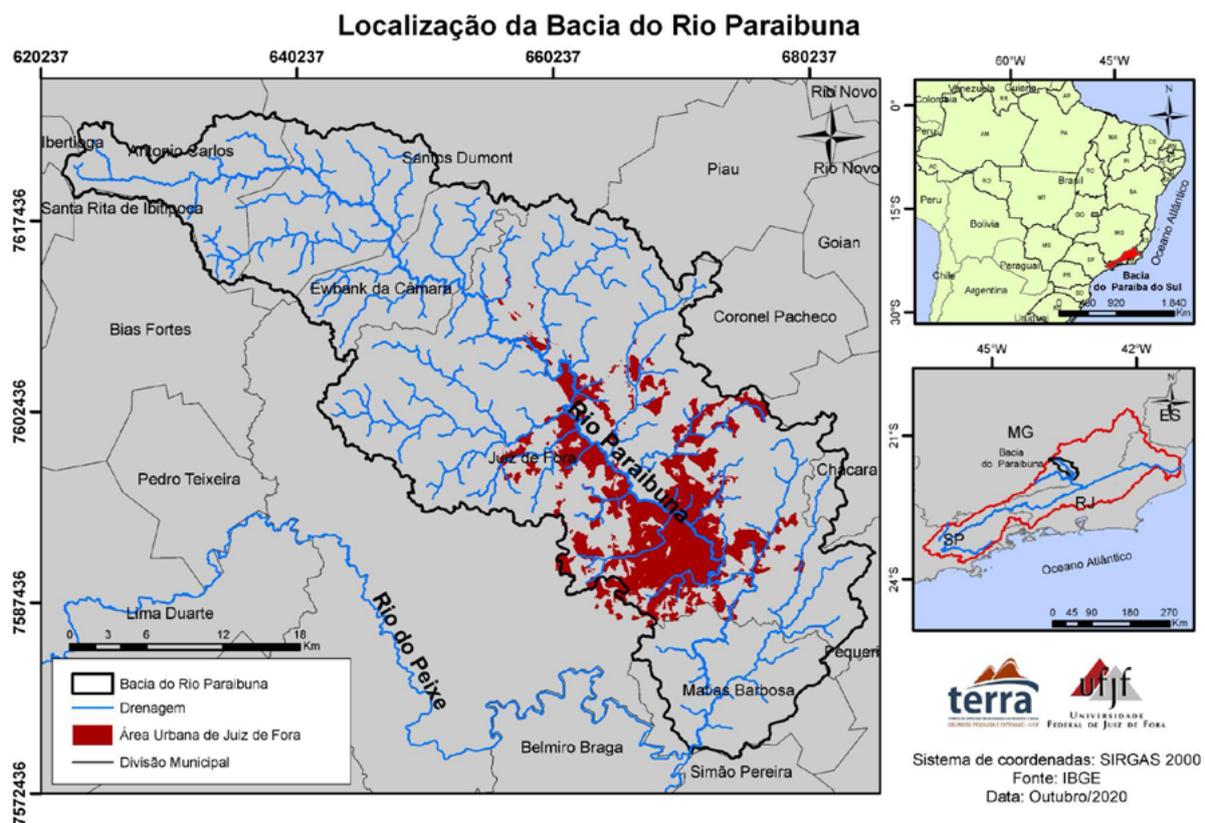


FIGURA 1: Localização da Bacia do Paraíba.

Fonte: Autores.

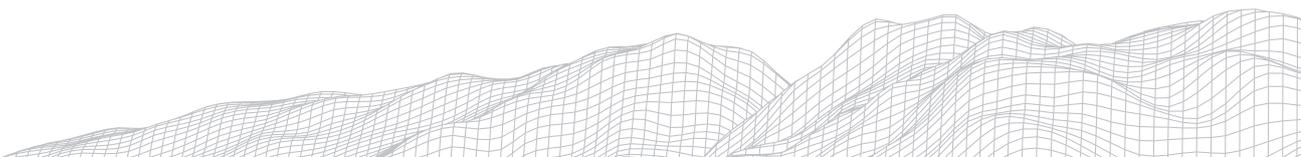
Historicamente, a bacia do rio Paraíba passou por diferentes transformações na sua paisagem, devido às atividades antrópicas de uso e ocupação da terra, como o ciclo econômico do café, da pecuária intensiva, o plantio de gramíneas para a atividade pastoril, além dos processos de urbanização e expansão urbana. Esse processo de uso e ocupação na área de estudo ocorreu a partir dos processos históricos nos séculos XVIII e XIX na Zona da Mata Mineira, transformando a relação sociedade e paisagem.

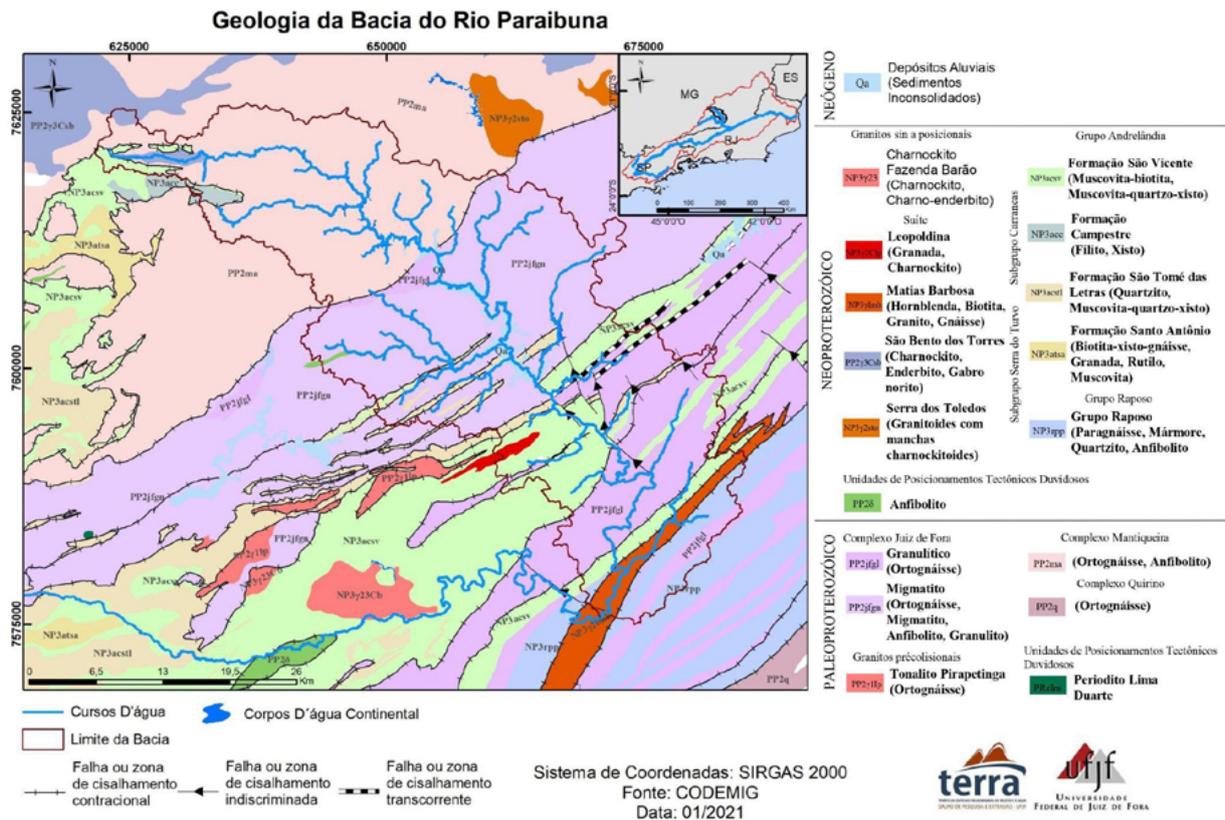
O clima é classificado como tropical de altitude, com duas estações bem definidas, de outubro a abril com temperaturas mais elevadas e maiores índices pluviométricos, e de maio a setembro com temperaturas amenas e menor quantidade de chuvas (TORRES, 2006). Segundo o IBGE (1992) a classificação florestal é a de Floresta Estacional Semidecidual Submontana, porém essa se encontra bastante fragmentada devido aos processos de ocupação antrópica na bacia, que culminaram em uma cobertura da terra predominantemente de pastagem, entrecortada por pequenos e esparsos remanescentes florestais.

A bacia hidrográfica do rio Paraibuna está localizada nas bordas do Sistema Orogênico da Mantiqueira, drenando uma área de relevo mamelonizado, típico da região da Serra da Mantiqueira Setentrional, pertencente à unidade das Serras da Zona da Mata Mineira. As suas cabeceiras estão posicionadas em escarpas erosivas correspondentes a prolongamentos da Mantiqueira Meridional (TROUP et al. 2000; GATTO et al. 1983).

A bacia está localizada nos terrenos ocidentais da Faixa Ribeira, província estrutural resultante de eventos colisionais que ocorreram do Neoproterozóico ao Cambriano, o Ciclo Brasileiro (630-540 Ma), posicionada no limite meridional do Cráton do São Francisco (HASUI, 2010). Sua evolução geológica está diretamente relacionada com a Faixa Araçuaí, localizada na sua margem norte. Com isso, a região é marcada por grandes falhas de direção predominante SW-NE, que se destacam na paisagem, e que influenciam na geometria e direção da rede de drenagem (TUPINAMBÁ et al., 2007).

O arcabouço litológico da bacia (Figura 2) é composto, no alto curso, à noroeste, por gnaisses bandeados de composição tonalítica, gnaisses migmatizados e granulitizados, faixas anfíbolíticas e corpos metabásicos, os quais compõem o Complexo Mantiqueira, que estão associados ao Planalto de Campos das Vertentes e parte dos Patamares de Juiz de Fora. Do médio curso para o baixo curso predomina o Complexo Juiz de Fora, com rochas migmáticas com paleossomas básicos, que incluem as rochas da suíte charnockítica, predominantemente enderbíticas com faixas kinzigíticas intercaladas. Nessas áreas ocorrem os Patamares de Juiz de Fora, Serras da Zona da Mata Mineira e as Cristas da depressão do rio Paraíba do Sul (DUARTE et al, 2003; ARAÚJO et. al, 2008; ARAÚJO et. al, 2009). Também nessa porção sul, há uma grande concentração de falhas de cisalhamento com direção SW-NE, cortando a bacia de forma ortogonal, impondo inflexões e ajustes à drenagem.





2857

FIGURA 2: Mapa Geológico da Bacia.
 Fonte: Os Autores.

3. Metodologia

Para o desenvolvimento desse artigo foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) como meio para auxiliar as interpretações morfográficas da bacia hidrográfica do rio Paraibuna. As imagens foram provenientes do satélite ALOS PALSAR, com resolução espacial de 12,5 metros de pixel, da Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA), lançado em 2006 (acessado pelo site eletrônico *Alaska Satellite Facility*). Foram utilizados os *softwares* de geoprocessamento ArcGIS Desktop® 10.5 e Spring 5.6.6. para a realização de análises espaciais, confecção de rosetas e de produção de mapas finais.

De posse das imagens previamente tratadas, foi necessário construir um mosaico utilizando a ferramenta do ArcGIS Desktop® 10.5 “*Mosaic to New Raster*”, com as cenas AP_27204_FBS_F6750_RT1 (março de 2011); AP_18233_FBD_F6750_RT1 (junho de 2009); AP_22930_FBD_F6740_RT1 (maio de 2010) e AP_18481_FBD_F6740_RT1 (julho de 2009) para abranger toda a área de estudo.

Para as análises envolvendo os processos neotectônicos e a estrutura do relevo, realizou-se a extração manual dos lineamentos de relevo e drenagem. Para isso, foi necessário gerar um *raster* de relevo sombreado a partir do MDE, utilizando a ferramenta “*HillShade*”, disponível na extensão “*3D Analyst*”, no módulo “*Raster Surface*”. Foram gerados quatro *rasters* de relevo sombreado, com os seguintes valores de azimute: 90°, 180°, 270° e 360°.

Dessa forma, foi criado um arquivo de *shapefile* em que cada vetor representa uma feição linear da superfície. Essa extração foi realizada nas escalas de visualização de 1:25.000, 1:50.000 e 1:250.000. Foi feito um recorte apenas para a área da bacia hidrográfica do rio Paraibuna e uma filtragem dos lineamentos

por tamanho, para obter apenas os principais. Para isso, utilizou-se a ferramenta “*Select by Attributes*”, com o filtro referente a soma da média do comprimento dos lineamentos com seu desvio padrão, resultando no valor de 2.096 m. Assim, os lineamentos com comprimento maior ou igual a esse valor, foram classificados como principais, para fins cartográficos e interpretativos.

Com a etapa da extração dos lineamentos realizada, foram estimadas as densidades, utilizando a ferramenta “*Kernel Density*” encontrada no módulo “*Spatial Analyst Tools*”. Esse estimador de densidade desenha uma vizinhança circular ao redor de cada ponto amostral, correspondente ao raio de influência, e então, é aplicada uma função matemática que varia de 1 a 0. Ao final, o valor de cada célula corresponde à soma dos valores kernel sobrepostos e divididos pela área de cada raio (SILVERMAN, 1986). Esses dados de densidade foram usados para as análises acerca do controle estrutural da bacia.

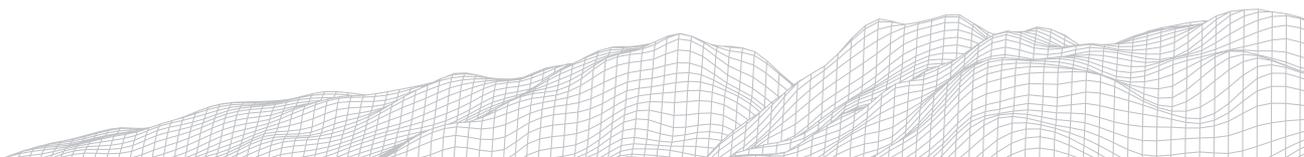
Com os dados em mãos, foram confeccionadas as rosetas para a representação gráfica dos lineamentos correspondentes ao relevo (alinhamento de cristas, escarpas, espelhos de falha e outras feições lineares), à drenagem (vales retilíneos) e para o conjunto dessas duas classes. Utilizando o *software* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Spring 5.5.6, com a ferramenta “Análise”, na opção “Análise Exploratória”, foram criadas rosetas de frequência absoluta, de comprimento médio e de comprimento absoluto.

A distribuição espacial das planícies fluviais ao longo do vale do rio Paraibuna foi apreendida a partir do mapeamento dessas feições sobre ortofotos cedidas pela Prefeitura de Juiz de Fora, datadas de 2010, com escala equivalente a 1:2.000. Utilizou-se, como apoio para o procedimento, o MDT gerado a partir de dados lidar (curvas de nível com equidistância de 5m), também fornecidos pela Prefeitura de Juiz de Fora. Áreas não cobertas pelo referido aerolevantamento foram preenchidas com auxílio do banco de imagens (basemap) de alta resolução do ArcGIS.

Pautando-se na fotointerpretação, as planícies foram delimitadas enquanto áreas planas marginais ao canal fluvial, caracterizadas por material aluvial, até a ruptura de declive anunciada pela base da vertente, denotando contato de agradação/dissecação. A delimitação manual observou a textura, cor e padrão dos pixels, priorizando elementos lisos, de coloração verde clara e uniformes, típicos de ambientes de agradação fluvial (PANIZZA E FONSECA, 2011).

4. Resultados e Discussões

Foram identificados 2.366 lineamentos de relevo e drenagem, sendo que 148 destes foram considerados como principais de acordo com sua expressão geométrica. Para fins interpretativos, foram gerados diagramas de roseta de frequência absoluta, comprimento absoluto e comprimento médio para o total de lineamentos encontrados e para os lineamentos considerados principais, denotando substancial diferença de orientação (Figura 3).



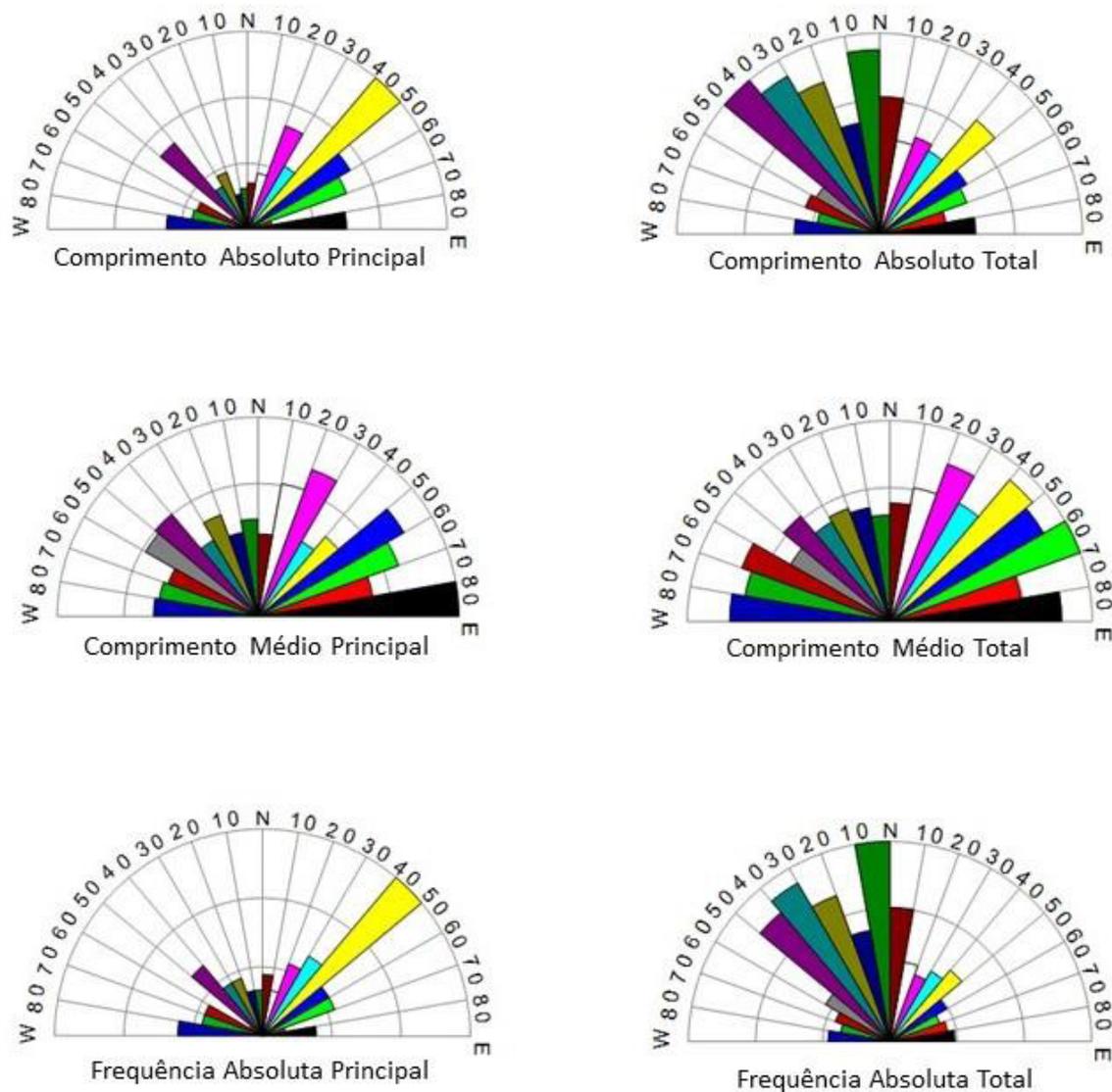
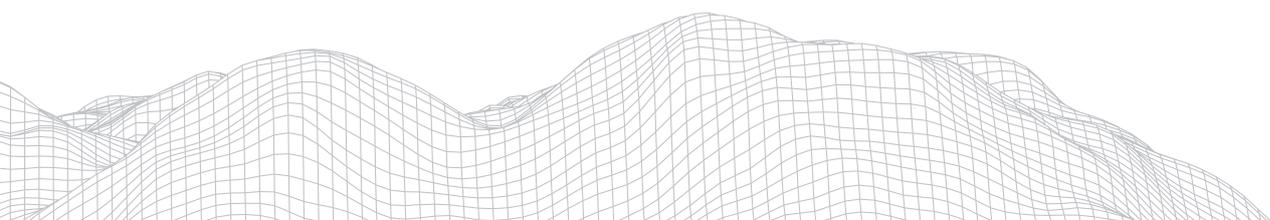


FIGURA 3: Diagrama de Rosetas.
Fonte: Os autores.

A partir da análise das rosetas, é possível notar que os lineamentos principais estão predominantemente em direção NE-SW, porém a roseta para todos os lineamentos mostra que há uma predominância para as direções N-S e NW-SE. Parte dessas diferenças está relacionada ao grande número de pequenos lineamentos associados a feições isoladas, como denotam as rosetas de comprimento, as quais evidenciam maior relevância dos lineamentos NE-SW.

Com a análise das macroestruturas encontradas na bacia do rio Paraibuna, pode-se destacar que a direção dos lineamentos principais corresponde à orientação das estruturas geológicas regionais. Para facilitar o entendimento, a bacia hidrográfica do rio Paraibuna foi dividida em três setores, seguindo o curso do rio principal de montante para jusante (Figura 4).



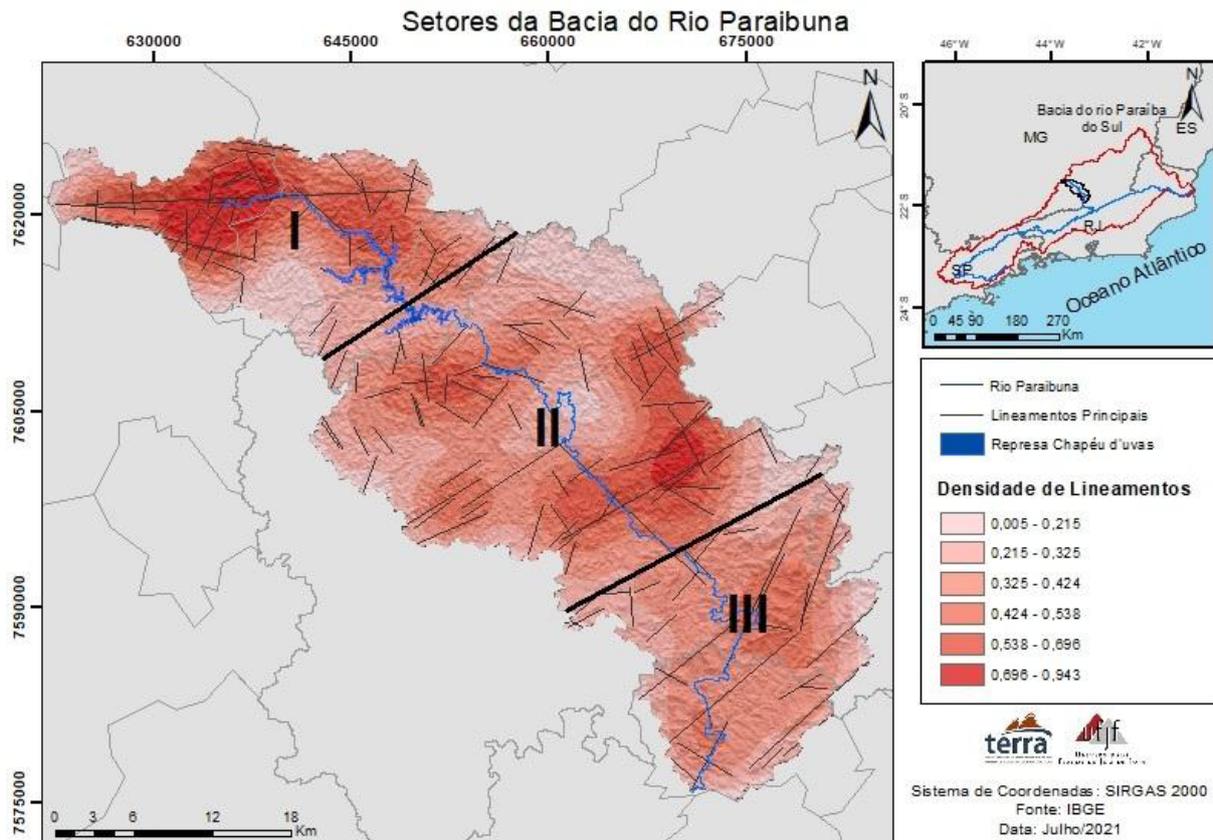


FIGURA 4: Mapa de Setores da Bacia do rio Paraibuna.

Fonte: Os autores.

O setor I, na parte noroeste da bacia, é a área que apresenta maior densidade de lineamentos e a formação de poucas e pequenas planícies fluviais. Há dois fatores que podem explicar esse comportamento: por se tratar do alto curso bacia do rio Paraibuna, esses lineamentos acabam interferindo na energia do fluxo e carregam os sedimentos que seriam depositados; ou, que os sedimentos que seriam depositados para um maior desenvolvimento dessas planícies já formadas estão sendo erodidos e transportados ou até mesmo já foram totalmente depositados nas áreas mais planas. As planícies que se encontram neste setor seguem direção preferencial W-E, de acordo com os maiores lineamentos da área, devido à presença do empurrão de Bias Fortes. Nesse trecho, o vale fluvial estruturado (controle estrutural) possui canal retilíneo com drenagem treliça até a inflexão para SE que o alinha com a direção preferencial da topografia.

O setor II também apresenta grande densidade de lineamentos, com direção predominante NW-SE. O vale do Paraibuna marca uma grande feição retilínea com essa orientação, formando uma extensa e assimétrica planície onde se posta significativa parte da área urbana de Juiz de Fora. Ainda nesse setor, o rio Paraibuna sofre uma inflexão para leste, acomodando-se ao principal lineamento identificado nessa área, superimpondo as estruturas regionais.

Ainda no setor II, pode-se notar a presença da macroestrutura de Chapéu D'uvas. O rio Paraibuna começa a apresentar uma formação expressiva de planícies fluviais que, em sua maior parte, se orientam na mesma direção dos lineamentos (NW-SE). Nessa área, o rio está em seu médio-baixo curso, contando com uma maior concentração de planícies. As estruturas ortogonais ao eixo de drenagem, superpostas pelo rio Paraibuna, controlaram ao longo do histórico de evolução da bacia, o depósito de espessos pacotes sedimentares. A montante do feixe de falhas que marca o contato entre o Grupo Andrelândia e o Complexo Juiz de

Fora, encontram-se as zonas agradacionais mais evoluídas, algumas, parcialmente erodidas atualmente. Esse trecho (transição do setor II para o setor III) denota uma importante mudança no padrão hidrossedimentológico do rio, evidenciando, além dos aspectos estruturais, a ação da tectônica de blocos dos processos fluviais.

Os lineamentos encontrados no setor III seguem preferencialmente as direções NE-SW, conforme as estruturas geológicas regionais, cortando as planícies em sentido ortogonal. Nessa região há uma pequena densidade de lineamentos (se comparado com os outros dois setores), porém, eles são mais pronunciados. O ajuste do canal principal às estruturas existentes inibe a pouca formação de planícies. O leito fluvial é rochoso, denotando uma dinâmica de dissecação bastante pronunciada, com margens elevadas, rápidos, corredeiras e saltos.

A morfografia do vale endossa uma característica anômala em relação à distribuição de energia do sistema fluvial, pois no baixo curso da bacia é esperado uma menor energia e maior deposição de sedimentos. Contudo, nessa área, o rio se encaixa em uma falha geológica, o que confere maior velocidade ao fluxo, aumentando a capacidade e competência fluvial. Isso impede a acumulação lateral e a formação de planícies.

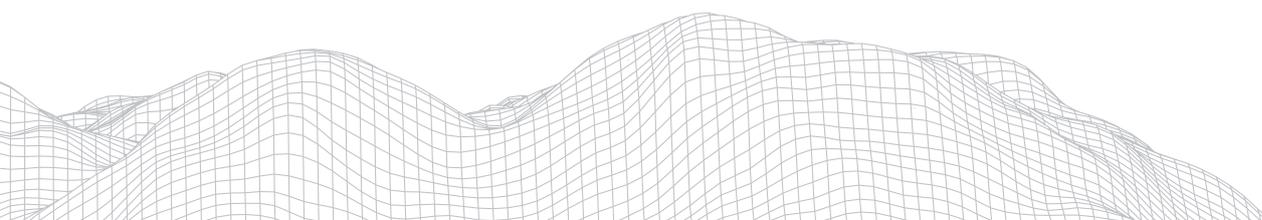
Por fim, fica evidente que a distribuição espacial das planícies do rio Paraibuna é desconexa e não segue a lógica que é comumente encontrada e relatada nos livros, a qual no baixo curso tais feições são mais comuns e melhor desenvolvidas. Na verdade, para a bacia de estudo, nota-se um forte controle estrutural e tectônico da deposição aluvial, configurando soleiras geomórficas e vagas erosivas que complexificam a espacialização das planícies.

5. Considerações Finais

Os resultados gerados apontam o controle estrutural e tectônico da formação de planícies no vale do rio Paraibuna. A morfoestrutura regional atua alterando a lógica de que no alto curso da bacia teria uma zona de maior erosão e no baixo curso uma zona de deposição de sedimentos.

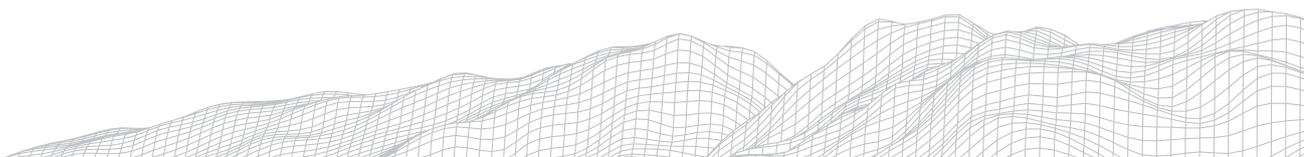
As modificações das condições do fluxo e do transporte de sedimentos derivadas da interferência de soleiras geomórficas, inflexões e ajustes da drenagem a falhas geológicas fazem com que o médio curso do Paraibuna seja a zona preferencial de acumulação de sedimentos da bacia. Porém, no baixo curso da bacia, uma zona com forte controle estrutural, há um aprofundamento do leito do rio. Essa forte influência estrutural força o rio a se encaixar e aumenta sua velocidade, dando maior energia ao rio e maior capacidade, alterando, então, a configuração das planícies fluviais do Paraibuna.

Esses elementos trazem evidências para a discussão acerca da morfo-tectônica regional. A partir de estruturas neoproterozóicas, seria anacrônico compreender a ação destas como soleiras para a evolução das planícies sem que houvesse reativações tectônicas ao longo do Cenozóico. Ademais, a robustez dos depósitos anômalos e as vagas curtas erosivas encontradas denotam uma maior jovialidade desses pulsos, coadunando a argumentação neotectônica para a região. A leitura da distribuição das planícies endossa a hipótese de que o médio e o baixo curso do rio Paraibuna estariam em uma dinâmica de blocos em movimentações opostas, correspondente a um par *horst-graben*. O bloco do médio curso estaria em subsidência relativa a um soerguimento do baixo curso, o que responderia pela acumulação de sedimentos à montante das zonas de falhas do contato Andrelândia-Juiz de Fora (knickpoint tectônico), a partir do qual, a energia do sistema promove uma intensa dissecação fluvial.



Referências

- ARAÚJO, J.P.C.; CASTRO, T.G.S.; SILVA, A.C.; MACHADO, P.J.O.; ZAIDAN, R.T. Aplicação de métodos e critérios para a determinação de rio principal: o caso da bacia hidrográfica do rio Paraibuna. **Periódico Eletrônico Fórum Ambiental da Alta Paulista**, v.5, p.131-148, 2009.
- ARAÚJO, J. P. C.; ZAIDAN, R. T.; MENEZES, S. O.; CASTRO, T. G. S. Criação de um plano de informação geológico para a bacia hidrográfica do rio Paraibuna na região Sudeste: uma necessidade ambiental. **In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2008, Belo Horizonte, MG. **Anais...**, 2008, p.1-10
- COUTO, E. B.; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação Morfoestrutural da Rede de Drenagem e Lineamentos da Borda Planáltica, Faxinal, Paraná. **Revista Geociências**, São Paulo. v. 30, n. 03, p. 315-326, 2011.
- CHARLTON, R. **Fundamentals Of Fluvial Geomorphology**. London, Routledge, 2008.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Editora Blucher, 1988.
- DUARTE, B. P. **Evolução Tectônica Dos Ortognaisses Dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira Na Região de Juiz de Fora, MG: geologia, petrologia e geoquímica**. 1998, 315 f.. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1998.
- DUARTE, B.P.; HEILBRON, M.; NOGUEIRA, J. R.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. C. H.; ALMEIDA, C. G.; PRADO, J. A. S.; SUCENA, M. M.; SOARES, A. C. P. Mapa Geológico das Folhas Juiz de Fora e Chiador. **In: SOARES, A.C. P.; NOCE, C. M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. Projeto Sul de Minas**. Belo Horizonte: COMIG/SEME, 2003.
- GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GOÉS, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L. B. Geomorfologia das Folhas Rio de Janeiro e Vitória. **In: BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 1983, v. 32. p. 305-384.
- HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. **Revista Geociências**, São Paulo. v. 29, n. 02, p. 141-169, 2010.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes In Geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1964.
- MARCONATO, A. **Planícies de Inundação Fluviais Pré-Vegetação: exemplos do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozoico, BA) e do Supergrupo Camaquã (Ediacarano-Cambriano, RS)**. 2014. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- MARQUES NETO, R.; SILVA, F.P.; FERNANDES, R. A.; BARRETO, J. C.; EDUARDO, C.C. A Espacialidade do Relevo Em Paisagens Transformadas E Sua Representação: mapeamento geomorfológico da bacia do rio Paraibuna, Sudeste de Minas Gerais. **RAEGA**, Curitiba, v. 41, p. 65-81, 2017.
- PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M. Morfogênese do Divisor Hidrográfico Paraná/Paraíba do Sul: o caso da sub-bacia do Paraibuna. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo. v. 20, n. 01, p. 119-136, 2019.
- PANIZZA, Andrea; FONSECA, Fernanda Padovesi. Técnicas de interpretação visual de imagens. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, 2011, 15.3: 30-43.
- REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, J. R.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; LÉANNI, L. Fatores Controladores Da Evolução Do Relevo No Flanco NNW Do Rift Continental Do Sudeste Do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo. v. 14, n. 02, p. 221-234, 2013.
- RODRIGUES, C. Atributos Ambientais No Ordenamento Territorial Urbano: o exemplo das planícies fluviais na metrópole de São Paulo. **Revista GEOUSP**, São Paulo. v. 19, n. 02, p. 325-348, 2015.
- SILVA, A. C.; ZAIDAN, R. T. Bacia Hidrográfica Do Rio Paraibuna: o zoneamento do uso e cobertura da terra por imagens de satélite como subsídio para o planejamento e a gestão de recursos. **Periódico Eletrônico Fórum Ambiental da Alta**



Paulista, v. 6, n. 2, p. 124-140, 2010.

SILVA, J. M. F. **Caracterização e Mapeamento Das Unidades Geomorfológicas da Bacia do Rio Pequeno, Antonina-PR**.
Dissertação (Mestrado em Geografia) - Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2012.

SILVERMAN, B. W. **Density Estimation for Statistics and Data Analysis**. Nova York: Chapman and Hall, 1986.

SOUZA, J. O. P.; ALMEIDA, J. D. M. Modelo Digital De Elevação E Extração Automática De Drenagem: dados, métodos e
precisão para estudos hidrológicos e geomorfológicos. **Boletim de Geografia**, Maringá. v. 32, n. 2, p. 134-149, 2014.

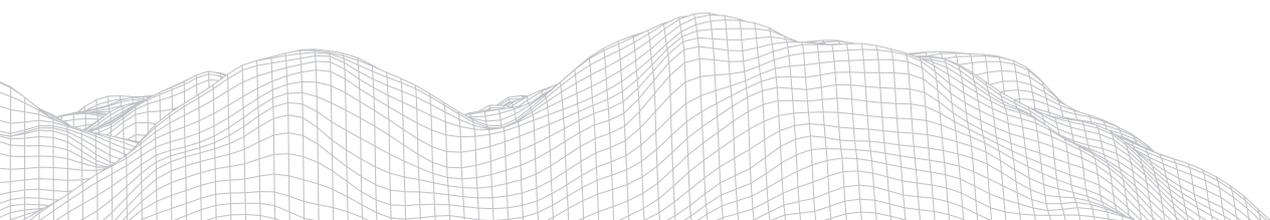
SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology**. Routledge, 1991.

TORRES, F. T. P. Relações Entre Fatores Climáticos E Ocorrências De Incêndios Florestais Na Cidade de Juiz de Fora (MG).
Revista Caminhos de Geografia, Uberlândia. v. 7, n. 18, p. 162-171, 2006.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.;
ANDREIS, R. R. The Central Segment Of The Ribeira Belt. **In**: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS,
D. A. (Eds) Tectonic Evolution Of South America. Instituto Geológico, Rio de Janeiro. p. 287-310, 2000.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L. G. E.; MEDEIROS,
S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C. D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado
da arte e conexões com a faixa Araçuaí. **Geonomos**, Belo Horizonte. v. 15, n. 01, p. 67-79, 2007.

ZANCOPE, M. H. C.; FILHO, PEREZ FILHO, A. Influência Sobre As Larguras Das Planícies Fluviais. **In**: V Simpósio Nacional
de Geomorfologia, Santa Maria, 2004.



CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS Y ANTRÓPICOS EN RESPUESTAS HIDROLÓGICAS EXTREMAS DIFERENCIADAS DE MICROCUENCAS DE LA COSTA MANABITA (ECUADOR)

2864

Enoc Edín Bravo Guerrero

Universidad Técnica de Manabí

Av. José María Urbina, Portoviejo EC 130103, Manabí, Ecuador

E-mail: ebravo1229@utm.edu.ec

Esteban Xavier Viteri Hidrovo

Universidad Técnica de Manabí

Av. José María Urbina, Portoviejo EC 130103, Manabí, Ecuador

E-mail: eviteri8973@utm.edu.ec

Edgar Antonio Menendez Menéndez

Universidad Técnica de Manabí

Av. José María Urbina, Portoviejo EC 130103, Manabí, Ecuador

E-mail: edgar.menendez@utm.edu.ec

Xavier Horacio Valencia Zambrano

Universidad Técnica de Manabí

Av. José María Urbina, Portoviejo EC 130103, Manabí, Ecuador

E-mail: xavier.valencia@utm.edu.ec

Williams José Méndez Mata

Universidad Técnica de Manabí

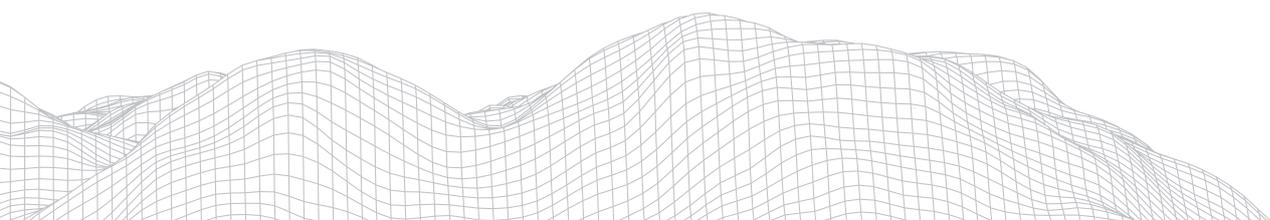
Av. José María Urbina, Portoviejo EC 130103, Manabí, Ecuador

E-mail: williams.mendez@utm.edu.ec

Resumen

Las crecidas e inundaciones son las amenazas con mayor recurrencia de eventos en la cuenca del río Portoviejo, como parte de las respuestas hidrológicas vinculadas a episodios de lluvias extraordinarias. El objetivo es analizar el control de los rasgos geomorfológicos y la intervención antrópica, en las respuestas hidrológicas diferenciadas de cuatro microcuencas del río Portoviejo. Se analizó la distribución espacio-temporal de las lluvias y la frecuencia de eventos extremos; se calcularon los parámetros morfométricos de las microcuencas, y se estimaron sus caudales pico de crecidas. Las magnitudes de las respuestas hidrológicas son consecuencia de la intensidad, duración y extensión espacial de las lluvias extraordinarias, y del control que ejerce la morfometría en los tiempos de respuesta, los picos de los hidrogramas y la velocidad del flujo. Las extensas superficies con actividad agrícola contribuyen a maximizar la escorrentía e incrementar la frecuencia de crecidas e inundaciones.

Palabras claves: Crecida, inundación, respuesta hidrológica, morfometría, microcuenca.



1. Introducción

Las crecidas e inundaciones son fenómenos y/o procesos hidrogeomorfológicos que se producen periódicamente, debido a la ocurrencia de lluvias extraordinarias que, incrementan, de forma repentina, los caudales de los cursos de agua, provocando su desborde y el consecuente anegamiento de los terrenos contiguos (planicies inundables); éstas se transforman en una amenaza cuando el ser humano ocupa áreas susceptibles a inundarse (BURGOS CHÓEZ et al., 2019, p. 1-14).

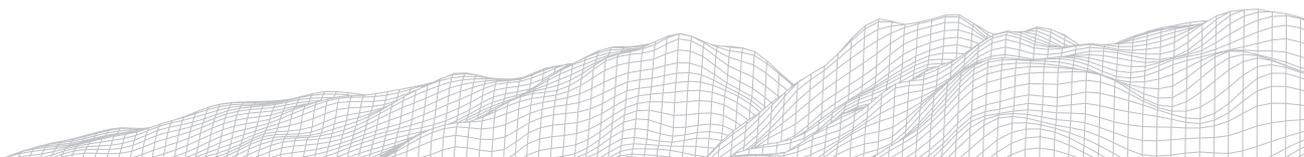
En Ecuador, los eventos hidrometeorológicos relacionados con episodios extraordinarios de precipitaciones registradas durante las estaciones lluviosas, debido a la fluctuación latitudinal anual de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y, en casos más extremos, como los ocasionados por la ocurrencia del fenómeno El Niño, entre los que destacan los correspondientes a los años 1982, 1988 y 1998, han detonado escenarios de crecidas e inundaciones responsables de daños catastróficos en las áreas de cultivo, interrupción de ejes viales vitales, cuantiosas pérdidas humanas y de sumas millonarias de dólares, bajo el efecto devastador de las aguas (D'ERCOLE y TRUJILLO, 2003, p. 27).

Particularmente, en la provincia Manabí, ocurren con gran frecuencia eventos de crecidas e inundaciones durante el período lluvioso, y bajo la influencia de eventos climáticos extremos, condicionadas, en gran medida, por fuertes pendientes en cuencas de sectores acolinados y por la presencia de extensas planicies aluviales (WINCKELL y ZEBROWSKI, 1997, p. 240); los desbordamientos de los ríos en estos sectores, impactan severamente sobre los asentamientos poblacionales establecidos en ellas.

Los efectos que se han evidenciado a lo largo de los años, asociados a eventos hidrometeorológicos y geomorfológicos en el espacio geográfico manabita, han dejado secuelas drásticas en el medio socio-económico, debido a los daños producidos por crecidas e inundaciones sobre el desarrollo regional y local. Ejemplos de algunos de los más conspicuos escenarios, fueron los atribuidos a los episodios del fenómeno El Niño en los períodos 1982-83 y 1997-98 (MAYORGA, 2016, p. 102-103).

En el análisis y comprensión de las respuestas hidrológicas extremas de una cuenca de drenaje, la caracterización de sus parámetros morfométricos es fundamental para la interpretación de su dinámica, y de los controles geomorfológicos que intervienen en la estructura de dichas respuestas (ROMERO DÍAZ y LÓPEZ BERMÚDEZ, 1987, p. 47-62). En este sentido, las Tecnologías de Información Geográfica representan una herramienta valiosa para la obtención de los parámetros morfométricos y de otras variables hidrológicas espaciales de una cuenca, que permiten definir escenarios de crecidas e inundaciones (VÁSQUEZ RANGEL et al., 2014, p. 14; ABDELKAREEM, 2017, p. 19-37; RAI et al., 2017, p. 9-20; TAHA et al., 2017, p. 157-167).

Por otra parte, en los últimos cinco años, se ha generado un número importante de contribuciones, en las que se han demostrado el aporte relevante de los parámetros morfométricos de los sistemas de drenaje, para comprender la dinámica hidrogeomorfológica interna en estos espacios naturales e intervenidos, así como sus respuestas extremas (CHANDNIHA y KANSAL, 2014, p. 2-11; ABDULKAREEM et al., 2018, p. 2-19; JAHAN et al., 2018, p. 613-620; KUMAR et al., 2018, p. 2-11; ALFA et al., 2019, p. 49-55); y, de igual manera, se ha hecho énfasis en métodos de priorización y de evaluación de la susceptibilidad a crecidas e inundaciones en cuencas de drenaje, sustentadas en parámetros morfométricos (ALQAHTANI y QADDAH, 2019, p. 1-20; BHAT et al., 2019, p. 1-17; MAHMOOD y RAHMAN, 2019, p. 1-16; ABDO, 2020, p. 2-23; UTLU y GHASEMLOUNIA, 2021, p. 21-40).



El estudio, seguimiento y monitoreo de las crecidas e inundaciones en Manabí, son temas prioritarios y de importancia vigente, sin embargo, los estudios hidrogeomorfológicos a nivel de microcuencas, vinculados a esos procesos naturales que han sido modificados fuertemente por la intervención antrópica, no son suficientes. En este sentido, algunos esfuerzos se han direccionado a la caracterización de diversos sistemas de drenaje de la demarcación hidrográfica de Manabí (CAMPOS CEDEÑO y SINICHENKO, 2017, p. 6-15), y otros, en particular, a la caracterización morfométrica del sistema hidrográfico de los ríos Carrizal-Chone con el uso de SIG, lo cual permitió evaluar el funcionamiento hidrológico de dicho sistema (BURGOS y CARPIO, 2016, p. 9-10); y al análisis de la vulnerabilidad a inundaciones en la parroquia Santa Ana de Vuelta Larga (BURGOS CHÓEZ et al., 2019, p. 1-14).

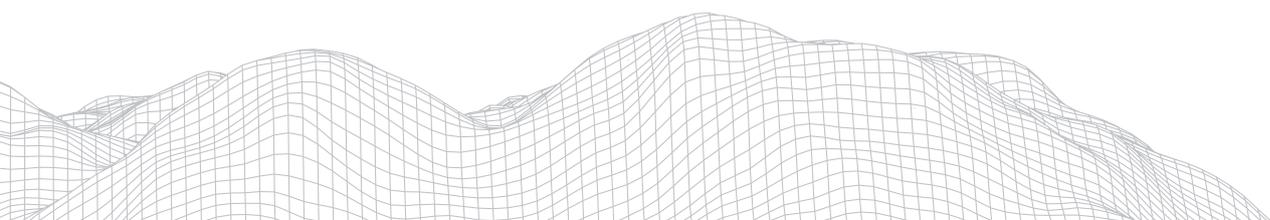
Bajo los planteamientos expuestos, en este trabajo se precisa analizar los controles geomorfológicos y antrópicos que influyen en las respuestas hidrológicas extremas diferenciadas de cuatro microcuencas tributarias del sistema hidrográfico del río Portoviejo (provincia Manabí, Ecuador), mediante el estudio de sus parámetros morfométricos e hidrológicos, con la finalidad de identificar escenarios de crecidas e inundaciones, que puedan ser considerados como insumos en los procesos de planificación y ordenamiento territorial.

2. Área de estudio

Las microcuencas de drenaje, objeto de estudio, están ubicadas en la parte centro-occidental de la región costera de Ecuador, específicamente en el sector sur-central de la provincia Manabí, y hacia los extremos suroccidental (colinas de la cuenca media) y suroriental (colinas de la cuenca alta) de la cuenca del río Portoviejo. Estas microcuencas corresponden, según la toponimia local, a los cursos de agua denominados río Ciego, estero El Quemado, estero El Cade y estero 4 (sin nombre asignado).

Desde el punto de vista geoastronómica, las áreas de estudio se localizan en la Zona Intertropical. La localización geográfica de las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado está definida por las coordenadas: 01°04'43" - 01°07'38" de latitud sur y 80°11'27" - 80°17'20" de longitud oeste; y en el caso de las microcuencas de los esteros El Cade y 4, por las coordenadas: 01°06'58" - 01°12'20" de latitud sur y 80°25'40" - 80°32'30" de longitud oeste (Figura 1). En conjunto, las microcuencas del río Ciego y estero El Quemado ocupan una superficie de 13,26 km², y en el caso de las microcuencas de los esteros El Cade y 4, de 61,91 km².

Desde el punto de vista político-administrativo y territorial, las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado se circunscriben a la jurisdicción de las parroquias Ayacucho y Honorato Vásquez respectivamente, pertenecientes al cantón Santa Ana de la provincia Manabí (GOBIERNO AUTÓNOMO DESCENTRALIZADO MUNICIPAL [GADM] DE SANTA ANA, 2015, p. 8-9); y en el caso de las microcuencas de los esteros El Cade y 4, la primera se circunscribe a la jurisdicción de la parroquia Colón del cantón Portoviejo, y la segunda a la parroquia Lodana del cantón Santa Ana, también pertenecientes a la provincia Manabí (GOBIERNO AUTÓNOMO DESCENTRALIZADO MUNICIPAL [GADM] DE PORTOVIEJO, 2015, p. 1).



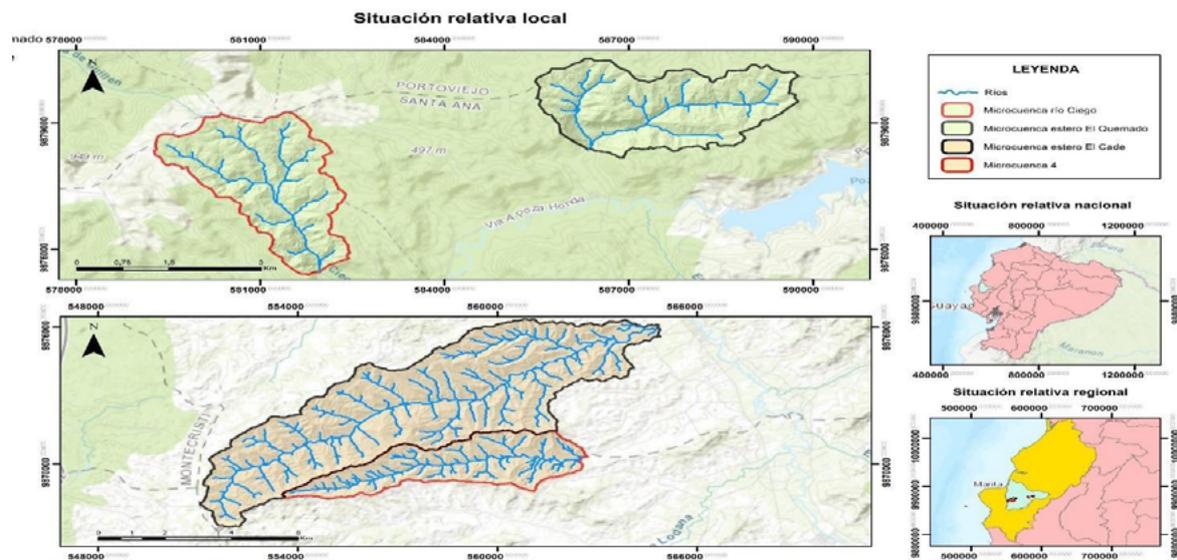


FIGURA 1: Localización Geográfica del Área de Estudio, Microcuencas del Río Ciego y los Esteros El Quemado, El Cade y 4, Cuenca del Río Portoviejo, Provincia Manabí, Ecuador.

Las áreas de estudio se ubican dentro de la provincia conocida como Región Costanera Central de Manabí, específicamente en la denominada depresión Chone-Portoviejo-Jipijapa, cuya parte norte corresponde al núcleo de un anticlinal erosionado. Las microcuencas del río Ciego y el estero El Quemado se extienden sobre relieves tabulares modelados en areniscas mio-pliocenas, mientras que, en las microcuencas de los esterros El Cade y 4, el relieve es dominado por colinas modeladas en arcillas y limolitas miocenas (WINCKELL y ZEBROWSKI, 1997, p. 240-241).

La geología en el área de las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado está conformada por afloramientos de rocas sedimentarias, correspondientes a las unidades litológicas Formación Onzole de edad Mioceno (lutitas y limolitas) y Formación Borbón de edad Plioceno (areniscas tobáceas), y sedimentos de depósitos aluviales y coluvio-aluviales recientes (Holoceno). En el área de las microcuencas de los esterros El Cade y 4, afloran las formaciones Dos Bocas de edad Oligo-Mioceno (lutitas y lodolitas) y Villingota de edad Mioceno (lutitas y areniscas), y nuevamente aparecen las formaciones Onzole y Borbón; el reciente está representado por depósitos coluvio-aluviales, coluviales y aluviales (EGÜEZ et al., 2017).

Los tipos climáticos predominantes en las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado son tropical seco y tropical semi-húmedo respectivamente, con temperaturas promedio entre 24°C y 26°C; y en las microcuencas de los esterros El Cade y 4, destacan los tipos climáticos tropical semi-árido y tropical seco, con temperaturas promedio entre 23°C y 26°C. El régimen pluviométrico en toda el área es de marcada estacionalidad (período lluvioso diciembre-mayo y período seco junio-noviembre), determinado por la oscilación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT); también es afectado por eventos del El Niño y La Niña, que generan precipitaciones extremas, así como crecidas e inundaciones (GOBIERNO AUTÓNOMO DESCENTRALIZADO PROVINCIAL [GADP] DE MANABÍ, 2015, p. 54-56).

En las áreas de las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado se presentan suelos correspondientes a los órdenes inceptisoles y alfisoles, prevaleciendo los Typic Eutrudepts y Vertic Eutrudepts; mientras que, en las microcuencas de los esteros El Cade y 4, los suelos corresponden a los órdenes inceptisoles y entisoles, siendo mayoritarios los Vertic Haplustepts, Typic Haplustepts y Aridic Haplustepts (GADM PORTOVIEJO, 2015, p. 9-12).

Los agroecosistemas y los suelos en la cuenca del río Portoviejo han sido sobre-explotados por las demandas de la población, aunado a una alta tasa de deforestación del bosque nativo, que ha dado paso a extensas superficies con cultivos de ciclos corto, actividades mixtas y agropecuarias. Esto ha conllevado a un incremento importante en la producción de sedimentos en las microcuencas, así como a altas tasas de pérdida del suelo por erosión (GADM PORTOVIEJO, 2015, p. 14-15).

3. Metodología

Se recolectó información de precipitación de siete estaciones meteorológicas ubicadas dentro de la cuenca del río Portoviejo, disponible en los anuarios meteorológicos del portal web del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) de Ecuador, para la cual se llevó a cabo un proceso de llenado de datos faltantes mediante interpolación estadística, así como de homogenización de los datos, procesos realizados con el software CLIMATOL versión 3.1.1 en conjunto con el software R estudio, del paquete de programación R versión 4.0.3.

Se realizó una caracterización de la distribución espacio-temporal de las lluvias en la cuenca del río Portoviejo, mediante el análisis de datos de precipitación (totales mensuales y anuales del período 1982-2013), la estimación de estadísticos básicos de los mismos y, la representación gráfica de los regímenes pluviométricos (pluviogramas). El análisis de las precipitaciones para los sectores donde se localizan las microcuencas, se realizó con datos de las estaciones meteorológicas Portoviejo-UTM y 24 de Mayo-Jaboncillo.

El análisis de frecuencia de eventos extremos de precipitación se hizo a partir del procesamiento de datos de profundidades de láminas máximas anuales de precipitación de 24 horas. Previamente se realizó una prueba de datos dudosos para esta información, mediante la metodología propuesta por el U. S Water Resources Council (1981, p. 17-18), a fin de eliminar aquellos datos que hacían ruido estadístico. El análisis de frecuencia de eventos extremos se llevó a cabo mediante el ajuste del modelo de distribución de probabilidades para Eventos Extremos Tipo I (EVI) o Gumbel (1941, p. 163-190). Este análisis permitió obtener láminas e intensidades máximas de precipitación para distintos períodos de retorno, que luego fueron recalculadas y ajustadas con el método de Wenzel (1982, p. 45-47); así como, la construcción de curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) y Profundidad-Duración-Frecuencia (PDF), para intervalos de 5 min hasta una duración máxima de 24 horas. Con las curvas PDF se estimaron los hietogramas de lluvias de diseño, por medio del método de los bloques alternos (Chow et al., 1994, p. 477-479).

La delimitación de las microcuencas, el trazado de las redes de drenaje y la obtención de sus parámetros morfométricos básicos, fueron recuperados a partir de un modelo de elevación digital (resolución de 3 m x 3 m) descargado del portal web del Instituto Geográfico Militar (IGM) de Ecuador, el cual fue diseñado para el programa SIGTIERRAS. Este procedimiento se realizó empleando las herramientas hidrológicas del software ArcGIS versión 10.4. El resto de los parámetros morfométricos se calcularon por medio de las ecuaciones que los definen, empleando para ello, hojas de cálculo del software Microsoft Excel. También, se construyeron para cada una de las microcuencas perfiles topográ-



ficos longitudinales de los cauces principales, perfiles topográficos transversales y longitudinales de las microcuencas, curvas hipsográficas, curvas hipsométricas y frecuencias altimétricas.

La caracterización geomorfológica de las microcuencas se realizó mediante la lectura e interpretación visual de la información topográfica contenida en el DEM, así como sobre las imágenes satelitales de la herramienta Google Earth Pro, ortofotomapas, información cartográfica temática disponible y del mapa de pendientes generado para el área de estudio.

El tiempo de concentración de las microcuencas se calculó por medio de la ecuación de Kirpich (1940, p. 362), el tiempo de retardo mediante la ecuación propuesta en el modelo del hidrograma unitario del Soil Conservation Service (SCS, 1972, p. 10.21) y, la velocidad media del flujo con la ecuación convencional de velocidad.

Los caudales pico de las crecientes se calcularon con el modelo del Hidrograma Unitario Sintético Adimensional del SCS (1972, p. 10.21) mediante el uso del software HEC-HMS versión 4.8, para lo cual se estimaron previamente las curvas de escurrimiento CN ponderadas para cada microcuenca, a partir del cruce algebraico de capas temáticas de uso y cobertura del suelo y de texturas de los suelos; este último permitió definir los grupos de suelos hidrológicos según el modelo del SCS (1972, p. 10.21).

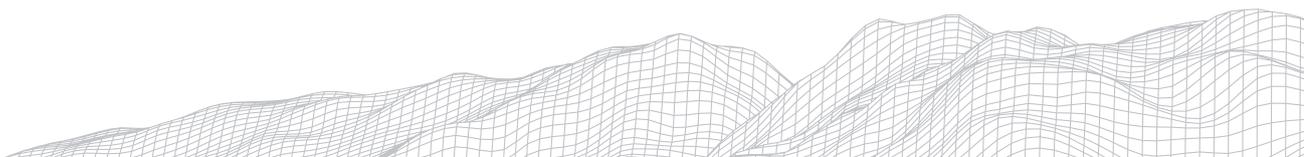
4. Resultados y discusión

La distribución altitudinal y espacial del relieve en la cuenca del río Portoviejo, así como sus grandes unidades geomorfológicas distintivas, permitieron dividirla en tres partes o sectores de morfodinámica y características hidrológicas diferentes: cuenca alta, cuenca media y cuenca baja, cuyas denominaciones, para fines prácticos, se utilizaron a lo largo de la discusión. De esta manera, las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado se ubican en la cuenca alta, y las de los esteros El Cade y 4 en la cuenca media.

La distribución espacial de las precipitaciones en el sistema hidrográfico del río Portoviejo está influenciada notoriamente por el relieve, por ende, esta distribución presenta promedios anuales de precipitación entre 300 mm y 600 mm en la cuenca baja, entre 600 mm y 1000 mm en la cuenca media y entre 1000 mm y > 1400 mm en la cuenca alta. Un elemento del paisaje que acusa la espacialidad de la humedad en el área es la vegetación; ésta se distingue por la presencia de matorrales xerófilos y secos alternados con bosques secos en la cuenca baja, prevaleciendo luego los bosques secos y transicionales en la cuenca media y, finalmente, por la existencia de bosques húmedos de follaje permanente en la cuenca alta.

Localmente, para el sector de las microcuencas del río Ciego y el estero El Quemado, se registró un promedio anual de 1024,32 mm (estación 24 de Mayo-Jaboncillo) de precipitación; y para el caso de las microcuencas de los esteros El Cade y 4, se observó un promedio anual de 528,04 mm. Estos registros indican una diferencia significativa, de aproximadamente un 50%, con relación a la distribución de las lluvias entre los dos sectores donde se ubican las microcuencas bajo estudio y, dejan ver claramente lo ya señalado, con relación a una mayor proporción de precipitaciones en la cuenca alta del río Portoviejo, en comparación con lo observado en su cuenca media.

El análisis de frecuencia de eventos extremos de las precipitaciones para la estación 24 de Mayo-Jaboncillo, determinó intensidades máximas anuales para 1 hora de duración, comprendidas entre 34,77 mm/h para un período de retorno de



2 años y 114,73 mm/h para un período de retorno de 1000 años. Por el contrario, para la estación Portoviejo-UTM, arrojaron valores entre 30,77 mm/h y 131,02 mm/h para las mismas frecuencias.

Para escenarios críticos de crecidas e inundaciones de 50, 100 y 500 años de períodos de retorno con 1 hora de duración, las intensidades corresponden a valores de 78,31 mm/h, 86,70 mm/h y 106,26 mm/h respectivamente, en la estación 24 de Mayo-Jaboncillo; mientras que, en la estación Portoviejo-UTM, estos escenarios presentan montos de 84,94 mm/h, 95,65 mm/h y 120,39 mm/h.

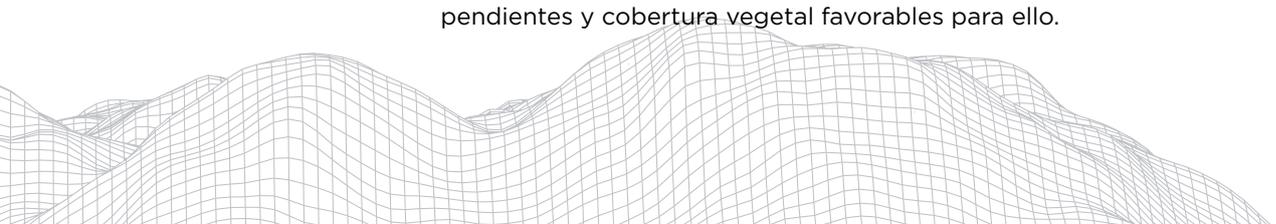
Sin embargo, los montos de las intensidades más críticas se registran en los primeros 5 minutos de duración de la lluvia, cuyos valores en la estación 24 de Mayo-Jaboncillo, oscilan entre 80,75 mm/h para un período de retorno de 2 años y 306 mm/h para un período de retorno de 1000 años; y valores de 202,08 mm/h, 225,57 mm/h y 281,4 mm/h para escenarios críticos de 50, 100 y 500 años de período de retorno, respectivamente. Para el caso de la estación Portoviejo-UTM, se obtuvieron intensidades entre 79,49 mm/h y 312,25 mm/h para recurrencias de 2 años y 1000 años y, para escenarios críticos, valores de 206,32 mm/h, 231,04 mm/h y 287,88 mm/h.

Para lluvias de 24 horas de duración en la estación 24 de Mayo-Jaboncillo, las intensidades abarcan desde 3,25 mm/h (período de retorno de 2 años) hasta 7,39 mm/h (período de retorno de 1000 años), con valores, de 5,49 mm/h, 5,93 mm/h y 6,95 mm/h para escenarios críticos de 50, 100 y 500 años de período de retorno respectivamente. Mientras que, en la estación Portoviejo-UTM, estos valores oscilan entre 2,38 mm/h y 10,31 mm/h para frecuencias de 2 y 1000 años respectivamente, con valores para escenarios críticos de 6,67 mm/h, 7,51 mm/h y 9,47 mm/h.

En atención a los valores de profundidades de láminas máximas anuales de precipitación, se apreció que para 1 hora de duración, en la estación 24 de Mayo-Jaboncillo, los montos son de magnitudes significativas, oscilando entre 34,77 mm para un período de retorno de 2 años, hasta 114,73 mm para un período de retorno de 1000 años. En el caso de la estación Portoviejo-UTM, las lluvias máximas esperadas presentaron láminas entre 30,77 mm y 131,02 mm para retornos de 2 y 1000 años. Con estas láminas de lluvia es de esperarse que, eventos de precipitaciones concentradas generen crecidas e inundaciones importantes.

Esto cobra mayor significado, sobre todo para eventos de períodos de retorno de 50, 100 y 500 años. En este sentido, para la estación 24 de Mayo-Jaboncillo se estimaron láminas máximas de 78,31 mm, 86,70 mm y 106,26 mm respectivamente, en un área en la que el promedio anual de precipitación es de 1024,24 mm (período 1982-2013), y los promedios mensuales no superan los 250 mm. Mientras que, para el caso de la estación Portoviejo-UTM, se registraron láminas máximas de 84,94 mm, 95,65 mm y 120,39 mm, en contraste con un promedio anual de precipitación de 528,04 mm y promedios mensuales inferiores a los 140 mm en todos los casos.

Para lluvias con duraciones de 24 horas, en la estación 24 de Mayo-Jaboncillo, se obtuvieron láminas máximas entre 78,09 mm para un período de retorno de 2 años, y 177,41 mm para un período de retorno de 1000 años; y en el caso de la estación Portoviejo-UTM, las estimaciones arrojaron valores entre 57,22 mm y 247,42 mm para 2 y 1000 años de períodos de retorno respectivamente. A partir de estos valores, (lluvias con duraciones de más de 1 día o acumuladas), generan condiciones de humedad precedente o acumulada en los mantos de alteración, regolitas o suelos, o condiciones de sobresaturación hídrica de estos, con lo cual se activan procesos erosivos y de arrastre de sedimentos, en vertientes cuya susceptibilidad del material a los procesos erosivos lo permitan, así como pendientes y cobertura vegetal favorables para ello.



Para escenarios con condiciones de humedad crítica, en la estación 24 de Mayo-Jaboncillo, se registraron láminas máximas anuales con montos de 131,77 mm, 142,37 mm y 166,87 mm, correspondientes a períodos de retorno de 50, 100 y 500 años respectivamente. En el caso de la estación Portoviejo-UTM, las láminas máximas para esos escenarios críticos son de 160,02 mm, 180,33 mm y 227,24 mm.

Las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado con superficies de 6,57 km² y 6,69 km² y perímetros de 13,70 km y 13,60 km, reflejan hidrosistemas de muy pequeñas dimensiones, así como redes de drenaje de baja magnitud, muy propensas a generar crecidas e inundaciones súbitas en las partes bajas cercanas a sus salidas de las áreas de captación, y frente a la ocurrencia de eventos de precipitaciones extraordinarias. Por el contrario, la microcuenca del estero El Cade posee mayores dimensiones, con un área de 47,79 km² y un perímetro de 46,21 km; mientras que la microcuenca 4, de igual manera a las primeras, es de escaso tamaño, con un área de 14,12 km² y un perímetro de 22,54 km. Estas dos últimas microcuencas, por estar ubicadas en la cuenca media, con predominio de colinas más erosionadas y menores altitudes, tienen mayores probabilidades de generar respuestas hidrológicas moderadas y menos súbitas.

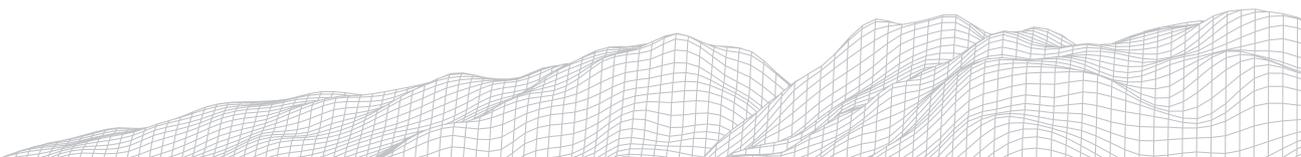
Las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado poseen altitudes mínimas de 164 msnm y 127 msnm, y altitudes máximas de 483 msnm y 472 msnm. Por el contrario, las microcuencas de los esteros El Cade y 4, tienen altitudes máximas de 68 msnm y 130 msnm, y máximas de 541 msnm y 533 msnm respectivamente. Estas marcadas diferencias altitudinales entre ambos grupos de microcuencas, inciden en respuestas hidrogeomorfológicas diferenciadas, como ya se destacó anteriormente.

La forma o morfología planimétrica de los contornos de las microcuencas, tiene un papel preponderante en el tiempo de concentración y en el tiempo de retardo de las mismas, pues determina la distribución de los tiempos de arribo de la esorrentía total de los sistemas a las salidas de los mismos y, en consecuencia, la forma y tipología de los hidrogramas de crecidas resultantes. Para las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, los valores calculados de factor de forma (0,37 y 0,45) e índice de forma (2,13 y 2,10), indican que son sistemas ligeramente alargados; mientras que, en el caso de las microcuencas de los esteros El Cade y 4, los parámetros de forma medidos (factor forma = 0,19 y 0,16 e índice de forma = 2,44 y 2,39) señalan sistemas estrechos-alargados.

Con relación al coeficiente de compacidad, las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado arrojaron valores de 1,50 y 1,47, mientras que, para las microcuencas de los esteros El Cade y 4 fueron de 1,71 y 1,68. Según este parámetro, las primeras tienen formas que clasifican como oval-redonda a oval-oblonga, es decir, un poco circulares, mientras que las segundas clasifican como oval-oblonga a rectangular-oblonga, sugiriendo formas alargadas.

Estos parámetros morfométricos discutidos, determinan tiempos de concentración y de retardo mucho más cortos para las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, en comparación con las microcuencas de los esteros El Cade y 4, cuyas formas inciden en respuestas hidrológicas más lentas, caracterizadas por velocidades de flujo más bajas, con alta carga de sedimentos debido a una mayor erodabilidad de los suelos (fuertemente condicionados por la intervención antrópica) y de la litología aflorante.

La densidad de drenaje presenta valores moderados a bajos (según la resolución del MED utilizado) (CAMINO et al., 2018, p. 8), siendo de 1,15 km/km² y 0,96 1,15 km/km² para las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, y de 1,13 km/km² y 0,99 km/km² para los esteros El Cade y 4. En general, son



valores muy similares entre sí, que denotan el control litológico y la influencia antrópica en la distribución y extensión de las redes de drenaje, así como la intensidad de los procesos erosivos. Las ramificaciones de los sistemas de desagüe exhiben patrones de tipo dendrítico para las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, y de tipo enrejado o dorsales de pez en las microcuencas de los esteros El Cade y 4.

Según la jerarquización (orden y magnitud) de las redes de drenaje, en atención a los criterios de Horton modificados por Strahler, todas las microcuencas estudiadas clasifican como orden 4, con magnitudes bajas para las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, y de moderadas a altas para las microcuencas de los esteros El Cade y 4 (Tabla 1) ayuda a interpretar la facilidad con la que los caudales de las crecidas pueden ser evacuados de una cuenca (STRAHLER, 1977, p. 498-502; SUMMERFIELD, 1991, p. 460-469; GIL, 2011, p. 156).

TABLA 1

Parámetros morfométricos de orden y la magnitud (jerarquización) de la red de drenaje de las microcuencas del río Ciego y de los esteros El Quemado, El Cade y 4, cuenca del río Portoviejo, provincia Manabí, Ecuador

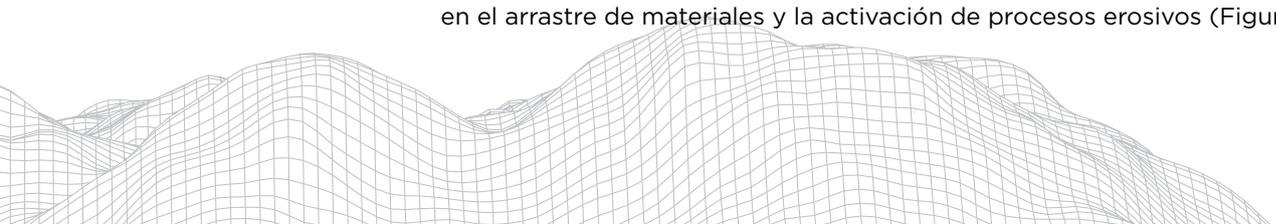
Cuenca	Orden de la cuenca (u)	Número de corrientes de un orden dado (Nu)					Número total de corrientes (N)	Relación de longitud media (R _{Ln})	Relación de pendiente media (R _{pm})	Relación de bifurcación media (R _{bm})	Coeficiente de torrencialidad (Ct) (N _i /Km ²)	Coeficiente de almacenamiento (Ca)	Magnitud de la cuenca (M) (N _i)
		1	2	3	4	5							
		Río Ciego	4	23	5	2							
Estero El Quemado	4	26	7	2	1	-	36	2,27	1,45	3,01	3,88	0,75	26
Estero El Cade	4	157	31	4	1	-	193	3,35	1,48	5,60	3,29	0,60	157
4	4	101	23	5	1	-	130	3,07	1,46	4,65	7,15	0,66	101

La relación de bifurcación media de una red drenaje es un parámetro que nos dice acerca del comportamiento torrencial de una cuenca, así como de la incidencia o control que ejercen las estructuras geológicas y la litología en la distribución espacial de la misma; de igual manera, nos

En este sentido, la microcuenca del río Ciego es la que presenta la relación de bifurcación media más baja, que aunada a las características del relieve, la definen como un sistema muy propenso a generar crecidas súbitas y violentas, con altos caudales pico. Las microcuencas de los esteros El Quemado y 4 poseen relaciones de bifurcación media $3 \leq R_b \leq 5$, valores que las caracterizan como sistemas con drenajes normales, capaces de generar crecidas moderadas; mientras que, la microcuenca del estero El Cade es la que posee el valor más alto, con lo cual es muy propensa a generar crecidas más lentas, característica determinada en gran medida, por tener pendientes mucho más bajas (Tabla 1).

En las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado aflora principalmente la unidad litológica conocida como Formación Borbón, cuyos suelos formados a expensas de ella como material parental, son muy erosionables, con texturas arcillo-arenosas y arcillo-limosas. La expresión topográfica de esta litología y, por ende, del relieve regional desarrollado sobre ella, determinan pendientes con valores promedios entre 34% y 40%.

En esta unidad litológica se distinguen vertientes de mesa (geoformas controladas estructuralmente por estratos horizontales o ligeramente basculados), con escarpes de muy altas pendientes a casi verticales. Las pendientes medias de los totales de corrientes que conforman las redes de drenaje de las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, son de 10% y 17% respectivamente, considerándose como moderadas a altas, con relación a su incidencia en el arrastre de materiales y la activación de procesos erosivos (Figura 2).



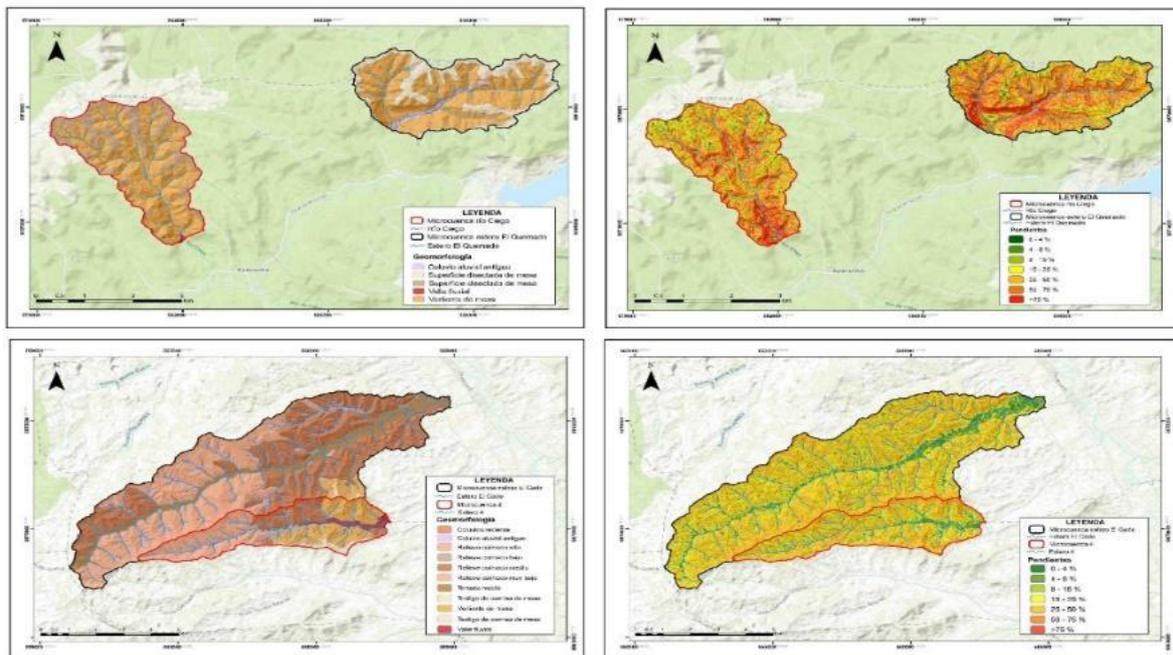


FIGURA 2: Mapa Geomorfológico y de Pendientes de las Microcuencas del Río Ciego y de los Esteros El Quemado, El Cade y 4, Cuenca del Río Portoviejo, Provincia Manabí, Ecuador.

En las microcuencas de los esterros El Cade y 4 aflora mayoritariamente la unidad litológica denominada Formación Villingota y, en menos proporción, la Formación Onzole, ambas con origen tectónico erosivo, y distinguidas por relieves acolinados menos prominentes. En estas se identificaron formas de relieve como vertientes de mesa, cimas redondeadas, depósitos aluviales antiguos, coluvio-aluviales antiguos y planicies fluviales. El desarrollo de planicies aluviales en estas microcuencas está vinculado a las bajas pendientes medias del total de las corrientes de sus redes de drenaje (6% y 9% respectivamente), y al trabajo erosivo de los cursos de agua en las partes más altas de las divisorias de aguas. Estos factores han procurado la depositación de los sedimentos acarreados por la escorrentía en los fondos de valle de estos sistemas, para dar paso al desarrollo de planicies aluviales inundables (Figura 2).

Debido a la intervención antrópica y sus consecuentes alteraciones ambientales, en las microcuencas de los esterros El Cade y 4 se apreció una cubierta boscosa muy pobre y una mayor superficie destinada a la actividad agrícola, escenario que condiciona una mayor ocurrencia de crecidas e inundaciones; por el contrario, en las microcuencas del río Ciego y del estero El Quemado, se observaron cubiertas boscosas mejor conservadas y menos intervenidas. Estas condiciones de cobertura y uso del suelo, al igual que la morfometría de las microcuencas, influyen en la frecuencia y magnitud de las crecidas e inundaciones (Tablas 2 y 3).

TABLA 2

Ponderación del número de curva (CN) para las microcuencas del río Ciego y de los esteros El Quemado, El Cade y 4, cuenca del río Portoviejo, provincia Manabí, Ecuador

Cuenca	Descripción del área de acuerdo a Tabla de CN (Ven te Chow)	Área parcial de la cuenca	Fracción de Área	Valor de CN para diferentes tipos de suelo	CN ponderado
		(Km ²)		C	
Río Ciego	Bosque cubierta buena	3,20	0,48	70	34,16
	Tierra cultivada con tratamiento de conservación	3,32	0,50	78	39,51
	Pastizales en condiciones óptimas	0,03	0,005	74	0,38
	Total	6,57	1,00		74,07
Estero El Quemado	Bosque cubierta buena	1,03	0,15	70	10,79
	Tierra cultivada con tratamiento de conservación	5,66	0,84	78	65,97
	Total	6,69	1,00		76,77
Cuenca	Descripción del área de acuerdo a Tabla de CN (Ven te Chow)	Área parcial de la cuenca (Km ²)	Fracción de Área	Valor de CN para diferentes tipos de suelo	CN ponderado
Estero El Cade	Bosque cubierta pobre	18,83	0,39	83	32,71
	Tierra cultivada con tratamiento de conservación	27,80	0,58	81	47,11
	Pastizales en condiciones óptimas	0,79	0,02	80	1,33
	Vegas de río	0,02	0,0005	78	0,03
	Residencial 1 acre	0,33	0,007	84	0,59
	Total	47,79	1,00		81,79
4	Bosque cubierta pobre	3,97	0,28	83	23,34
	Tierra cultivada con tratamiento de conservación	10,14	0,71	81	58,20
	Pastizales en condiciones óptimas	0,003	0,0002	80	0,02
Total	14,12	1,00		81,56	

2875

TABLA 3

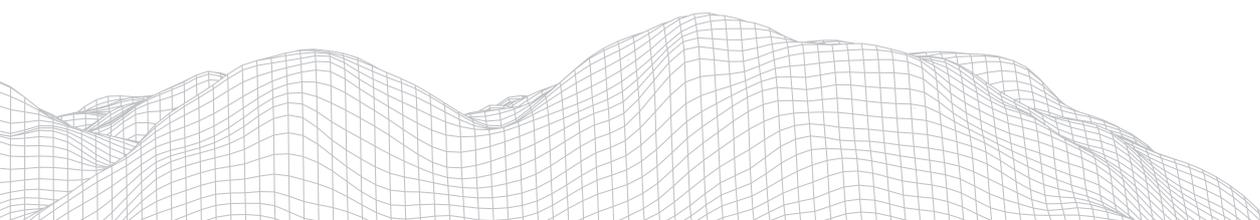
Caudales pico de crecidas de las microcuencas del río Ciego y de los esteros El Quemado, El Cade y 4 para distintos períodos de retorno, cuenca del río Portoviejo, provincia Manabí, Ecuador

Cuenca	Caudales pico para distintos períodos de retorno							
	(m ³ /s)							
	2 años	5 años	10 años	25 años	50 años	100 años	500 años	1000 años
Río Ciego	19,30	57,70	86,10	126,20	157,60	189,50	264,50	297,10
Estero El Quemado	26,70	72,90	106,00	151,20	185,60	220,00	300,30	334,90
Estero El Cade	152,90	353,10	495,20	681,90	822,20	962,20	1290,00	1431,20
4	61,10	141,30	197,50	271,40	326,80	382,00	509,40	564,10

5. Consideraciones finales

Las precipitaciones en el área de la cuenca del río Portoviejo se reparten de manera desigual, hecho condicionado por la variabilidad de su relieve, el cual gana mayores altitudes desde la línea de costa al oeste hacia los sectores montañosos de las partes este y sureste. El régimen pluviométrico anual es de tipo estacional en toda el área, con mayores montos mensuales y anuales en la cuenca alta.

Las intensidades y láminas máximas de precipitación estimadas para distintos períodos de retorno y, en particular, para una duración de 1 hora, representan escenarios críticos detonantes de crecidas e inundaciones, así como de procesos erosivos y de acarreo de importantes volúmenes de sedimentos, coadyuvados por suelos desprovistos de vegetación primaria y afloramientos litológicos de alta erodabilidad.

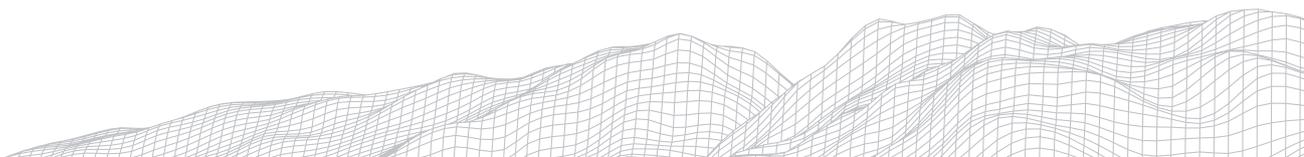


Las características morfométricas y geomorfológicas de las microcuencas estudiadas, localizadas unas en la cuenca alta del río Portoviejo y otras en su cuenca media, bajo contextos fisiográficos distintos, determinan sistemas hidrogeomorfológicos con dinámicas y respuestas hidrológicas diferenciadas, reflejadas en las magnitudes de sus caudales pico, tiempos de concentración y velocidades medias del flujo, así como en sus probabilidades de generar crecidas súbitas o moderadas e inundaciones.

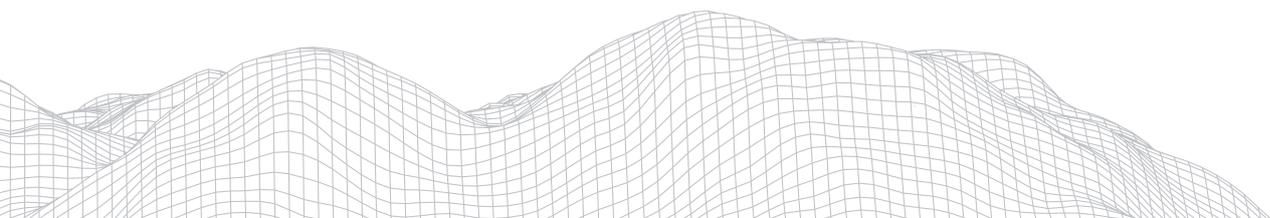
Finalmente, es preciso indicar que, las magnitudes de los parámetros de respuestas hidrológicas, además del control que ejercen en ellas las características morfométricas y geomorfológicas, son una consecuencia de los cambios espacio-temporales que se han suscitado en la cobertura y uso del suelo (deforestación e incremento de la actividad agrícola) en el tiempo, con lo cual, los procesos hidrológicos involucrados en los balances de agua en esos sistemas, se han desequilibrado, expresándose en un incremento de las magnitudes y frecuencia de eventos de crecidas e inundaciones. Esto, aunado a escenarios del cambio climático, proyecta eventos hidrogeomorfológicos más críticos a futuro.

Referencias

- ABDELKAREEM, M. Targeting flash flood potential areas using remotely sensed data and GIS techniques. **Natural Hazards**, Berlín, n. 85, p. 19-37, ene. 2017.
- ABDO, H. G. Evolving a total-evaluation map of flash flood hazard for hydro-prioritization based on geohydromorphometric parameters and GIS-RS manner in Al-Hussain river basin, Tartous, Syria. **Natural Hazards**, Berlín, n. 104, p. 681-703, oct. 2020.
- ABDULKAREEM, J. H.; PRADHAN, B.; SULAIMAN, W. N. A.; JAMIL, N. R. Quantification of runoff as influenced by morphometric characteristics in a rural complex catchment. **Earth Systems and Environment**, Berlín, n. 2, p. 145-162, may. 2018.
- ALFA, M. I.; AJIBIKE, M. A.; ADIE, D. B.; MUDIARE, O. J. Hydrologic and morphometric analysis of Ofu River Sub-Basin using remote sensing and Geographic Information System. **Nigerian Journal of Technological Development**, Ilorin, v. 16, n. 2, p. 49-55, abr. 2019.
- ALQAHTANI, F.; QADDAH, A. A. GIS digital mapping of flood hazard in Jeddah-Makkah region from morphometric analysis. **Arabian Journal of Geosciences**, Berlín, n. 12, a. 199, mar. 2019.
- BHAT, M. S.; ALAM, A.; AHMAD, S.; FAROOQ, H.; AHMAD, B. Flood hazard assessment of upper Jhelum basin using morphometric parameters. **Environmental Earth Sciences**, Berlín, n. 78, a. 54, ene. 2019.
- BURGOS CHÓEZ, B. D.; CARTAYA RÍOS, S. J.; MERO DEL VALLE, D. J. Análisis de la vulnerabilidad a inundaciones de la parroquia Santa Ana de Vuelta Larga, provincia de Manabí, Ecuador. **Investigaciones Geográficas**, Ciudad de México, n. 98, p. 1-14, abr. 2019.
- BURGOS, J.; CARPIO, M. **Caracterización fisiográfica y morfométrica de la cuenca hidrográfica del río Chone como aporte a la gestión integral de los recursos hídricos**. 2016. 91 h. Tesis (Carrera en Medio Ambiente) - Programa de Grado en Medio Ambiente, Escuela Superior Politécnica Agropecuaria de Manabí "Manuel Félix López" - ESPAM-MFL, Calceta, 2016.
- CAMINO, M. A.; BÓ, M. J.; CIONCHI, J. L.; DEL RÍO, J. L.; LÓPEZ DE ARMENTIA, A.; DE MARCO, S. G. Estudio morfométrico de las cuencas de drenaje de la vertiente sur del sudeste de la provincia de Buenos Aires. **Revista Universitaria de Geografía**, Bahía Blanca, v. 27, n. 1, p. 73-97, jun. 2018.
- CAMPOS CEDEÑO, A.; SINICHENKO, E. K. **Características de sistemas fluviales pequeños y recursos hídricos de la demarcación hidrográfica de Manabí, perspectivas de desarrollo**. Moscú: Universidad Rusa de la Amistad de los Pueblos - RUDN, 2017.
- CHANDNIHA, S. K.; KANSAL, M. L. Prioritization of sub-watersheds based on morphometric análisis using geospatial



- technique in Piperiya watershed, India. **Applied Water Science**, Berlín, v. 7, n. 1, p. 329-338, nov. 2014.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Hidrología aplicada**. Santafé de Bogotá: McGraw Hill Interamericana, S. A. 1994.
- D'ERCOLE, R.; TRUJILLO, M. **Amenazas, vulnerabilidad, capacidades y riesgos en el Ecuador: Los desastres, un reto para el desarrollo**. Quito: Cooperazione Internazionale - COOPI / Institut de Recherche pour le Développement - IRD / Oxfam GB, 2003.
- EGÚEZ, A.; GAONA, M.; ALBÁN, A. **Mapa geológico de la República del Ecuador, Escala 1:1.000.000**. Quito: Ministerio de Minería - MM, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico - INIGMM, 2017.
- GOBIERNO AUTÓNOMO DESCENTRALIZADO MUNICIPAL DE PORTOVIEJO - GADM Portoviejo. **Diagnóstico por componentes ambiental, sociocultural, económico, institucional y diagnóstico integrado**. Portoviejo: GADM Portoviejo, 2015.
- GOBIERNO AUTÓNOMO DESCENTRALIZADO MUNICIPAL DE SANTA ANA - GADM Santa Ana. **Plan de ordenamiento territorial del cantón Santa Ana - Manabí 2015-2019**. Santa Ana: Sistema Nacional de Información de Ecuador - SNIE, 2015.
- GOBIERNO AUTÓNOMO DESCENTRALIZADO PROVINCIAL DE MANABÍ - GADP Manabí. **Plan de desarrollo y ordenamiento territorial Manabí 2015-2024 provincia del Milenio**. Portoviejo: Sistema Nacional de Información de Ecuador - SNIE, 2015.
- GIL, V. Geomorfología fluvial de la cuenca del arroyo El Negro, Buenos Aires, Argentina. **Revista Universitaria de Geografía**, Bahía Blanca, v. 20, n. 1, p. 151-169, abr. 2011.
- GUMBEL, E. J. The return period of flood flows. **The Annals of Mathematical Statistics**, Beachwood, v. 12, n. 2, p. 163-190, 1941.
- JAHAN, C. S.; RAHAMAN, M. F.; AREFIN, R.; ALI, S.; MAZUMDER, Q. H. Morphometric analysis and hydrological inference for water resource management in Atrai-Sib River Basin, NW Bangladesh using remote sensing and GIS technique. **Journal Geological Society of India**, Berlín, v. 91, p. 613-620, may. 2018.
- KIRPICH, Z. P. Time of concentration of small agricultural watersheds. **Civil Engineering**, v. 10, n. 6, p. 362, 1942.
- KUMAR, B.; VENKATESH, M.; TRIPATHI, A.; ANSHUMALI. A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Rihand River Basin, Central India. **Sustainable Water Resources Management**, Berlín, v. 4, p. 45-54, mar. 2018.
- MAHMOOD, S.; RAHMAN, AU. Flash flood susceptibility modeling using geo-morphometric and hydrological approaches in Panjkora Basin, Eastern Hindu Kush, Pakistan. **Environmental Earth Sciences**, Berlín, v. 78, a. 43, ene. 2019.
- MAYORGA, J. Efectos de los fenómenos hidrometeorológicos extremos sobre la producción agrícola y su impacto en las poblaciones rurales de las provincias: Guayas, Manabí y Los Ríos. **La Quinta Ola del Progreso de la Humanidad**, p. 100-124, jun. 2016.
- RAI, P. K.; MISHRA, V. N.; MOHAN, K. A study of morphometric evaluation of the Son basin, India using geospatial approach. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, Amsterdam, v. 7, p. 9-20, may. 2017.
- ROMERO DÍAZ, M. A.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F. Morfometría de redes fluviales: Revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al alto Guadalquivir. **Papeles de Geografía (Física)**, Murcia, n. 12, p. 47-62, dic. 1987.
- SOIL CONSERVATION SERVICE. Hydrology. En: **National engineering handbook**, s. 4. Washington D. C.: U. S. Department of Agriculture, 1972. p. 4-102.
- STRAHLER, A. N. **Geografía física**. Barcelona: Editorial Omega, S. A. 1977.
- SUMMERFIELD, M. A. Sub-aerial denudation of passive margins: Regional elevation versus local relief models. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 102, n. 3-4, p. 460-469, mar. 1991.



TAHA, M. M. N.; ELBARBARY, S. M.; NAGUIB, D. M.; EL-SHAMY, I. Z. Flash flood hazard zonation based on basin morphology using remote sensing and GIS techniques: A case study of Wadi Qena basin, Eastern Desert, Egypt. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, Amsterdam, v. 8, p. 157-167, nov. 2017.

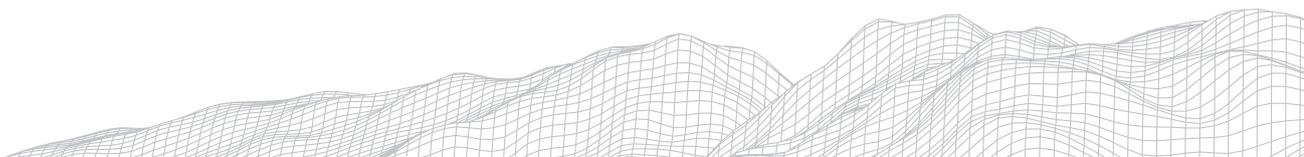
U. S. WATER RESOURCES COUNCIL. **Guidelines for determining flood flow frequency**, b. 17-B. Reston: U. S Geological Survey. 1981.

UTLU, M.; GHASEMLOUNIA, R. Flood prioritization watersheds of the Aras river, based on geomorphometric properties: Case study Iğdır province. **Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi**, Balıkesir, n. 6, p. 21-40, abr. 2021.

VÁSQUEZ RANGEL, C. A.; HERRERA LÓPEZ, D. M.; GUTIÉRREZ REY, Y. P. **Caracterización morfométrica de la cuenca de la quebrada Tatamaco, del municipio Villavieja del departamento del Huila, mediante el uso de la herramienta HEC-GEOHMS**. 2014. 73 h. Trabajo de Grado (Especialización en Recursos Hídricos) - Programa de Especialización en Recursos Hídricos, Universidad Católica de Colombia - UCC, Santafé de Bogotá, 2014.

WENZEL, H. G. Jr. Rainfall for urban stormwater design. En: KIBLER, D. F. **Urban storm water hydrology**, Water Resources Monograph 7. Washington D. C.: American Geophysical Union, 1982. p. 35-67.

WINCKELL, A.; ZEBROWSKI, C. Los paisajes costeros. En: WINCKELL, A.; ZEBROWSKI, C. & SOURDAT, M. **Los paisajes naturales del Ecuador. Las regiones y paisajes del Ecuador**. Geografía Básica del Ecuador, t. IV, Geografía Física, v. 2. Quito: Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica - CEDIG, 1997. p. 208-323.



DESCONTINUIDADE DE CANAIS: ESTUDO DE CASO NO SEMIÁRIDO BAIANO

2879

Kleber Carvalho Lima

Universidade de Pernambuco (UPE)

Rua Cap. Pedro Rodrigues, s/n, São José, Garanhuns – PE. CEP

55294-902

E-mail: kleber.carvalho@upe.br

Cenira Maria Lupinacci

Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP)

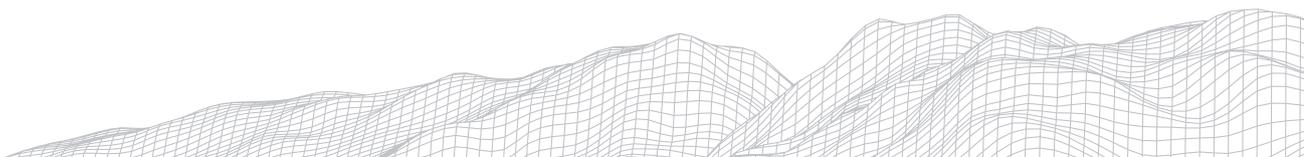
Avenida 24-A, 1515, Bela Vista, Rio Claro - SP. CEP 13506-700

E-mail: cenira.lupinacci@unesp.br

Resumo

No semiárido baiano, processos ocorridos em escala de detalhe nos leitos de canais efêmeros estão associados a perdas na transmissão de fluxos esporádicos e são responsáveis pela elaboração de feições erosivas e deposicionais, comumente relatadas na literatura sobre regiões secas. No riacho da Cruz, foram identificadas descontinuidades, onde buscou-se caracterizar e discutir as variáveis responsáveis pela sua elaboração. As descontinuidades são compostas de rupturas, trechos com leito confinado, trechos com leito desconfinado, e leques deposicionais, compostos predominantemente por areias. A descontinuidade 1 apresentou padrão típico, segundo a literatura. A descontinuidade 2 apresentou comportamento sazonal, cujo leque sofreu incisão após fluxos de maiores magnitudes. Considera-se que a efemeridade do regime fluvial, somados a declividade do terreno e as interferências antrópicas são os principais responsáveis pela elaboração das descontinuidades locais.

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial; Drenagem efêmera; Perdas de fluxo.



1. Introdução

Na literatura geomorfológica, o termo descontinuidade de canais comumente é utilizado para definir drenagens com fluxos efêmeros que apresentam, alternadamente, trechos deposicionais e erosivos ao longo de um mesmo segmento (SCHUMM e HADLEY, 1957). Descontinuidades são consideradas como resultado das perdas de transmissão de matéria e energia nos canais que contribuem para a elaboração de feições como ponto de incisão do canal (*headcut*), leito confinado, leito desconfinado e zona de espriamento de sedimentos (*floodout* ou *sheetflood zone*) (FIELD, 2001).

Feições como essa foram reconhecidas e investigadas em diversas regiões secas do mundo (PICKUP, 1991; TOOTH, 1999; GORE et al., 2000; FIELD E LICHVAR, 2007; TOOTH et al., 2014), demonstrando as complexas relações entre erosão e deposição no canal por fluxos em desequilíbrio (BULL, 1997). No semiárido brasileiro, descontinuidades de canais são pouco conhecidas, não havendo registros dessa tipologia de canal na literatura geomorfológica nacional.

Na bacia hidrográfica do riacho da Cruz, semiárido da Bahia, foram identificadas descontinuidades que se assemelham àquelas reportadas na bibliografia internacional. Desse modo, o objetivo dessa pesquisa foi analisar as descontinuidades reconhecidas no riacho da Cruz, como forma de contribuir com o conhecimento sobre essa tipologia de canal, associada a fluxos esporádicos.

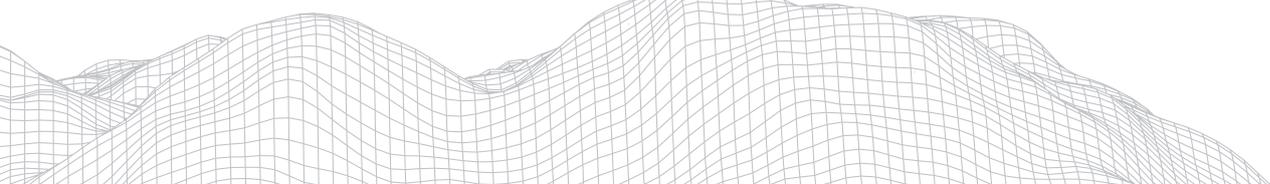
2. Área de Estudo

O riacho da Cruz está localizado no município de Santaluz, semiárido da Bahia, possui extensão de 15,3 km e, junto com os seus afluentes, drena uma área de 65,9 km², com altitudes entre 540 e 300 m. O terreno é predominantemente plano, individualizado em um amplo pediplano regional com declividade entre 0 e 5%. Nos limites da bacia ocorrem dois inselbergues com declividades acima de 30%.

Localmente, a morfologia aplainada se desenvolveu sobre gnaisses bandados, ortognaisses e gnaisses migmatizados, pertencentes ao Complexo Santaluz (Arqueano Médio Inferior). Os inselbergues se desenvolveram sobre intrusões de sienitos e monzogranitos datados do Proterozóico Inferior. Do ponto de vista estrutural, a bacia de drenagem se posiciona sobre lineamentos estruturais com direção predominante NO-SE, cuja maior parte dos afloramentos rochosos apresentam formato estreito e alongado, dispostos na mesma direção dos lineamentos.

Sobre a área atua clima semiárido com pluviosidade de 537,9 mm/ano, temperatura média anual de 24°C e índice de evaporação real de 537,9 mm. Em decorrência da elevada evaporação, o excedente hídrico anual é negativo e a taxa de deficiência hídrica anual é de 715,4 mm. O regime pluviométrico é irregular com ocorrência de longas estiagens e, ocasionalmente, de eventos pluviométricos de alta magnitude.

O sistema de drenagem da bacia possui 35 canais de drenagem, incluindo o canal principal. Todos esses são considerados efêmeros devido ao fluxo esporádico nos leitos. Ocorrem em alguns trechos dos canais mais representativos, pequenas planícies aluviais descontínuas e em forma de bolsões de sedimentação, cujos depósitos apresentam idades do Holoceno Superior (Lima e Lupinacci, 2019). Nas áreas onde a vegetação de Caatinga foi removida para o cultivo de sisal ou para a criação de pastagens, o escoamento superficial transporta quantidades significativas de sedimentos para as drenagens que, muitas vezes, ficam retidos nos açudes, impedindo a mobilização do material por distâncias maiores no leito.



3. Metodologia

Inicialmente, foi realizado o mapeamento da rede de drenagem em escala 1:3.000, a partir de imagens orbitais *Digital Globe* do ano de 2004 e 2016, disponíveis no banco de dados do software ArcGIS® e *Google Earth*TM. As simbologias gráficas utilizadas na representação da rede de drenagem foram adaptadas de Tricart (1965). Os canais efêmeros com margens definidas foram representados por linhas pontilhadas, demonstrando a casualidade de fluxos hídricos e, nos trechos onde as suas margens não são definidas, foram representados por linhas no sentido transversal à linha do canal

O perfil longitudinal foi elaborado com base nos dados de altimetria do *Google Earth*TM, no sentido de obterem-se intervalos topográficos compatíveis à escala de mapeamento da rede de drenagem. A partir de adaptações de Silva *et al.* (2016), foram criados pontos ao longo do riacho da Cruz para o registro dos valores altimétricos. A plotagem dos pontos obedeceu aos seguintes critérios: [i] transição entre complexos litológicos distintos; [ii] inflexões do canal $\leq 90^\circ$; [iii] de 1 em 1 quilômetro em trechos homogêneos de um determinado complexo litológico. Curvas de nível da carta Santaluz (SC 24-Y-D-III) em escala 1:100.000 e pontos altimétricos obtidos em trabalho de campo com auxílio de GPS foram utilizados como referência para balizar os dados altimétricos obtidos no *Google Earth*TM. Posteriormente os pontos foram inseridos no software Microsoft Excel para a elaboração do gráfico de perfil longitudinal.

Trabalhos de campo foram realizados para o reconhecimento das discontinuidades e descrição das feições de detalhes que compõem as mesmas. Foram tomadas amostras de sedimentos em profundidades entre 0 e 20 cm em uma discontinuidade com cerca de 420 metros de extensão. Foram amostrados sedimentos em trechos do canal com leito confinado e desconfinado e em um dos leques de deposição.

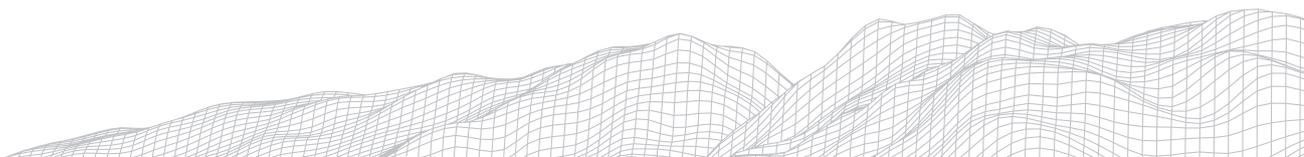
No Laboratório e Análise de Formações Superficiais (LAFS/UNESP Rio Claro), foi realizada a granulometria do material pelo Método da Pipeta (CAMARGO *et al.*, 2009) com o reconhecimento das frações cascalho fino (>4000 μm), cascalho muito fino (4000 μm), areia muito grossa (2000 μm), areia grossa (1000 μm), areia média (500 μm), areia fina (250 μm), areia muito fina (125 μm), silte (63 μm) e argila (2 μm).

4. Resultados e Discussões

As discontinuidades encontram-se sequenciadas, representam cerca de 1.192 metros da extensão total do canal principal da bacia e estão situadas a montante do Açude Riacho da Cruz (fig. 1A). No perfil longitudinal, pequenas anomalias foram identificadas, relacionadas a áreas de contato litológico, falhas/fraturas e ao açude principal. As discontinuidades posicionaram-se sobre uma interseção entre o perfil e a linha de equilíbrio do canal (fig. 1B).

De acordo com a literatura sobre o tema (fig. 1C, p. Ex.), os dois segmentos descontínuos (fig. 1D) apresentaram morfologias típicas, como *headcut*, trechos confinados e desconfinados, sequencialmente, e lobo deposicional ou *floodout*. Contudo, as terminologias foram adaptadas ao contexto local, de acordo com Lima e Lupinacci (2019), sendo reconhecidas, dessa maneira, os pontos de incisão do canal em ruptura topográfica, os leitos confinados e desconfinados e os leques de canal (fig. 1E e 1F).

A discontinuidade 1 (fig. 1E) apresentou dois trechos do canal com leito indefinido, não sendo possível a sua identificação em imagens orbitais, nem em campo. Diferente dos trechos desconfinados, onde a linha de talvegue e margens



do leito são timidamente definidos, talvegue e margens do leito dificilmente são identificáveis (fig. 1E-a) devido à elevada sedimentação nos trechos planos. Em rupturas topográficas, formaram-se pontos de incisão dos fluxos (fig. 1E-b) com retomada de processos erosivos e formação de canal confinado, seguido de nova área de deposição em forma de leque (fig. 1E-c). Os leques são resultantes da dispersão do fluxo hídrico e espriamento dos sedimentos por ação do escoamento em lençol sob a influência da topografia plana.

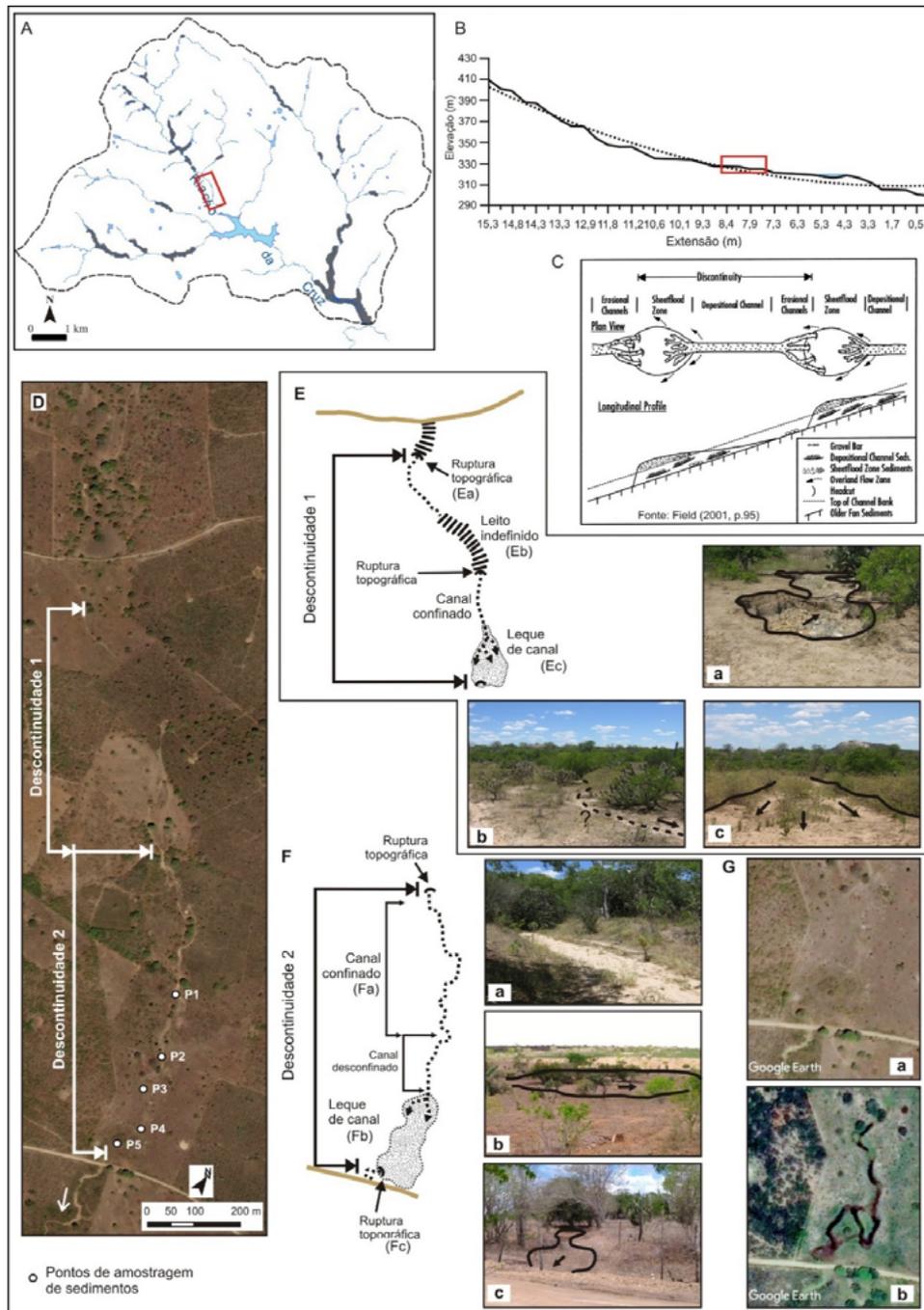


Figura 1: Descontinuidades no riacho da Cruz (Bahia): posicionamento na bacia de drenagem (A) e no perfil longitudinal (B); modelo esquemático de uma descontinuidade (C); visualização das descontinuidades locais em imagem orbital com sobreposição dos pontos de amostragem (D); feições fluviais de detalhe (E-a, b e c; F-a, b e c); leque de canal em período seco (G-a) e período úmido (G-b). Fonte: arquivo dos autores.

A segunda descontinuidade (fig. 1F) apresentou feições típicas de uma descontinuidade (figs. 1F-a; b;c). Contudo, imagens de diferentes períodos (fig. 1G) demonstraram o comportamento do canal de drenagem em período seco e úmido. Observou-se no período seco, ocorrido no ano de 2004 (fig. 1G-a), a formação de leque de canal, favorecido pela perda na transmissão dos fluxos e elevada sedimentação, em trecho plano. No período úmido do ano de 2013 (fig. 1G-b), observou-se a incisão do leque por fluxos concentrados, induzindo-se à hipótese de que, sob o aspecto dos processos de deposição e incisão, essa descontinuidade é do tipo sazonal. Trabalhos de campo realizados em período de estiagem (julho de 2018) identificaram situação semelhante ao cenário de 2004, corroborando para o estabelecimento dessa hipótese.

Segundo (Gore *et al.*, 2000), a elevada agradação nos canais efêmeros de regiões secas pode ocorrer devido as acentuadas perdas na transmissão do fluxo hídrico que favorecem o aumento desproporcional entre a carga de sedimentos e a descarga. A granulometria dos sedimentos representativos da descontinuidade 2 (tab. 1) demonstrou o predomínio de sedimentos arenosos, presença significativa da fração cascalho e participação insignificante da fração fina. A amostra tomada em trecho confinado do canal, apresentou elevada porcentagem de cascalho, provavelmente associada à maior competência do fluxo em condições de confinamento do leito. No trecho desconfinado, bem como no leque, a predominância de areia, especialmente areia fina ocorre devido à quebra da energia do fluxo e a presença de vegetação. De acordo com Graff (1988), esse é um padrão típico das condições de transporte em canais efêmeros com predomínio de carga de leito por arraste ou saltação, e pequena participação de sedimentos transportados por suspensão.

TABELA 1

Resultados de granulometria de amostras de sedimentos de leque de canal – Riacho da Cruz (Bahia).

Amostra	Feição em canal	Cascalho (%)		Areia (%)					Lama (%)	
		Fino	Muito Fino	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	Silte	Argila
P1	Confinado	56,16	9,29	0,21	0,88	3,33	9,14	15,60	5,07	0,30
P2	Desconfinado	1,75	4,10	2,66	14,64	24,38	29,81	20,04	2,55	0,08
P3	Leque	0,00	2,72	2,84	12,98	24,11	32,62	21,91	2,77	0,04
P4	Leque	1,79	3,84	2,01	15,92	23,36	30,12	18,08	4,79	0,08
P5	Leque	0,00	3,65	2,26	14,92	24,10	28,56	22,91	3,52	0,08

Fonte: arquivo dos autores.

Variáveis antrópicas como estradas sem dispositivos que garantam a continuidade do fluxo a jusante durante os eventos pluviométricos mais significativos, podem contribuir para a formação do leque na descontinuidade 2, ao reter sedimentos e, possivelmente, entulhar o canal a montante. A retirada da vegetação nos pedimentos adjacentes às descontinuidades também acentuam a sedimentação do canal, ao disponibilizar quantidades maiores de material para ser transportado pelo escoamento superficial até o leito. Dessa maneira, acredita-se que, não apenas a uma condição típica de transporte e deposição em drenagens de regiões secas, as descontinuidades, nesse estudo de caso, apresentam relações com as formas de uso da terra e atividades desenvolvidas nos fundos de vale.



5. Considerações Finais

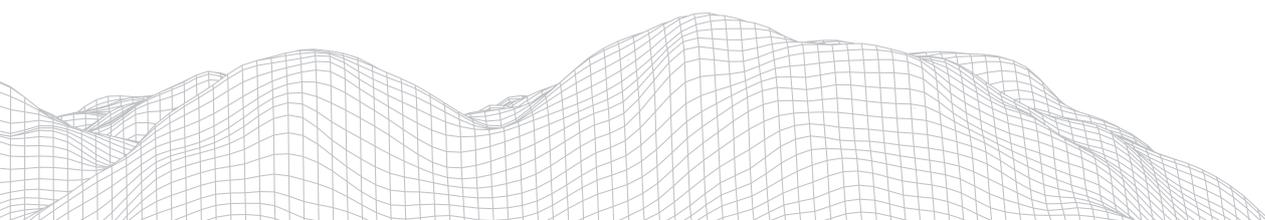
As descontinuidades identificadas no riacho da Cruz refletem a complexidade natural dos processos e formas fluviais de ambientes secos, principalmente por demonstrarem as perdas na transmissão de fluxos e sedimentos nos períodos secos. Ao mesmo tempo, refletem dinâmicas ocorridas em momentos de maior umidade e fluxos significativos no canal de drenagem. A melhor compreensão de processos ocorridos em canais dessa natureza ocorre quando da possibilidade de monitoramento dos processos em situações com e sem fluxo. Condição essa que necessita de maiores investigações científicas pois, contribui para o conhecimento dos processos morfogenéticos fluviais em escala de detalhe, tão pouco conhecidos no semiárido brasileiro.

Agradecimentos

Agradecemos à CAPES pela concessão da bolsa PNPB (Programa Nacional de Pós-Doutorado), processo nº 88882.317847/2019-01, ao primeiro autor.

Referências

- BULL, W.B. Discontinuous ephemeral streams. **Geomorphology**, 19, p. 227-276, 1997.
- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônômico de Campinas, 2009.
- FIELD, J. Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. **Geomorphology**, 37, p. 93-104, 2001.
- FIELD, J.; LICHVAR, R.W. **Review and Synopsis of Natural and Human Controls on Fluvial Channel Processes in the Arid West**. Hanover, NH: United State Army Engineer Research and Development Center, 2007.
- GORE, D.; BRIELEY, G.; PICKARD, J.; JANSEN, J. Anatomy of a floodout in semi-arid eastern Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, suppl-Bd, 122, p. 113-139, 2000.
- GRAF, W.L. **Fluvial processes in Dryland Rivers**. Berlin: Spring-Verlag, 1988. 346 p.
- LIMA, K.C.; LUPINACCI, C.M. Morfologias fluviais em ambiente semiárido: questões teóricas aplicadas a um estudo de caso. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 475-490, 2019.
- PICKUP, G. Event frequency and landscape stability on the floodplain systems of arid Central Australia. **Quaternary Science Reviews**, v.10, n. 5, p. 463-473, 1991.
- SCHUMM, S.A.; HADLEY, R.F. Arroyos and the semiarid cycle of erosion. **American Journal of Science**, v. 255, p. 161-174, 1957.
- SILVA, R.N.; GOMES, D.D.N.; LIMA, C.E.S.; GOLDFARB, M.C. Uso do índice RDE para determinação de anomalias de drenagem no Rio Capibaribe (PE). **Revista Eletrônica em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental**, v. 20, n. 1, p. 552-565, 2016.
- TOOTH, S. Floodouts in central Australia. In: MILLER, A.; GUPTA, A. (Ed.) **Varieties of Fluvial Form**. Chichester: Wiley, 1999. p. 219-247.
- TOOTH, S.; MCCARTHY, T.; RODNIGHT, H.; KEEN-ZEBERT, A.; ROWBERRY, M.; BRANDT, D. Late Holocene development of a major fluvial discontinuity in floodplain wetlands of the Blood River, eastern South Africa. **Geomorphology**, 215, p. 128-141, 2014.
- TRICART, J. **Pinciples et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson, 1965.



DIMENSIONAMENTO HIDRÁULICO E HIDROLÓGICO DE BUEIROS CONSTRUÍDOS NOS CÔRREGOS GUARÁ E BONITO, MARECHAL CÂNDIDO RONDON, PR

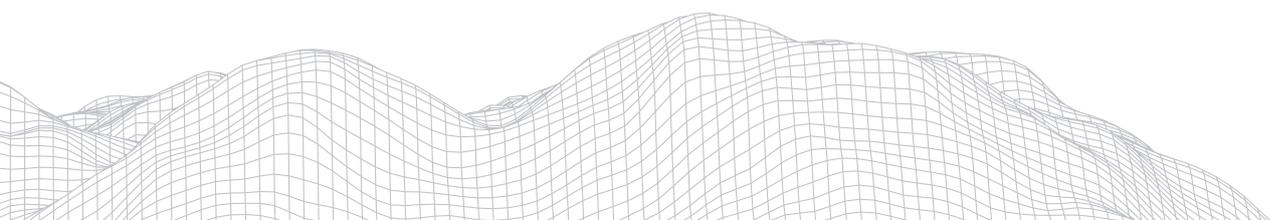
2886

Oscar Vicente Quinonez Fernandez
Universidade Estadual do Oeste do Paraná (Unioeste)
Rua Pernambuco, 1777, Marechal Cândido Rondon, PR. CEP
85960-000
E-mail: oscar.fernandez@unioeste.br

Resumo

O trabalho trata sobre o dimensionamento hidráulico e hidrológico de dispositivos de drenagem (bueiros) construídos nas bacias dos córregos Guará e Bonito, município de Marechal Cândido Rondon, região Oeste do Paraná. A área das bacias é de 14,3 e 9,6 km² respectivamente e suas nascentes encontram-se na área urbana do município. Foram estudados todos os bueiros construídos ao longo do curso principal de ambos os córregos. A vazão no dimensionamento hidráulico foi calculada pela equação de Manning e a vazão de projeto no dimensionamento hidrológico foi estimado pelo método I-Pai-Wu modificado. Todos os bueiros analisados, que somam seis estruturas, apresentaram insuficiência hidráulica, ou seja, constituem dispositivos subdimensionadas, que podem colapsar durante os eventos chuvosos extremos por causa da erosão das margens e dos aterros das estruturas e, também pela remoção das fundações dos dispositivos. Os resultados mostram a necessidade de um programa de redimensionamento hidráulico e hidrológico das estruturas.

Palavras-chave: Enchente; bacias hidrográficas; vazão.



1. Introdução

Durante a construção de estradas, diversas estruturas viárias devem ser projetadas para transpor obstáculos naturais como vales, pântanos e rios. No caso particular dos cursos d'água, devem ser projetados dispositivos como pontes, pontilhões e bueiros conforme a necessidade. Estas obras devem permitir o escoamento do fluxo, sem que o nível do rio alcance a cota de rolamento das estradas. Cada dispositivo deve ser projetado para escoar uma determinada vazão, cuja definição envolve métodos de dimensionamento que objetivam o escoamento do fluxo nas cheias e a segurança da estrada. Uma das dificuldades no dimensionamento correto das pontes, pontilhões e bueiros é a falta de dados de vazão, decorrente da pouca quantidade de postos pluviométricos (DOTTO, 2015). Para controlar este problema, e levando em conta o maior número de estações pluviométricas, são usados métodos que transformam dados de chuvas em dados de vazão. Os modelos chuva-vazão mais difundidos são o método Racional e derivados e, o método Hidrograma Unitário proposto pelo SCS (TUCCI et al., 1995).

Os dispositivos de drenagem são classificados nas seguintes categorias descritas a seguir: As pontes são obras elevadas destinadas a vencer obstáculos como rios, braços de mar, vales, que impeçam a continuidade física de uma estrada. Se o comprimento total do dispositivo for inferior a 10 m, a estrutura é chamada de pontilhão. Os bueiros são dispositivos de menores dimensões, instalados em pequenos cursos d'água que drenam bacias de 1ª, 2ª ou 3ª ordens. Estas estruturas são classificadas, de acordo com a forma da seção transversal em: bueiros tubulares quando a seção transversal for circular e, bueiros celulares quando a seção representa um quadrado ou um retângulo (célula) (MIRANDA e MACEDO, 2010).

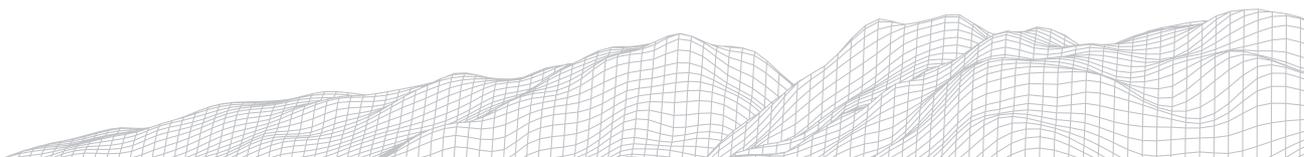
Nas estradas vicinais distribuídas nas áreas rurais dos municípios, a maior parte dos dispositivos de drenagens são bueiros ou pontilhões que, via de regra, carecem de projetos de dimensionamento, resultando em obras subdimensionadas ou superdimensionadas.

Esta situação ensejou a realização do presente trabalho que objetiva executar métodos de dimensionamentos hidráulico e hidrológico de dispositivos de drenagem construídos na interceptação de estradas vicinais com o curso principal dos córregos Guará e Bonito, município de Marechal Cândido Rondon, região Oeste do Paraná. A comparação dos resultados de ambos os dimensionamentos ajuda a definir se os bueiros estão subdimensionados ou superdimensionados com respeito às vazões esperadas para cada dispositivo de drenagem.

2. Área de estudo

O município de Marechal Cândido Rondon está localizado na região Oeste do Paraná (Figura 1), onde afloram rochas basálticas do Grupo Serra Geral de idade Cretácea (MINEROPAR 2013). A região está inserida na unidade morfoescultural denominada Terceiro Planalto Paranaense (MAACK, 2012), cujo relevo regional é caracterizado por um grau de dissecação média e alta, topos alongados com cristas e, vertentes convexas e retilíneas (SANTOS et al., 2006, BADE, 2014). A evolução da citada unidade está relacionada com o levantamento epirogenético da Plataforma Sulamericana ocorrida desde o Cretáceo Superior até o limite Paleógeno-Neógeno (FRANCO-MAGALHÃES et al., 2010) que soergueu toda a região até altitudes superiores a 1000 m na parte centro-sul do estado, submetendo a área de estudo a um contínuo processo de dissecação.

O clima no município de Marechal Cândido Rondon, de acordo com a classificação de Köppen é do tipo Cfa, clima subtropical mesotérmico, subtropical úmido (IAPAR, 1994). A pluviosidade anual é de 1700 mm (CPRM, 2018). A área do município é de 748 km², a população projetada para 2021 é de 54.031 habitantes e a economia é baseada nas atividades agrícola (soja e milho) e pecuária (suínos e produção de leite) (IBGE, 2021).



A área urbana de Marechal Cândido Rondon encontra-se localizada no divisor de águas das bacias hidrográficas do rio Guaçu (ao Norte da cidade) e arroio Fundo (ao Sul) (Figura 1). Os cursos d'água que drenam a área urbana são: Peroba, cabeceira do córrego Guavirá, Bonito e Guará (afuentes do rio Guaçu) e, Matilde cuê, Borboleta e Apepu (afuentes do Arroio Fundo) (Figura 2). Neste estudo foram selecionados os bueiros construídos nas estradas vicinais que atravessam o curso principal dos córregos Guará e Bonito, no setor nordeste da cidade (Figura 2). A área total de ambas as bacias é de 14,3 e 9,6 km² respectivamente.

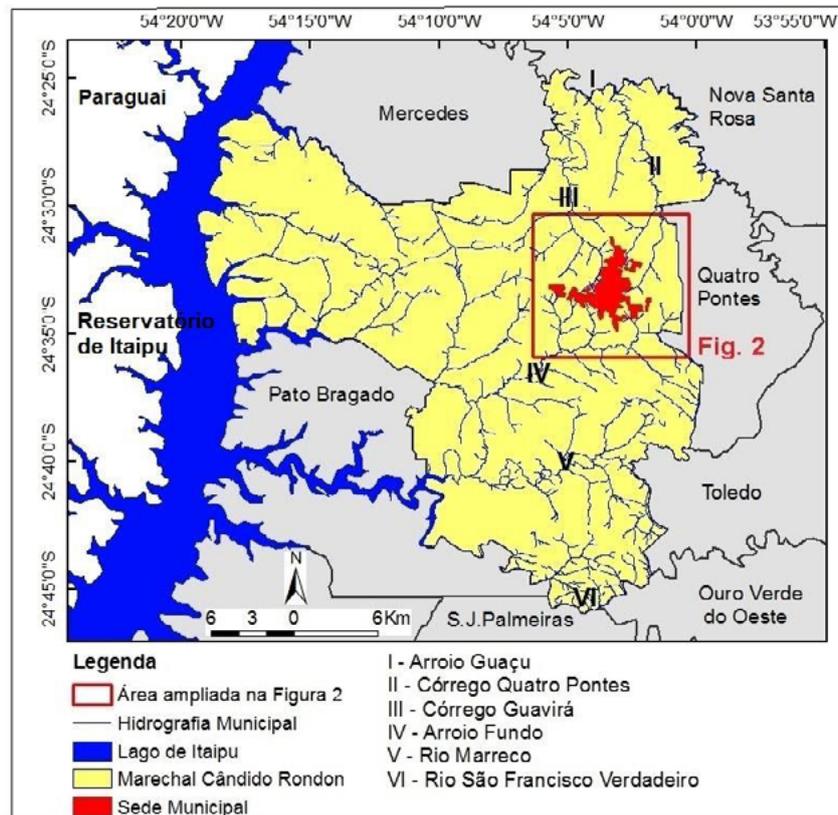


FIGURA 1: Localização de Marechal Cândido Rondon na região oeste do Paraná. Fonte: Calzavara (2015).

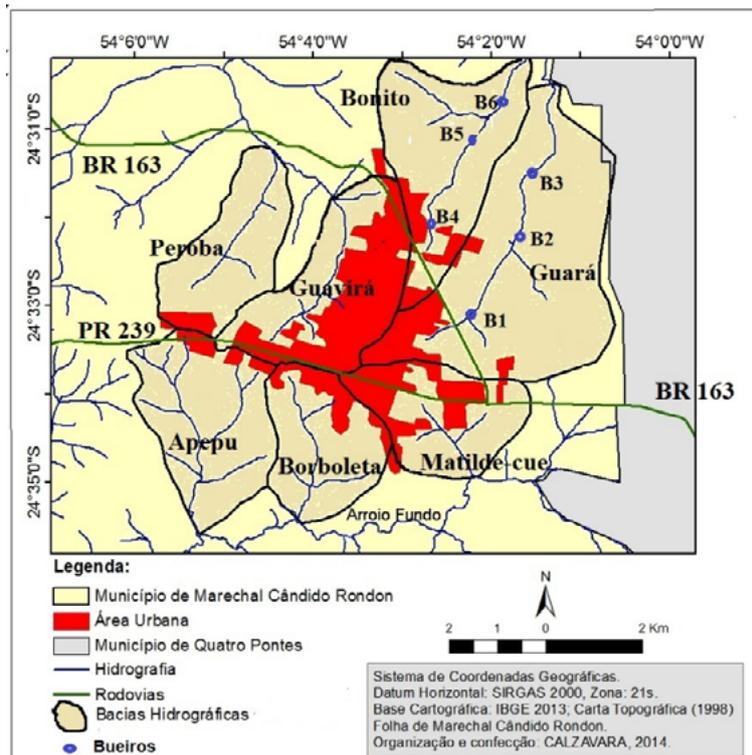


FIGURA 2: Bacias hidrográficas que drenam a área urbana de Marechal Cândido Rondon. Em destaque a localização dos bueiros em estudo nas bacias do Guará (B1 a B3) e Bonito (B4 a B6).

Fonte: modificada de Calzavara (2015).

3. Procedimentos metodológicos

As variáveis morfométricas das bacias hidrográficas (área da bacia, comprimento dos canais e declividade do canal) foram medidas com base em cartas topográficas, escala 1:50.000, folha Marechal Cândido Rondon (BRASIL, 1998), com auxílio do aplicativo *Global Mapper* (15).

Nos bueiros estudados foram realizados o dimensionamento hidráulico e hidrológico, na qual é estimada a vazão admissível de cada dispositivo de drenagem (Q_{ad}) (dimensionamento hidráulico) e a vazão máxima de referência (Q_{ref}) (dimensionamento hidrológico). O dimensionamento hidrológico fornece a vazão máxima a ser drenada pelo bueiro, enquanto o dimensionamento hidráulico indica a vazão que o bueiro consegue drenar. Quando $Q_{ad} > Q_{ref}$, o bueiro é considerado em situação de suficiência hidráulica e quando $Q_{ad} < Q_{ref}$ a estrutura é considerada em situação de insuficiência hidráulica.

No dimensionamento hidráulico, a vazão admissível para cada dispositivo de drenagem (Q_{ad}) foi calculada por meio da equação de Manning a partir de dados como diâmetro do tubo, a declividade longitudinal para bueiros tubulares e a altura da célula e a declividade longitudinal para bueiros celulares. A declividade longitudinal dos bueiros foi medida com nível ótico empregando técnicas de levantamento topográfico convencional. Os cálculos de vazão foram realizados *on line* na página de Ponce (2020). No dimensionamento hidráulico, foi adotado as condições sugeridas por DNIT (2006) de que o bueiro deve trabalhar como canal (fluxo livre), tendo como limite 75% da capacidade plena da seção, ou seja, para bueiros tubulares, a capacidade plena é definida multiplicando o diâmetro da estrutura por 0,75 e para os bueiros celulares a altura da célula deve ser multiplicada por 0,75.

O dimensionamento hidrológico foi realizado adotando o método I-Pai-Wu modificado, desenvolvido no início de 1960 por um engenheiro hidrólogo com o mesmo nome em estudos realizados no estado de Indiana, EUA. No Brasil, o método recebeu modificações propostas por Costa (1964) e Uehara (1969) *apud* Genovez (1991), o que foi denominado de método de I-Pai-Wu modificado. O método constitui um aprimoramento do método Racional, através da adição de fatores como armazenamento da bacia, distribuição da chuva e forma da bacia. Neste trabalho, foi adotado o método supracitado em razão da recomendação do DER/SP (2001) que sugere o uso dos métodos de Ven te Chow, I-Pai-Wu ou Hidrograma Unitário Triangular para bacia hidrográficas com área entre 2 e 50 km².

A definição da vazão de referência a ser adotada no dimensionamento hidrológico, depende do tipo de dispositivo de drenagem e do tempo de recorrência adotado para cada tipo. DNIT (2006) sugere os seguintes tempos de recorrência, admitindo o funcionamento da estrutura como canal, isto é, com a seção preenchida parcialmente em 75%: a) bueiros tubulares (15 anos); b) bueiros celulares (25 anos); c) pontilhões (50 anos) e d) pontes (100 anos).

No método de I-Pai-Wu modificado, a vazão foi estimada pela seguinte equação:

$$Q = 0,278 \cdot C \cdot I \cdot A^{0,9} K \quad (\text{equação 1})$$

Onde: C=coeficiente de escoamento superficial (adimensional), I=intensidade da precipitação (mm/h); A=área de drenagem da bacia (km²) e k=coeficientes de distribuição especial da precipitação (adimensional).

O coeficiente de escoamento superficial (C) foi estimado pela equação:

$$C = \frac{C2}{C1} \cdot \frac{2}{1+F} \quad (\text{equação 2})$$

A obtenção dos coeficientes da equação 2 é explicada a seguir. O valor do coeficiente de escoamento volumétrico (C2) representa o grau de impermeabilidade da superfície e é obtido em tabelas disponíveis na literatura (MORANO, 2006).

Os valores de C1 (coeficiente de forma) foram calculados pela fórmula sintética:

$$C1 = \frac{2}{1+F} \quad (\text{equação 3})$$

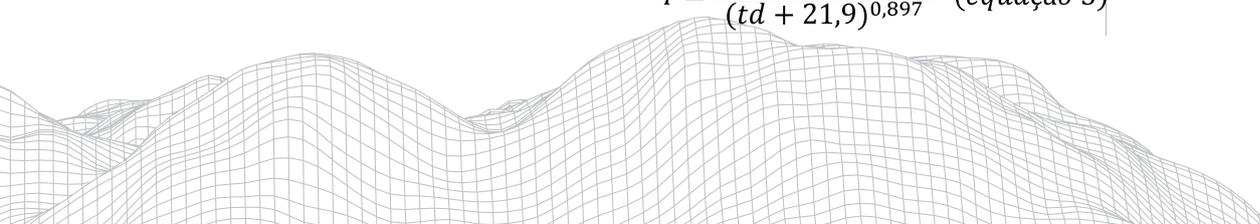
O fator de forma da bacia (F) (adimensional) é calculado pela equação (4).

$$F = \frac{Lc}{2 \cdot \sqrt{\frac{A}{\pi}}} \quad (\text{Equação 4})$$

Onde Lc=comprimento do curso d'água principal (km) e A=área da bacia (km²).

A intensidade da precipitação (I, mm/h) foi calculada pela equação fornecida pelo Programa PLUVIO 2.1 para a cidade de Marechal Cândido Rondo (equação 5) (GPRH, 2019). O Programa citado foi elaborado pelo Grupo de Pesquisas em Recursos Hídricos do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa, MG.

$$I = \frac{2529,465 \cdot Tr^{0,127}}{(td + 21,9)^{0,897}} \quad (\text{equação 5})$$



Onde t_d é a duração da chuva (min.) equivalente ao tempo de concentração da bacia até a localização do bueiro e, T_r é o tempo de retorno da precipitação (anos), sendo adotado 15 anos para os bueiros tubulares e 25 anos para os bueiros celulares.

$$T_c = 57 \cdot \left(\frac{Lc^3}{\Delta H} \right)^{0,385} \quad \text{Equação 6}$$

O tempo de concentração (T_c , horas) foi obtido pela equação de Kirpich (Equação 6):

Onde: Lc =comprimento do canal (km) e ΔH =diferença altimétrica (m) entre a nascente do córrego e dispositivo de drenagem.

Finalmente, os coeficientes de distribuição espacial da precipitação (K, %) para cada bueiro foram calculados conforme gráfico disponível na literatura (CETESB, 1986).

4. Resultados e Discussões

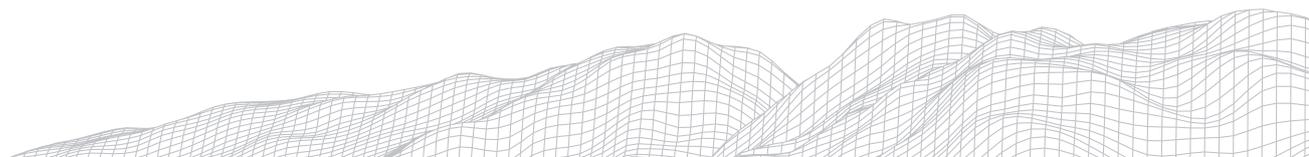
Foram estudados a totalidade dos dispositivos de drenagens presentes nas estradas vicinais que cortam o curso principal dos córregos Guará e Bonito, somando ao todo seis estruturas (Tabela 1 e figura 2). Na região Oeste do Paraná, a maior parte das estradas segue os divisores de água, sendo adotado este princípio básico no traçado de estradas (BAESSO e GONÇALVES, 2003). Por essa razão, poucas estradas atravessam os cursos fluviais, diminuindo o número de dispositivos de drenagem.

TABELA 1: Características físicas dos dispositivos de drenagem estudados nas bacias dos córregos Guará e Bonito, Marechal Cândido Rondon, PR.

Nomenclaturas dos tipos de dispositivos: BSCC=bueiro simples celular de concreto; BSTC=bueiro simples tubular de concreto; BDTC= bueiro duplo tubular de concreto; BSTC=bueiro simples tubular de concreto; BQTC=bueiro quadruplo tubular de concreto.

Bacias	Nº	Tipo de dispositivo	Quantidade/ diâmetro do tubo (m)	Largura e altura das células (m)	Declividade longitudinal do bueiro (m/m)
Guará	B1	BSCC	-	3,0 e 3,15	0,005
	B2	BSCC	-	2,6 e 2,6	0,005
	B3	BSTC	1/2,0	-	0,015
Bonito	B4	BDTC	2/1,0	-	0,015
	B5	BSTC	1/0,80	-	0,037
	B6	BQTC	4/1,0	-	0,038

A tabela 2 exhibe as variáveis morfométricas das bacias correspondente para cada estrutura e os parâmetros empregados no método de I-Pai-Wu no dimensionamento hidrológico (Declividade do leito, fator de forma da bacia e coeficiente de escoamento superficial). A tabela também traz a vazão admissível (Q_{ad}) para cada estrutura (dimensionamento hidráulico) e as vazões de referência no dimensionamento hidrológico (Q_{15} para os bueiros tubulares e Q_{25} para os bueiros celulares).



Confrontando os dimensionamentos hidráulico e hidrológico é possível estimar a suficiência ou insuficiência hidráulica dos bueiros. A tabela 2 mostra que todos os bueiros estudados nas bacias do Guará e Bonito apresentam insuficiência hidráulica, caracterizada pelo menor valor da vazão admissível da estrutura (Q_{ad}) em comparação com a vazão de referência (Q_{15} ou Q_{25}). Isto significa que os bueiros são incapazes de drenar integralmente as vazões estimadas para os respectivos tempos de recorrência, causando encobrimento da estrutura pela vazão excedente.

Nas duas bacias, a vazão admissível das estruturas diminui em direção à jusante, quando esta deveria aumentar para escoar a vazão que cresce com o incremento da área de drenagem. Este fato favorece uma situação em que a insuficiência hidráulica dos bueiros aumenta em direção à jusante. A figura 3 traz ilustrações fotográficas de bueiros com graus de insuficiência hidráulica extremos. O bueiro B1, situada na área periurbana, apresenta a maior relação vazão admissível/vazão de referência ($Q_{ad}/Q_{ref}=0,76$) dentre os dispositivos analisados, o que significa que a insuficiência hidráulica do dispositivo é menor. Numa posição oposta, encontra-se o bueiro B5, um bueiro simples tubular de concreto localizado na área rural e constitui a estrutura com a maior insuficiência hidráulica ($Q_{ad}/Q_{ref}=0,04$) (Figura 3B).

TABELA 2: Variáveis morfométricas das bacias até cada bueiro, a vazão admissível (Q_{ad}), as vazões máximas de referência (Q_{ref}) com 15 e 25 anos de retorno (Q_{15} e Q_{25}) e a situação do dimensionamento hidráulico.

A=área da bacia. L=comprimento do córrego; D=declividade do leito; F=fator de forma da bacia; C=coeficiente de escoamento superficial; T_c = tempo de concentração (método de Kirpich).

Nº	A (km ²)	L (km)	D (m/km)	F	C	T _c (h)	Q _{ad} (m ³ /s)	Q _{ref}		Relação Q _{ad} /Q _{ref}	Situação
								Q ₁₅ (m ³ /s)	Q ₂₅ (m ³ /s)		
B1	2,7	1,05	16,4	0,57	0,53	0,34	36,35	-	47,66	0,76	Insuf. hidrául.
B2	8,3	3,2	15,2	0,98	0,49	0,82	23,36	-	73,79	0,31	Insuf. hidrául.
B3	11,6	4,4	16,4	1,14	0,48	1,01	17,00	79,30	-	0,21	Insuf. hidrául.
B4	1,65	0,67	13,4	0,46	0,55	0,26	5,36	26,76	-	0,20	Insuf. hidrául.
B5	4,90	2,22	20,5	0,89	0,50	0,55	2,34	56,21	-	0,04	Insuf. hidrául.
B6	8,50	3,86	17,6	1,17	0,47	0,89	17,16	64,91	-	0,26	Insuf. hidrául.

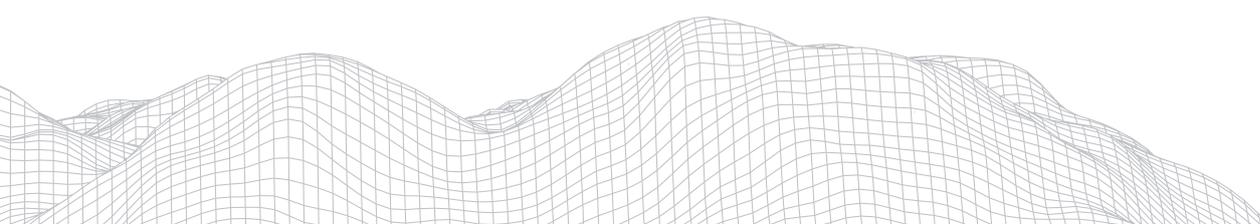




FIGURA 3: Exemplos dos bueiros estudados. A) bueiro celular (B1) (vista à montante) e, B) bueiro tubular (B5) (vista à jusante). Fonte: o autor.

Os dispositivos subdimensionados estão sujeitos a transbordamentos durante as precipitações extremas, causando erosão na estrada, erosão nas margens e nos aterros dos dispositivos, erosão no leito fluvial e remoção das fundações das estruturas. A soma destes processos pode levar ao colapso dos dispositivos de drenagem, sendo este um problema recorrente nas estradas da região. Nos últimos anos, as chuvas concentradas causaram quedas de bueiros e pontes nas regiões norte e oeste do Paraná, provocando a interdição de estradas por períodos que variaram de alguns dias até semanas (MAROS et al., 2014, ANDRADE, 2014, PARANÁ RPC, 2016).

As cabeceiras das duas bacias em estudo estão localizadas na área urbana do município (Ver figura 2). Nas bacias dos córregos Guará e Bonito, a área urbana ocupa 2,3 km² (14,2 %) e 0,95 km² (19 %) respectivamente (FRUET, 2016). A impermeabilização crescente dos terrenos nas cabeceiras causa um significativo aumento do escoamento superficial e por conseguinte aumento da vazão à jusante. Esta situação contribui na insuficiência hidráulica das estruturas, a maior parte delas construídas há várias décadas.

Os dispositivos de drenagem constituem um obstáculo para a livre passagem do fluxo, sedimentos e detritos lenhosos no canal fluvial. A presença de bueiros e pontes acarreta aumento tanto da velocidade, da tensão de cisalhamento como da turbulência do fluxo (KOTHYARI e RANGA RAJU, 2001), que com frequência resultam em processos de assoreamento à montante e erosão à jusante das estruturas (ROY e SAHU, 2018). Esses processos causam instabilidade no canal fluvial e na região oeste do Paraná esta situação foi estudada por Bortoluzzi e Fernandez (2017). Os processos de deposição e erosão foram observados entorno dos dispositivos estudados neste trabalho, cujas magnitudes foram maiores nas estruturas com maior índice de insuficiência hidráulica.

5. Considerações Finais

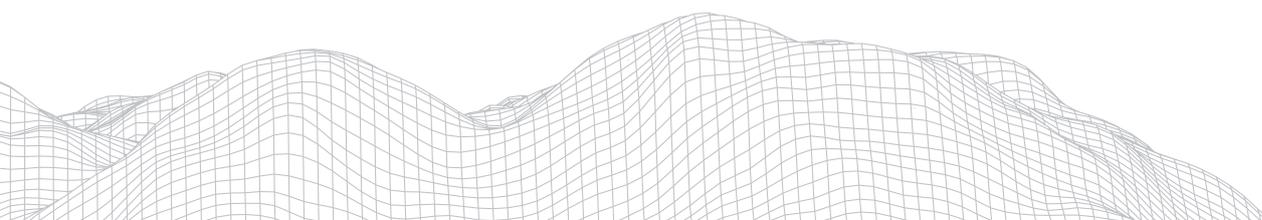
A falta de planejamento do poder público na elaboração de projetos e construções de bueiros em estradas vicinais foi constatada plenamente no presente trabalho. Os bueiros estudados apresentaram diversos graus de insuficiência hidráulica que se intensifica em direção à jusante, submetendo os dispositivos de drenagem a transbordamento frequentes, que dependendo da magnitude das chuvas pode causar colapso do dispositivo.

Os resultados do dimensionamento hidrológico realizado pelo método I-Pai-Wu devem ser analisados com cautela em razão do método apresentar com frequência valores dilatados, como ocorre com os métodos empíricos chuva-vazão derivados do método racional, amplamente discutido na literatura (FCTH, 1999; CAMPOS, 2008; SANTOS, 2010 entre outros).

Em razão da insuficiência hidráulica constatada nos bueiros analisados, torna-se necessário o redimensionamento hidráulico e hidrológico dos dispositivos de drenagem, a ser realizado com o reforço de outros métodos de estimativa da vazão de projeto. No redimensionamento deverá ser levado em conta o aumento das precipitações nas próximas décadas em decorrência das mudanças climáticas.

Referências

- ANDRADE, L.H.D. Rodovias do Paraná seguem com mais de 40 pontos de alagamento. **Agência Transporta Brasil**. Jun. 2014. Disponível em: <<https://www.transportabrasil.com.br/2014/06/rodovias-do-parana-seguem-com-mais-de-40-pontos-de-alagamento/>>. Acesso set. 2021.
- BADE, M.R. **Definição e caracterização das unidades de paisagem das bacias hidrográficas do Paraná III (Brasil/Paraguai)**. 2014. 114f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual do Oeste do Paraná, *campus* de Marechal Cândido Rondon, 2014.
- BAESSO, D.P.; GONÇALVES, F.L.R. **Estradas rurais: técnicas adequadas de manutenção**. Florianópolis: DER. 204 p. 2003.
- BORTOLUZZI, L.N.; FERNANDEZ, O.V.Q. Estabilidade de canais fluviais em torno de pontes e bueiros na bacia hidrográfica do Paraná III, oeste do Paraná. **Revista Ra'e Ga**, 39, 219-235, 2017.
- BRASIL. Ministério do Exército. **Folhas topográficas**. Escala 1:50.000. 1998.
- CALZAVARA, S.F. **Uso e cobertura do solo e escoamento superficial nas bacias hidrográficas urbanas de Marechal Cândido Rondon-PR**. 2015. 141f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual do Oeste do Paraná, *campus* de Marechal Cândido Rondon, 2015.
- CAMPOS, J.B.N. **Análise hidrológica experimental de lotes urbanos sob formas diferenciadas de ocupação e controle da inundação**. 2008. 105f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana). Universidade Federal de São Carlos, São Carlos (SP). 2008.
- CETESB (Companhia Ambiental do Estado de São Paulo) **Drenagem Urbana - Manual de Projeto**. 3a ed., 452 p. 1986.
- CPRM (Serviço Geológico do Brasil) **Atlas pluviométrico do Brasil. Isoietas anuais na escala 1:5.000.000**. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-1351.html>>. Acesso: março de 2020.
- DER/SP (Departamento de Estrada e Rodagem do Estado de São Paulo). **Estudos hidrológicos**. 16 p., 2001.
- DNIT (Departamento Nacional de Infraestrutura de Transporte) **Manual de drenagem de rodovias**. 2a ed. Rio de Janeiro. IPR Publicação 724, 333 p., 2006.
- DOTTO, F.M. **Verificação do dimensionamento de dispositivos de drenagem na travessia urbana de Santa Maria**. 2015. 85f. Trabalho de conclusão de curso (Engenharia civil), Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria (RS), 2015.
- FCTH (Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica) **Manual do Modelo Hidrológico CABO**. São Paulo, 1999.
- FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B.; HACKSPACHER, P.C.; SAAD, A.R. Exumação tectônica e reativação de paleolinhamentos no Arco de Ponta Grossa: termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**, 40 (2): 184-195. 2010.



FRUET, J.G.W. **Fragilidade ambiental: subsídios para a gestão de uso e ocupação do solo nas bacias hidrográficas periurbanas de Marechal Cândido Rondon, PR.** 2016. 126f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, campus de Marechal Cândido Rondon, Universidade Estadual do Oeste do Paraná. 2016.

GENOVEZ, A.M. **Avaliação dos métodos de estimação das vazões de enchente para pequenas bacias rurais do estado de São Paulo.** 1991. 245 f. Tese (Livre docente em Engenharia), Faculdade de Engenharia Civil - Universidade Estadual de Campinas (Unicamp).1991.

GPRH (Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos). **Programa PLUVIO 2.1. Chuvas intensas para o Brasil.** Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa (MG). Disponível em: <<http://ftp.ufv.br/dea/GPRH/Pluvio/PluviolInstall.EX>>. Acesso: abril 2020.

IAPAR (Fundação Instituto Agrônomo do Paraná). **Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná,** 1994. 49 p.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) **Marechal Cândido Rondon.** Disponível em: <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pr/marechal-candido-rondon/panorama>>. Acesso em: setembro de 2021.

KOTHYARI U.C.; RANGA RAJU, K.G. Scour around spur dikes and bridge abutments. **Journal Hydraulic Resources**, 39 (4):367-374. 2001.

MAACK, R. **Geografia Física do Paraná.** Ponta Grossa: Editora UEPG, 2012.

MAROS, A., GALANI, L.; KADANUS, K. Confira os pontos de interdição nas rodovias estaduais e federais do PR. **Gazeta do Povo**, jun. 2014. Disponível em: <https://www.gazetadopovo.com.br/vida-e-cidadania/confira-os-pontos-de-interdicao-nas-rodovias-estaduais-e-federais-do-pr-9cc0x9i2fxvnbmuvyqw1mxob2/>.. Acesso em set. 2021.

MINEROPAR (Minerais do Paraná S.A.) **O Grupo Serra Geral no estado do Paraná.** Curitiba. Editora Mineropar, 2013. 2 v.

MIRANDA, A. de A.; MACEDO, R.C.S.C. **Levantamento de dispositivos de transposição de talvegue com funcionamento comprometido: estudo de caso (alça viária).** Unama (Universidade da Amazônia) - Centro de Ciências Exatas e Tecnologia Curso de Engenharia Civil - Belém (PA). 94 p. 2010.

MORANO, J.R. **Pequenas barragens de terra: metodologia para projetos e obras.** Edição Codasp, 103 p., 2006.

PARANÁ RPC. Confira os trechos de rodovias interditadas no PR nesta quinta-feira. **Site G1.** Disponível em: <<http://g1.globo.com/pr/parana/noticia/2016/01/confira-os-trechos-de-rodovias-interditadas-no-pr-nesta-quinta-feira.html>>. Acesso set. 2021.

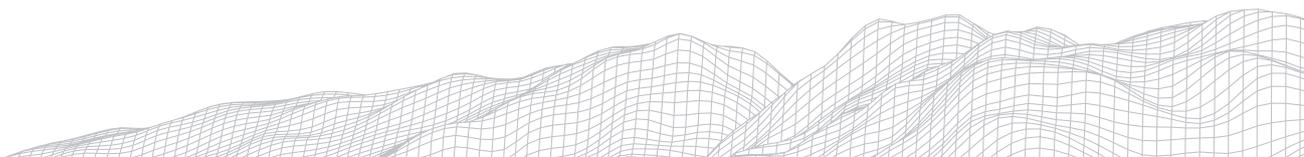
PONCE, V.M. **Online calculations.** Disponível em: <<http://ponce.sdsu.edu.>>. Acesso em fevereiro 2020.

ROY S.; SAHU A.S. Road-stream crossing an instream intervention to alter channel morphology of headwater streams: case study. **International Journal River Basin Management**, 16 (1): 1-19. 2018.

SANTOS, L.C.C. **Estimativa de vazões máximas de projeto por métodos determinísticos e probabilísticos.** 2010. 173 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), Universidade Federal de Espírito Santos, Vitória (ES), 2010.

SANTOS, L.J.C.; FIORI, C.O. CANALI, N.E. FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T. da; SILVA, J.M.F. da; ROSS, J.L.S. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 7 (2): 3-12. 2006.

TUCCI, C.E.M.; PORTO, R.L.; BARROS, M.T. **Drenagem urbana.** Porto Alegre (RS). Editora da UFRGS, 428 p., 1995.



DINÂMICA DA VEGETAÇÃO CILIAR E ESTABILIDADE DE RIOS INTERMITENTES: IMPACTADO PELO PISF - ALTO CURSO DO RIO PARAÍBA-PB

2897

Camilla Jerssica da Silva Santos

Universidade Estadual da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, 58051-900

E-mail: camilla.jerssica@hotmail.com

Kenia Karoline Sousa da Cruz

Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, 58051-900

E-mail: Kenia.karoline@gmail.com

Jonas Otaviano Praça de Souza

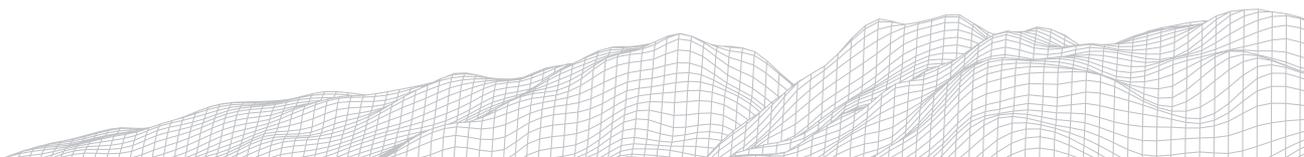
Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, 58051-900

E-mail: Jonasgeoufpe@yahoo.com.br

Resumo

O alto curso do rio Paraíba é uma das bacias receptora das águas do Rio São Francisco, e tinha como característica principal uma dinâmica de um rio intermitente, apresentava um regime hidrológico dependente exclusivamente dos eventos de precipitação. Atualmente com a transposição das águas do Rio São Francisco possibilitou uma maior permanência do fluxo vazão no canal. Essa mudança hidrológica, não interferiu apenas nos processo de transporte de sedimentos, mas também na dinâmica da vegetação ciliar. Desse modo, o trabalho analisou os efeitos das mudanças hidrológicas, causadas pelo PISF, sobre os padrões biogeomorfológicos do alto curso do rio Paraíba. Utilizando série de dados de vazão para entender as mudanças do padrão hidrológico; Imagens do Google Earth e levantamentos de UAV para analisar o comportamento da vegetação das margens e morfologia do canal. Os resultados obtidos mostram que o aumento da frequência da vazão no rio possibilitou uma maior estabilidade da vegetação ripária no ambiente fluvial, principalmente nas margens e assim contribuiu para o canal apresentar uma maior estabilidade.



1. Introdução

Rios em paisagens semiáridas são tipicamente caracterizados por unidades geomórficas e margens arenosas, um fator natural que aumenta a mobilidade lateral. O entendimento dos processos de alterações laterais dos canais fluviais é fundamental para a explicação da evolução dos diversos elementos da dinâmica fluvial. A avaliação da estabilidade do canal é importante para gerenciamento dos ambientes fluviais, de modo que a identificação das áreas estáveis e instáveis indica o direcionamento das áreas que apresentam necessidade de ser restauradas ou reabilitadas para uso dos recursos de forma adequada (SOUZA e ALMEIDA, 2015; BRIERLEY e FRYIRS, 2005; KLEINA, et al. 2014).

A vegetação é um dos principais condicionantes de estabilidade/instabilidade de um sistema fluvial, pois influencia no grau de resistência das feições fluviais do canal. A presença de vegetação amortece a turbulência local gerada pelo fluxo do canal e reduz sua velocidade próxima às margens, atenuando sua pressão e seus efeitos erosivos. Em áreas estáveis, a vegetação apresenta-se desenvolvida e contribui para maior coesão dos materiais da margem, enquanto em áreas com depósitos mais recentes pode apresentar maior susceptibilidade à remoção, como é o caso das barras arenosas (SIQUEIRA, 2013; FRYIRS e BRIERLEY, 2013; SANTOS e SOUZA, 2020; YU, 2020).

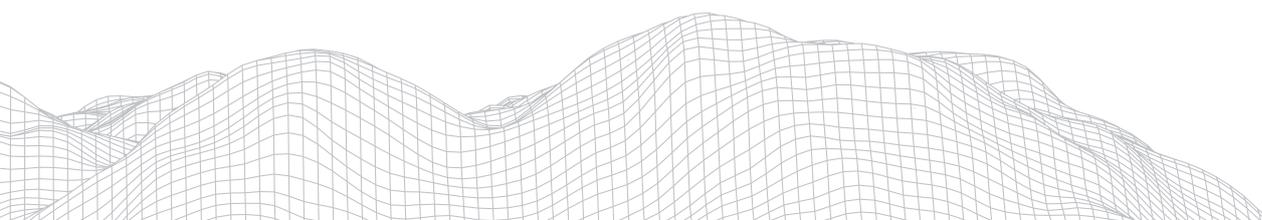
Em ambiente semiárido a cobertura vegetal se mostra um elemento da paisagem mais passível a adaptações. Isso ocorre em função da predominância da vegetação caducifólia que, durante os períodos prolongados de estiagem, se retrai e perde biomassa. Assim a vegetação ripária em canais intermitentes e efêmeros apresenta padrões de crescimento afetados diretamente pela temporalidade do fluxo, que controla a disponibilidade de água (MAMEDE e

ARAÚJO, 2008; TOOTH, 2000).

O alto curso do rio Paraíba é uma das bacias receptora das águas do Rio São Francisco, e tinha como característica principal uma dinâmica de um rio intermitente, apresentava um regime hidrológico dependente exclusivamente dos eventos de precipitação. Atualmente com a transposição das águas do Rio São Francisco possibilitou uma maior permanência do fluxo vazão no canal. Essa mudança hidrológica, não interferiu apenas nos processo de transporte de sedimentos, mas também na dinâmica da vegetação ciliar. Visto que, a partir do aumento da umidade no canal, ocorre um aumento da densidade da vegetação ribeirinha, pois a vegetação ripária apresenta padrões de crescimento diretamente influenciados pela disponibilidade de água para as espécies. Consequentemente ocorre modificação na morfologia do canal, visto que a vegetação ripária estará influenciando diretamente na estabilidade/instabilidade nas margens e unidades geomórficas do canal. Deste modo, o presente trabalho analisou os efeitos das mudanças hidrológicas, causadas pelo PISF, sobre os padrões biogeomorfológicos do alto curso do rio Paraíba.

2. Metodologia

Visando atingir o objetivo da pesquisa o primeiro passo metodológico foi realizado dois campos exploratórios e de coleta de dados nos anos de 2016, 2017 e 2019, importantes para identificar os trechos e poder observar características de cada um e poder de forma analítica extrair o máximo de informação possível para o desenvolvimento do trabalho.



Para a análise das mudanças do padrão hidrológico do canal, foram utilizados os dados fluviométricos disponível referente antes e após a transposição. Desse modo, os dados de vazão foram obtidos do projeto Hidroweb – Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas, da Estação Caraúbas, fica localizada no município de mesmo nome, no vale principal do Rio Paraíba, com coordenadas geográficas 7°43'42" S e 36°30'9" W. A estação está posicionada a 493 metros de altitude e tem uma área de drenagem de 5.030 km². É fundamental destacar o curto período de dados posteriores à transferência de água e a não regularidade do volume de água transferido limitou a análise temporal.

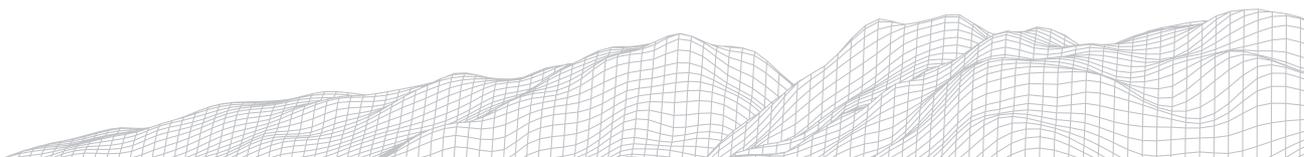
Para obter as informações da morfologia e cobertura vegetal do canal foi utilizado o VANT, que vem sendo adotado em estudos que visam pequenas áreas, pois proporciona baixo custo de aquisição de dados de alta resolução espacial. Dessa forma, nessa pesquisa, foi feito o uso do equipamento produzido pela empresa Jiāng Innovations Science and Technology Co., Ltd. - DJI, de origem chinesa, de modelo Phantom 4, pertencente à Universidade de Pernambuco - UPE. Esse aparelho se apresenta enquadrado em uma categoria de multirrotor leve, possui uma câmera com resolução de 12 megapixels. O planejamento dos voos foi efetuado no aplicativo Drone Deploy, onde o cálculo dos parâmetros de voo se baseia nas informações do sensor e na resolução espacial final pretendida. A geração do MDT no Agisoft Photoscan foi realizada através da edição, incluindo classificação semiautomática para eliminação de vegetação, edificações e ruídos da nuvem de pontos produzida através de correlação automática de imagens. A nuvem de pontos resultante foi interpolada para uma grade regular, obtendo-se como produto final o arquivo matricial do MDT com resolução espacial de 90 cm por pixel. Foram executados voos durante os últimos dois anos, com o objetivo de observar as mudanças na morfologia do canal e da cobertura vegetal.

Desse modo, foi utilizado o ArcMap 10.2.2, para produzir os perfis laterais de cada trecho através da ferramenta Stack profile, permitindo assim a criação de uma tabela com os dados que foram exportados para o software Excel, e elaborados os perfis dos trechos em análise. Sendo possível obter as informações da geometria do canal.

As ortomosaico e as imagens do Google Earth foram fundamentais para analisar o comportamento da vegetação e da morfologia do canal. Principalmente para identificar diferenças entre as atuais unidades geomorfológicas e as formadas antes da transposição, poderão indicar como o fluxo alterou as formações de deposição/erosão no canal, demonstrando a evolução desse ambiente (QUEIROZ et. al. 2018). Como também identificar o quanto a vegetação riparia teve o seu padrão de crescimento modificado. Ou seja, foi possível detectar a densidade e cobertura da vegetação riparia em seus diferentes portes (herbácea, arbustiva e arbórea) entre os anos de 2016 e 2019.

3. Caracterização da Área

A Bacia do Alto Curso do Rio Paraíba, que está localizado na porção ocidental do Cariri, sudoeste do compartimento morfoestrutural da Borborema, e é considerado o mais importante rio da região, sendo inteiramente paraibano, tendo seu desague no Açude Epitácio Pessoa (Boqueirão) no município de mesmo nome, drenando uma área de aproximadamente 6.717 km² (Figura 1).



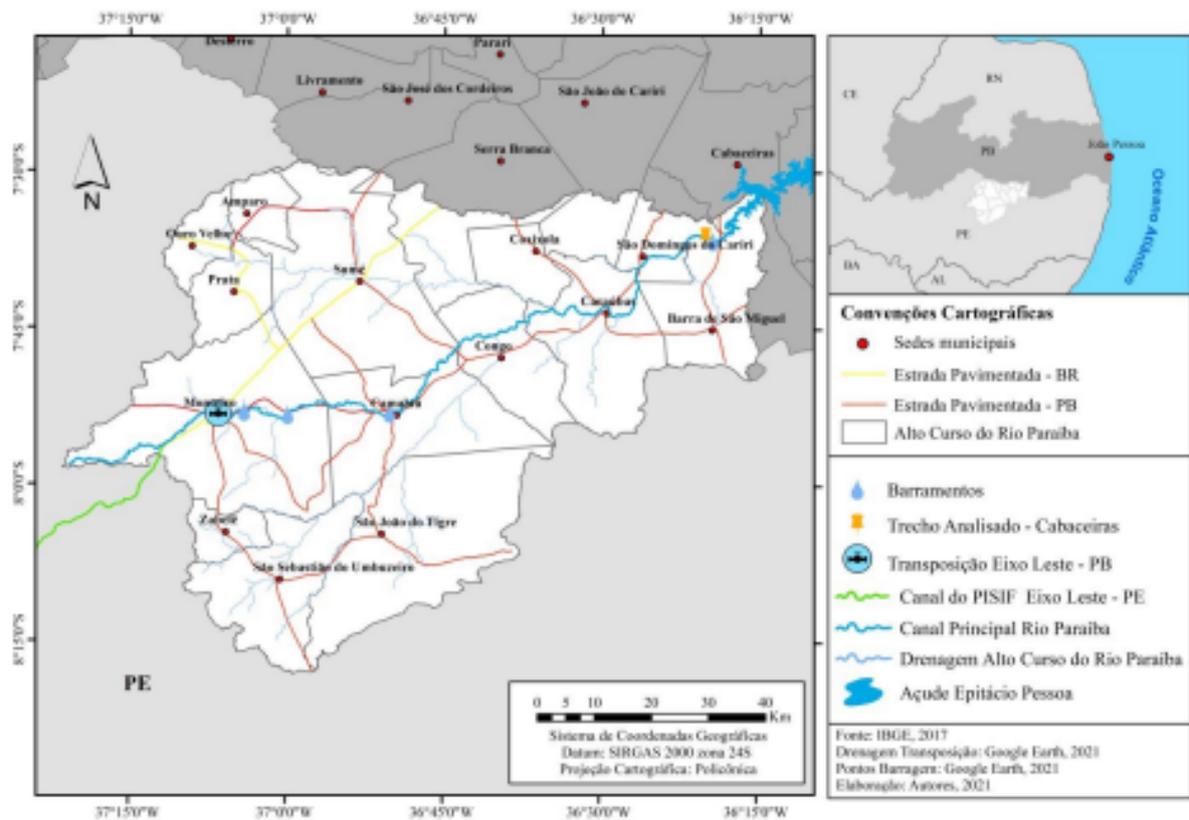


Figura 1: Mapa de Localização Alto Curso do Rio Paraíba

A geologia da bacia é formada em sua maioria por rochas cristalinas que compõe o Escudo pré-cambriano do Nordeste, constituído por formações oriundas dos Éons Proterozóico e Fanerozóico, em que a maior expressividade litológica são de quartzitos, gnaisses, migmatitos e micaxistos. Nas áreas mais altas da bacia, e com declividade mais acidentada, encontra-se rochas ígneas e metamórficas, tendo uma variabilidade altimétrica de 690 a 1.170m. Essas serras estão alinhadas a zonas cisalhamentos sinistrais, que atuaram como falhas de transferência do Lineamento Pernambuco. A amplitude entre os graus de declividade são um indicativo de locais com a presença de Cristas e Inselbergs, que variam do forte ondulado ao montanhoso, enquanto o remanescente da bacia (maior porcentagem) há uma predominância de um relevo plano com suaves ondulações.

As variações pluviométricas existentes no recorte espacial estudado, atuam de diferentes maneiras, nas escarpas orientais da Borborema, são expostas às precipitações orográficas advindas da umidade trazida pelos ventos úmidos dos setores E-SE, e a vertente norte-ocidental, submetida ao clima semiárido tropical, porém, esses fenômenos atuam em micro escala, enquanto que as perturbações ondulatorias dos ventos alísios, complexos convectivos e brisas marítima e terrestre fazem parte da mesoescala. De forma que os fenômenos operantes na macroescala, sejam a influência direta dos sistemas frontais e a zona de convergência intertropical (ZCIT). A dinâmica pluvial para a região da bacia hidrográfica, em que se nota a zona de déficit hídrico concentradas nos meses de setembro a dezembro; A zona de excesso hídrico ocorre nos meses de janeiro a maio; A zona de retirada de água do solo acontece nos meses de junho a agosto e por fim, a zona de reposição de água no solo, que se projeta nos meses de janeiro a maio.

4. Resultados e Discussões

O Projeto de Transferência de Água PISF (Projeto de Integração do São Francisco), em operação desde março de 2017, aumentou a vazão média de dias de 137,5 para 260/300 dias e diminuiu o período de seca contínua de 200 para 30/45 dias. O impacto na vazão média anual foi mínimo, o volume médio de transferência de água foi de $3\text{m}^3/\text{s}$. A figura 2 mostra um gráfico, no qual é possível comparar o comportamento hidrológico de um ano antes e após a ativação do PISF. A linha vermelha do gráfico representa a vazão de um ano antes do PISF, assim entre os meses de setembro a novembro e junho e agosto o rio apresentava uma média de vazão $0\text{m}^3/\text{s}$ ou valores próximo a $0\text{m}^3/\text{s}$, basicamente o rio apresentava vazão no período do mês de janeiro a junho. Enquanto que linha azul representa o comportamento da vazão com transferência de água, mostram que o rio teve vazão durante os 365 dias, sendo nos meses de janeiro a junho com maiores médias de vazão por se trata do período do chuvoso da área de estudo. Portanto pode-se afirmar que existiu uma permanência de água no canal que influencia diretamente na disponibilidade de umidade para a vegetação ripária, que por consequência também modifica a morfologia do canal por outros fatores,

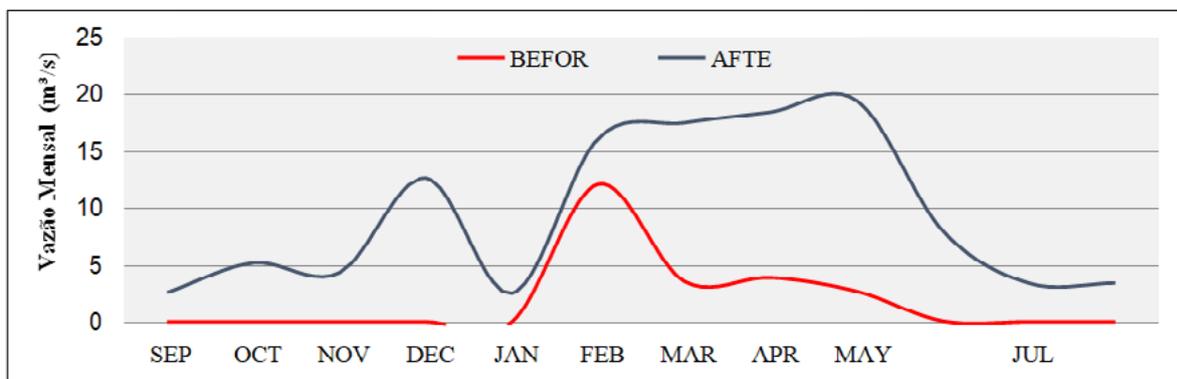


Figura 2: Gráfico do comportamento da vazão de um ano antes e após o PISF 25

Para discutir é mostra o impacto das variações de vazões nos processos biogeomorfo da bacia, será utilizado como trecho representativo de uma sessão do canal (trecho cabeceiras, figura 1) para expor o atual cenário de estabilidade. O trecho está localizado no município de Cabaceiras, sendo mais próximo do exutório, nas coordenadas geográficas $7^{\circ}36'11.02''\text{S}$; $36^{\circ}20'7.85''\text{O}$, se configura em padrão de canal retilíneo, não confinado, com presença de barras e ilhas fluviais. Além do canal principal é possível encontrar um canal secundário que corresponde a um afluente, com direção quase perpendicular ao do canal principal.

A figura 3a mostra através de sequência de imagens de satélite e ortomosaico quatro cenários do trecho cabaceiras, onde é possível observar a mudanças da cobertura vegetal e da morfologia do canal. A primeira imagem é após o primeiro chuvoso do ano de 2016, antes da ativação do PISF; na segunda imagem de dezembro de 2017, final do período seco, o rio apresenta vazão pelo fato do PISF está ativado; a terceira imagem mostra o trecho no ano de 2019 em um período que PISF encontra-se desligado, sendo possível observar algumas modificações na morfologia do canal; na ultima imagem pode-se observar o canal menor definido em todo o trecho e o canal subdividido por barras arenosas. De modo geral, este trecho antes da transposição apresentava um talvegue raso, sem delimitação, já nas ultimas imagens no período de 2019 e 2020 é possível observar definição do talvegue, canal menor definido em todo o trecho, a presença de unidades geomorfoicas como as barras arenosas.

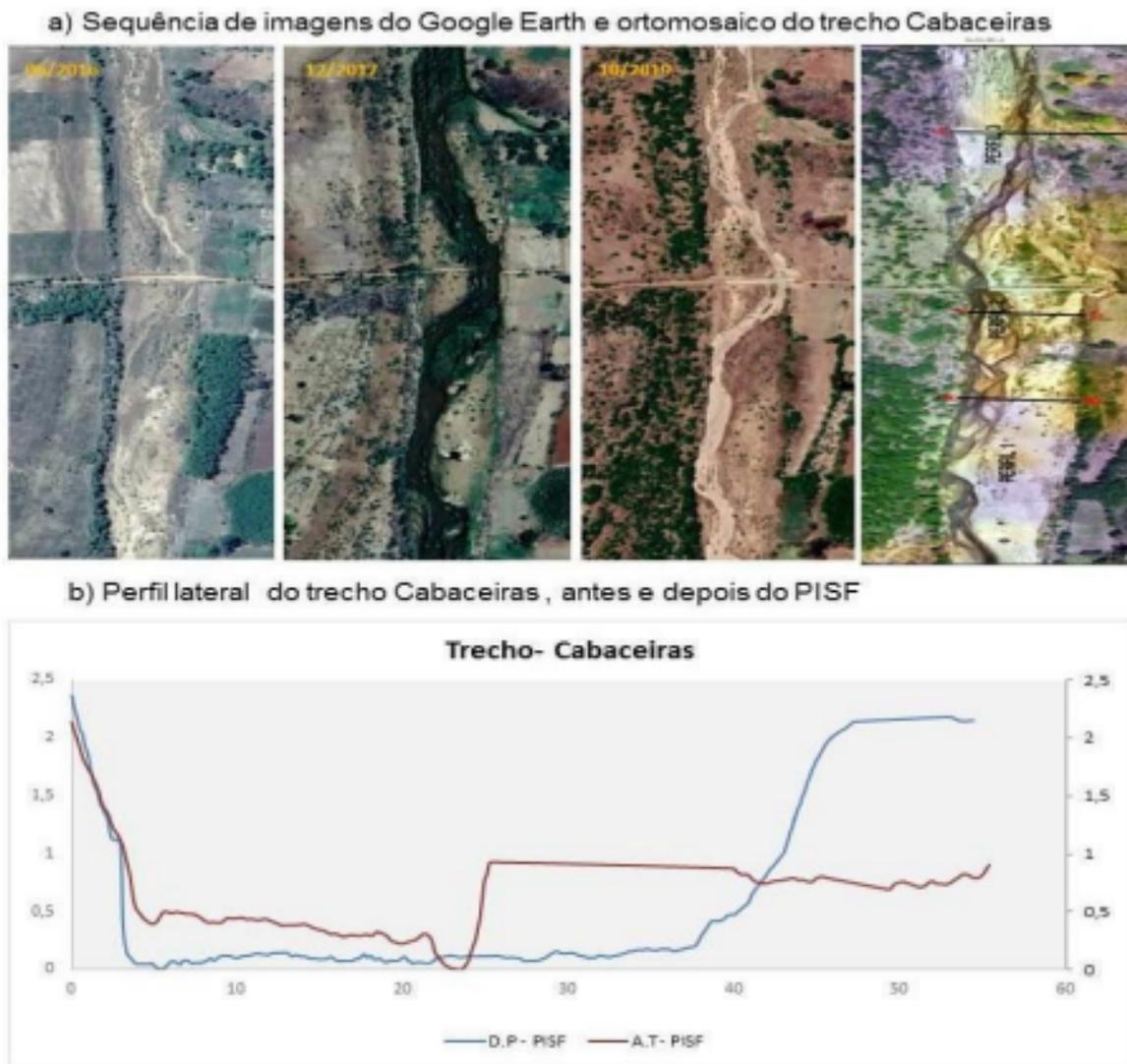


Figura 3: Imagens e perfil lateral do trecho representativo- Cabaceiras

Em relação a vegetação ripária, é possível observar que na margem esquerda do canal existem uma mancha de vegetação de caatinga recuperada, enquanto que na margem direita não apresentou uma recuperação perceptível pelo fato do uso agrícola, e essas diferenças de cobertura influencia diretamente na estabilidade do canal. É possível observar através dos perfis laterais do trecho exposto na figura 3b, a linha em vermelho representa a geometria do canal no ano de 2019, em azul representa o ano de 2020. Fazendo uma comparação entre ambos, pode-se afirmar que o canal teve uma incisão vertical e uma migração lateral significativo na margem direita. Isso significa que a margem esquerda do canal por ser mais vegetada apresenta um maior nível de resistência aos processos erosivos, enquanto que a margem direita teve um maior recuo por ser menos resistente, por consequência da baixa cobertura vegetal.

Por fim, é importante ressaltar o aumento da estabilidade lateral, principalmente na posição do talvegue, facilita a incisão vertical nos alcances do leito de areia, representando 85% deste canal. E outro fator é em relação a construção de travessias de inundação em vários pontos, o que altera a morfologia do canal e

o processo de (des) conectividade, isso ocorre em vários pontos do canal. Pode gerar mudanças de posição e morfologia distintas no canal, causando retenção de água e sedimentos a montante e erosão a jusante.

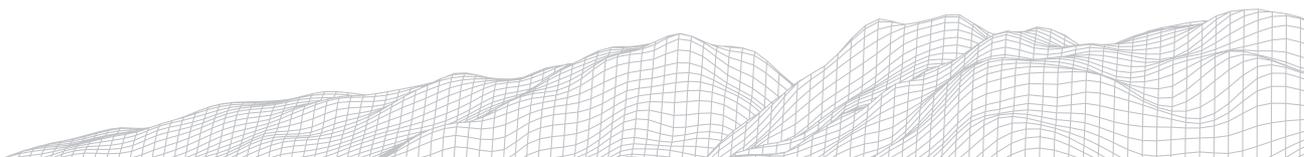
5. Considerações Finais

Esta análise revela que uma resposta rápida da vegetação ripária as mudanças do comportamento de vazão atinge a morfologia, afetando o processo biogeomorfológico e toda a dinâmica ambiental. De modo, que o aumento da frequência da vazão no rio possibilita uma maior estabilidade da vegetação ripária no ambiente fluvial, causando um efeito de

retroalimentação positiva, visto que com o aumento significativo de algumas espécies principalmente nas margens contribuiu para o canal apresentar uma maior estabilidade nas margens e unidades geomórficas.

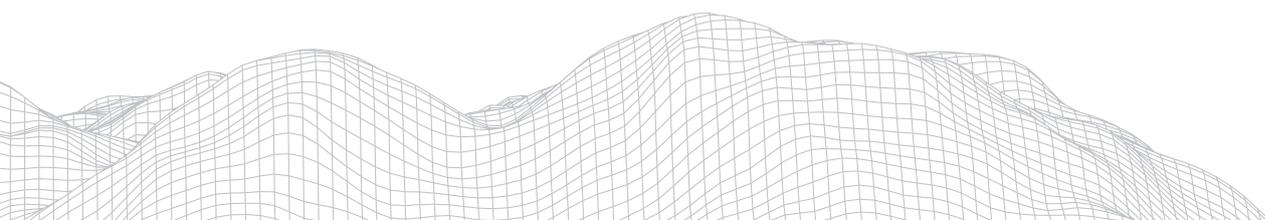
É importante apontar para os elementos fundamentais como a vegetação ripária e sedimentos, que precisam de monitoramento após as mudanças hidrológicas, especialmente para rios intermitentes. Algo que não foi considerado nesse estudo, mas é considerável realizar uma avaliação para verificar se existe mudanças nas texturas das unidades geomórficas, possivelmente está ocorrendo um aumento de sedimentos finos nas áreas e unidades mais vegetadas do canal.

Portanto, o trabalho apresenta uma contribuição para estudos direcionado a dinâmica hidrológica e biogeomorfológica. Agregando novos dados que servirão de apoio à gestão do território e dos recursos hídricos na bacia, como também para projetos de recuperação e conservação ambiental.



Referências

- BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management**: Applications of the River Styles Framework. Oxford: Blackwell Publications, 2005.
- FRYIRS, K. A. ; BRIERLEY, G. J. **Geomorphologic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape**, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. 2013.
- TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, p. 67-107, 2000.
- SIQUEIRA, A. G. *et al.* **Modificações fluviais à jusante de barragens**. 14º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, 2013.
- KEINA, M.; PAULA, E. V.; SANTOS, L. J. C. Análise comparativa dos estilos fluviais do rio Sagrado (Morretes/PR) para os anos de 2006 e 2011. **Revista Geografar** - Curitiba, v. 9, n. 1, p. 27-44, jun. 2014.
- YU, G. A. *et al.* Effects of riparian plant roots on the unconsolidated bank stability of meandering channels in the Tarim River, China. **Geomorphology**, vol.351, 2020.
- MAMEDE, M. A. & ARAÚJO, F. S. Effects of slash and burn practices on a soil seed bank of caatinga vegetation in Northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments** v.72: p.458- 470, 2008.
- SANTOS, C.J. S; SOUZA, J.O.P. Análise da Estabilidade Lateral em Trechos Fluviais da Bacia Riacho do Tigre, Semiárido Paraibano. **Revista Caminhos de Geografia**.
Uberlândia-MG, v. 21, n. 75, p. 15-33, 2020.
- QUEIROZ, P. H. B. *et al.* Caracterização multitemporal de barras e ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, 2018.
- SOUZA, J.O. P; ALMEIDA, J.D.M. Processos fluviais em terras secas: uma revisão. **Revista OKARA: Geografia em debate** v.9, n.1, p. 108-122, 2015.



ESTUDO COMPARATIVO DA GRANULOMETRIA DO SISTEMA PRAIA-DUNA DOS SETORES DO LITORAL DO ESTADO DE SANTA CATARINA

2906

Norberto Olmiro Horn Filho
Universidade Federal de Santa Catarina
Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, s/nº, CEP:
88040-900, Florianópolis-SC
E-mail: Norberto.horn@ufsc.br

Maria Carolina Villaça Gomes
Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Me. Benvenuta, 2007, CEP: 88035-901, Florianópolis-SC
E-mail: mcarolvg@gmail.com

Fábio Effting Silva
Universidade Federal de Santa Catarina
Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, s/nº, CEP:
88040-900, Florianópolis-SC
E-mail: fabio.effting@gmail.com

Ana Clara Santana Jardim Vidal Ferreira
Universidade Federal de Santa Catarina
Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, s/nº, CEP:
88040-900, Florianópolis-SC
E-mail: annaferreira2@hotmail.com

Cláudio Boeira Júnior

Universidade Federal de Santa Catarina
Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, s/n°, CEP:
88040-900, Florianópolis-SC
E-mail: claudio.jr@live.com

Isabella de Carvalho Souza

Universidade do Estado de Santa Catarina
Av. Me. Benvenuta, 2007, CEP: 88035-901, Florianópolis-SC
E-mail: bellacarvalho3@gmail.com

João Pedro Baesso

Universidade Federal de Santa Catarina
Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, s/n°, CEP:
88040-900, Florianópolis-SC
E-mail: jp.baessoo@gmail.com

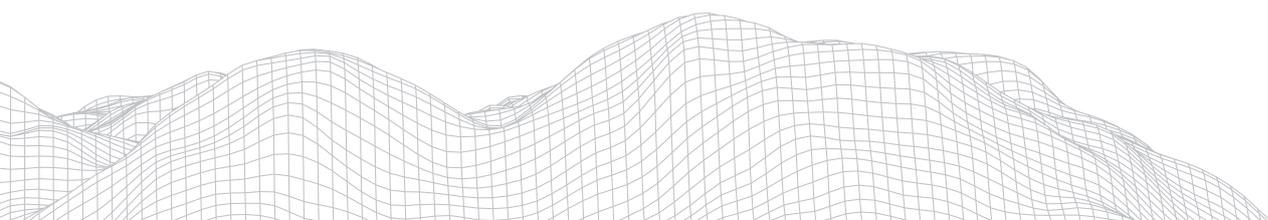
João Pedro Canhisares

Universidade Federal de Santa Catarina
Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, s/n°, CEP:
88040-900, Florianópolis-SC
E-mail: joacanhisares@gmail.com

Resumo

A intrínseca relação entre os ambientes de sedimentação marinho praial e eólico na zona litorânea dá-se o nome sistema praia-duna. No litoral catarinense, o sistema praia-duna apresenta variações significativas ao longo dos cinco setores da costa, os quais foram estabelecidos a partir de suas características oceanográficas, geológicas e geomorfológicas. Este estudo tem por objetivo apresentar a caracterização granulométrica do sistema praia-duna dos setores da costa catarinense. Para tanto, foram realizadas amostragem nos 27 municípios costeiros, nos setores morfológicos da ante praia inferior, face praial, pós-praia, duna embrionária, duna frontal, campo de dunas e final do campo de dunas. As 178 amostras coletadas foram submetidas à análise granulométrica e tratamento estatístico. Há uma clara tendência de aumento gradual na granulometria de sul para norte do litoral de Santa Catarina, com uma variação na ordem de $0,9^2$ entre os extremos litorâneos.

Palavras-chave: caracterização sedimentológica; depósitos marinho-praiais; depósitos eólicos.



1. Introdução

A diversidade fisionômica das praias é resultado das suas interações com os agentes continentais, oceânicos e atmosféricos, configurando-as como um legítimo ambiente transicional. Essas relações possibilitam a formação de feições eólicas, dentre as quais destacam-se as dunas. A intrínseca relação entre ambiente praial e as dunas adjacentes dá-se o nome de sistema praia-duna, que se caracteriza por ser um conjunto geológico-geomorfológico de extremo dinamismo.

Nesse sentido, vale destacar que a troca de sedimentos entre as praias e as dunas está atrelada à energia dos ventos e suas variações sazonais na direção e magnitude, amplitudes de maré, aporte de sedimentos e tipo morfodinâmico de praia (HESP & SHORT, 1999). Portanto, as variações espaciais e temporais destas características, sejam elas naturais ou antropogênicas, implicam em ajustes no sistema praia-duna.

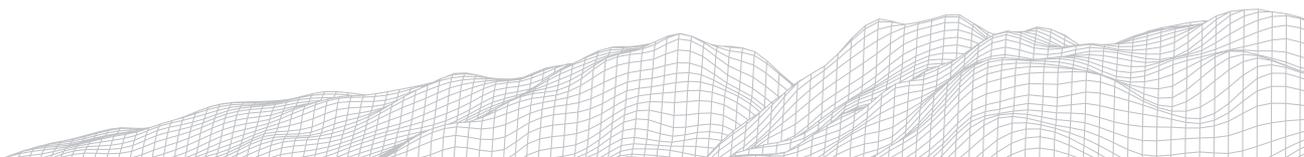
A planície costeira de Santa Catarina - compartimento geomorfológico que abrange o sistema praia-duna - é uma unidade de relevo de extrema importância para o estado. De acordo com Diehl & Horn Filho (1996), ela representa a parte emersa das bacias marginais de Santos e Pelotas, que, junto ao embasamento e a plataforma continental, formam a Província Costeira de Santa Catarina. A planície costeira catarinense é alvo de inúmeros estudos, uma vez que concentra variados recursos naturais, alta densidade demográfica, fluxo eminente de turistas e está inserida em uma faixa latitudinal extremamente propensa a grandes eventos meteorológicos. Esta combinação de fatores pode ocasionar o desequilíbrio no sistema praia-duna, para além da natural sensibilidade de tais sistemas. Desta forma, compreender melhor o funcionamento e a interação destes subambientes pertencentes ao sistema litorâneo catarinense são imprescindíveis para o ordenamento territorial.

De acordo com Santa Catarina (2010a, b, c, d, e), esse litoral é subdividido em cinco setores (Norte, Centro-norte, Central, Centro-sul e Sul), os quais foram estabelecidos a partir de suas características oceanográficas, geológicas e geomorfológicas. Aqui pretende-se contribuir para a caracterização do sistema praia-duna ao longo de toda a costa catarinense, uma vez que os trabalhos publicados abordando toda sua extensão compilaram as pesquisas preexistentes realizadas em diferentes períodos, com finalidades, métodos e técnicas variadas. Desta forma, este estudo tem por objetivo apresentar a caracterização granulométrica do sistema praia-duna, a partir dos parâmetros estatísticos dos sedimentos praias e eólicos dos cinco setores litorâneos do estado de Santa Catarina.

2. Área de estudo

A estrutura do texto deve ser dividida em partes numeradas (exceto **Agradecimentos**, e **Referências**), a começar pela Introdução (**1. Introdução**), que deve estar em fonte Arial 12 e **negrito**. Para cada nova seção deve ser dado um espaço de uma linha, **espaçamento 1,5 cm**, do texto antes do título da seção.

De acordo com a compartimentação realizada pelo Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - GERCO (SANTA CATARINA 2010a, 2010b, 2010c, 2010d, 2010e), a extensão litorânea do estado de Santa Catarina é de 538km, limitando-se ao norte com o estado do Paraná e ao sul com o estado do Rio Grande do Sul. Encontram-se 38 municípios costeiros, os quais foram subdivididos em cinco setores - Norte, Centro-norte, Central, Centro-sul e Sul. Desses municípios, apenas 27 são voltados para o oceano Atlântico sul (Figura 1).

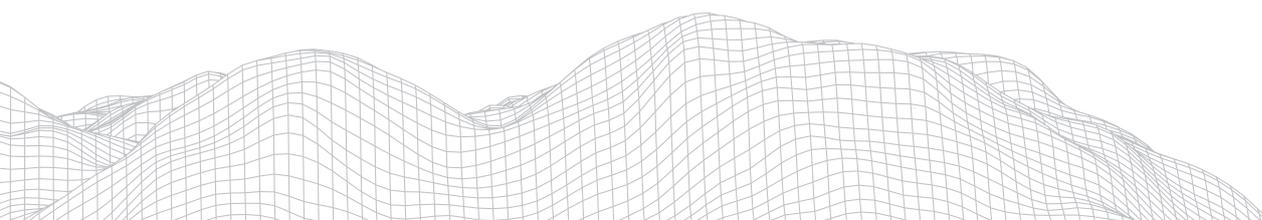


A planície costeira catarinense apresenta-se mais larga no litoral Norte e Sul, estreitando-se no litoral Central, entre os municípios de Barra Velha e Laguna. Essas morfologias se devem respectivamente ao recuo do embasamento cristalino e ao seu predomínio, o que está ligado ao recuo mais intenso dos escarpamentos das serras Geral e do Mar, em decorrência da evolução tectônica regional (HORN FILHO, 1997).

De acordo com Santa Catarina (2010a), no setor Norte, a textura predominante do Depósito marinho praiial predominantemente quartzoso, varia dentro da classe arenosa, com coloração bege, amarelo ou creme, presença de óxidos de ferro, minerais pesados e opacos. Os depósitos eólicos ocorrem principalmente na região de São Francisco do Sul, com a presença pontual de mantos e lençóis eólicos e rampas de dissipação. A granulometria predominante consiste em sedimentos de tamanho areia média, bem selecionados, com coloração amarela ocre à avermelhado, com associação de processos pedogenéticos e presença de minerais opacos.

No setor Centro-norte, o Depósito marinho praiial holocênico consiste em sedimentos de todos os tamanhos de areia, bem à moderadamente selecionados, mineralogicamente compostos por quartzo, feldspato, minerais pesados, opacos e bioclastos carbonáticos (SANTA CATARINA, 2010b). Os depósitos eólicos, ocorrem sobretudo nos municípios de Balneário Camboriú, Itajaí e Navegantes e são compostos por sedimentos de areia fina, bem selecionados, com coloração entre amarelo ocre e bege.

Os depósitos marinho-praiiais holocênicos no setor Central consistem em sedimentos arenosos, com seleção boa à moderada, esporadicamente com minerais pesados e/ou bioclastos carbonáticos (SANTA CATARINA, 2010c). De acordo com Santa Catarina (2010c), excepcionalmente no município de Tijucas ocorrem sedimentos lamosos e areias médias à grossas típicas de depósitos de *chenier*. Os depósitos eólicos são encontrados nos municípios de Florianópolis, Palhoça e Governador Celso Ramos, com sedimentos tamanho areia fina à média, bem selecionados e com coloração branca, bege ou amarelada.



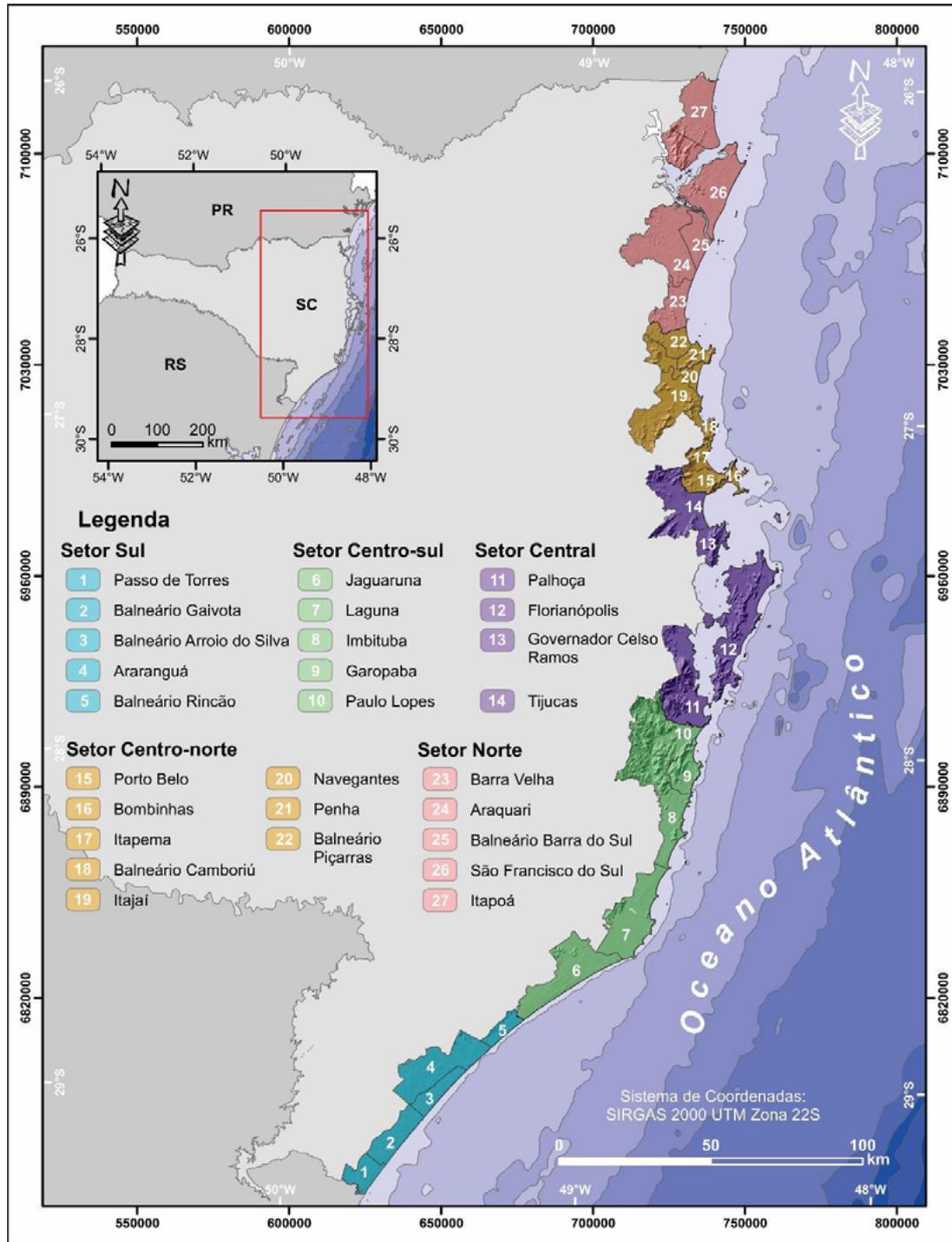
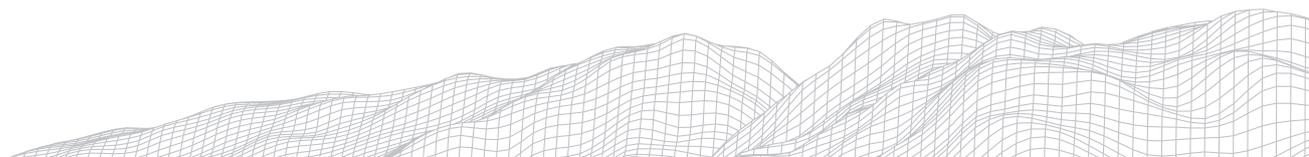


Figura 1. Setorização dos municípios litorâneos na costa de Santa Catarina, de acordo com Santa Catarina (2010a, b, c, d, e).

Os depósitos marinho-praias no setor Centro-sul são bem selecionados, com areias finas à grossas, coloração esbranquiçada, ocasionalmente com minerais pesados e bioclastos (SANTA CATARINA, 2010d). Nesse setor os depósitos eólicos apresentam sedimentos arenosos finos, bem selecionados e arredondados, coloração bege à amarelada com minerais pesados frequentes.



No setor Sul, os depósitos marinho-praias são compostos por areias finas à médias, bem selecionadas, com variações na presença de minerais pesados e bioclastos. Os depósitos eólicos apresentam-se com sedimentos arenosos finos, bem selecionados e com minerais pesados (SANTA CATARINA, 2010e).

De acordo com Short & Klein (2016), a região Norte da planície costeira do estado, entre a baía de Guaratuba e o município de Penha apresenta-se na forma de *strand plains* com estuários e barreiras regressivas de dunas mais próximas à linha de costa. A região Central, entre o município de Penha e a ilha do Papagaio, exibe o predomínio de embasamento na planície costeira, com a costa na forma de reentrâncias e baías caracterizadas por sistemas de barreiras regressivas e transgressivas. Entre a ilha do Papagaio e o cabo de Santa Marta Grande, predominam sistemas de barreiras transgressivas com campos de dunas ativos devido ao recuo progressivo do embasamento. Toda a região ao sul do cabo de Santa Marta Grande apresenta-se como uma longa e retilínea costa com barreiras transgressivas holocênicas e pleistocênicas, bem como ativos campos de dunas.

A morfodinâmica litorânea é caracterizada predominantemente pelo estágio intermediário, com características intermediárias à dissipativas no setor Centro-sul e dissipativas apenas no setor Sul. A presença de um “cinturão tempestuoso subpolar do Atlântico sul, posicionado em torno da latitude 60°S” (SANTA CATARINA, 2010b) gera nos setores Centro-norte, Central, Centro-sul e Sul um predomínio de ondas e correntes litorâneas atuantes oriundas de sudeste. Em toda a área o regime de marés é considerado como de micro marés e, embora influencie os depósitos, a predominância é do regime de ondas.

3. Metodologia

A metodologia aplicada no trabalho consistiu em atividades de gabinete, trabalho de campo e análises laboratoriais.

Em gabinete, foram pré-definidos os transectos para amostragem nos 27 municípios costeiros, para o qual foi utilizada a ferramenta *Google Satellite* do *software Qgis*. Esses foram definidos levando-se em conta a abrangência do maior número de setores morfológicos (figuras 2A e 2B) do sistema praia-duna: 1) ante praia inferior; 2) face praial; 3) pós-praia; 4) duna embrionária; 5) duna frontal; 6) meio do campo de dunas e 7) final do campo de dunas.

Em campo, adotou-se um procedimento padrão aplicado em todos os municípios costeiros: (i) reconhecimento inicial do transecto previamente definido e ratificação da escolha ou busca de um local mais adequado; (ii) caracterização sedimentológica (granulométrica e mineralógica) a partir da análise tátil-visual e determinação da cor com a *Munsell Color Chart*; (iii) coleta de aproximadamente 200g de sedimento, retirados - com auxílio de uma pá - 5cm abaixo da superfície do depósito, seu registro fotográfico e obtenção de suas coordenadas UTM com uso de *GPS*; (iv) mensuração da largura da praia e caracterização hidrodinâmica a partir da estimativa da velocidade e sentido da corrente litorânea e do tipo de arrebentação de ondas.

As amostras, ao total 178 unidades, foram submetidas aos procedimentos laboratoriais para obtenção da distribuição granulométrica. Inicialmente as amostras foram lavadas com água até que a concentração de sais, restos orgânicos e outras impurezas fossem retiradas. Após a lavagem, utilizou-se de estufas com circulação de ar a 60°C para a secagem. O período de permanência das amostras na estufa é inversamente proporcional ao tamanho de grão, ou seja, granulações mais grossas demandam de menos tempo na estufa do que amostras mais finas. As amostras secas foram desagregadas, quarteadas e separaram-se 50g para o peneiramento. Nessa etapa utilizou-se de um peneirador eletromagnético, com peneiras



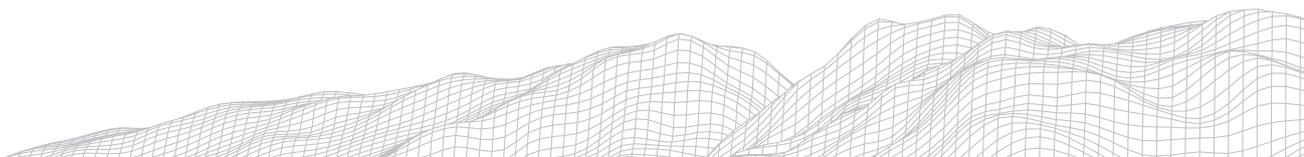
entre -1 e 5 ϕ , num intervalo de separação de 1 ϕ , por 7 minutos. O material retido em cada peneira foi pesado em balança de precisão, registrado em um banco de dados e separados por granulometria - cascalho, areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina e finos (silte e argila) - para disponibilizar o acervo para pesquisas futuras. O procedimento de pipetagem foi realizado para as amostras que apresentaram elevada concentração de sedimentos finos. Após o processamento, uma parte da amostra lavada e seca foi utilizada para registro de cor dos sedimentos em laboratório. Armazenou-se, então, aproximadamente 50g de sedimento de cada ponto de coleta, os quais foram armazenadas no Laboratório de Geologia Costeira da Universidade Federal de Santa Catarina.

Com as informações compiladas, realizou-se o tratamento estatístico no *software Sysgran 3.0* (CAMARGO, 2006), sendo possível a aquisição de dados e gráficos para a realização de interpretações granulométricas do sistema praia-duna.

4. Resultados e discussões

4.1 Setor Sul

Este setor da costa catarinense se caracteriza por praias retilíneas, largas, de baixa declividade e predominantemente dissipativas. É comum o desenvolvimento de extensos campos de dunas e a ocorrência de dunas barcanoides, cuja orientação principal é NE-SW. Foi identificado um predomínio absoluto de areia fina, com tamanho dos grãos entre 2,45 e 2,59 ϕ ao longo dos subambientes praias e eólicos, bem à muito bem selecionadas, assimetria aproximadamente simétrica à positiva e curtose meso à platicúrticas. No subambiente eólico, por sua vez, os grãos variam entre bem à muito bem selecionados, simétricos ou positivamente assimétricos e leptos à platicúrticos.



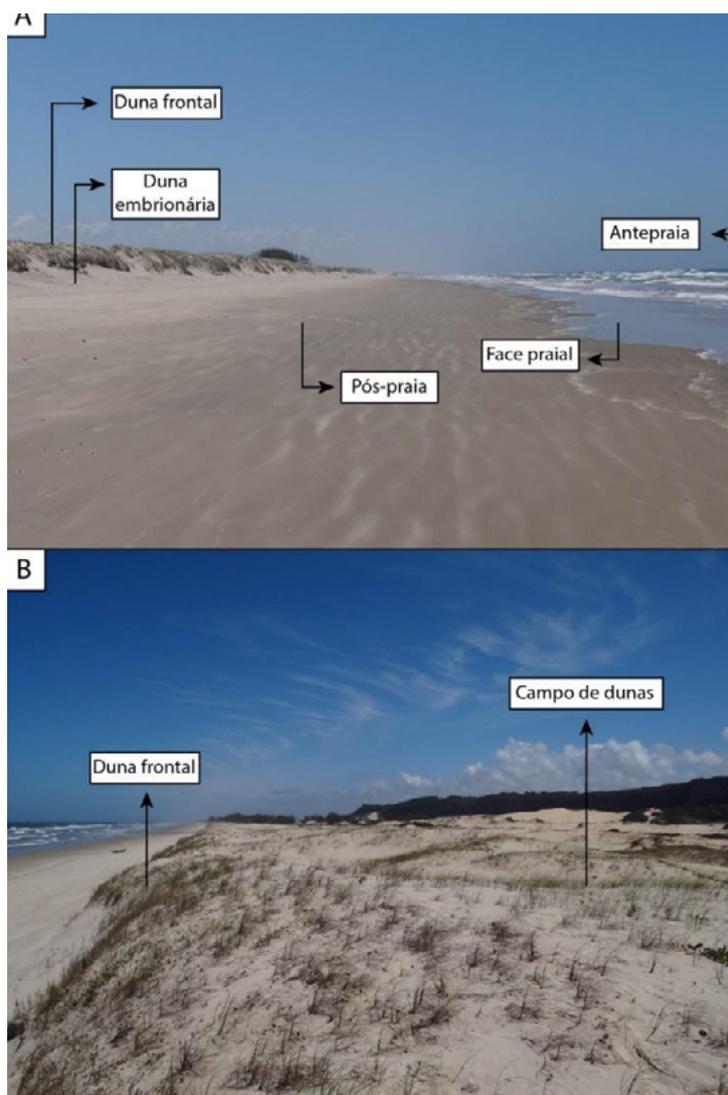


Figura 2. Representação em campo dos setores morfológicos presentes no perfil amostral da praia do Morro dos Conventos no município de Araranguá.

O setor Sul exibe a maior homogeneidade textural (Figura 3A) do litoral catarinense, a qual se manifesta tanto longitudinalmente (ao longo do setor) assim como transversalmente. Essa característica se deve sobretudo à distância da principal fonte de sedimentos do litoral Sul - o rio da Prata (SYTISKI et al., 2005). A larga predominância das areias finas provenientes do rio da Prata estaria associada à armadilha de sedimentos ao sul do cabo de Santa Marta Grande, conforme sugerido por Siegle & Asp (2007) e Hesp *et al.* (2009).

No que se refere à distribuição transversal à costa, destaca-se a franca distribuição de areia fina em todos os setores dos sistemas marinho praial e eólico, apresentando valores ligeiramente maiores de areia média nas feições praias. O predomínio de sedimentos de menor granulometria (areia fina e muito fina) contribui para a formação de extensos campos de dunas, os quais representam, no mínimo, 95% dos grãos das amostras do subsistema eólico neste setor da costa.

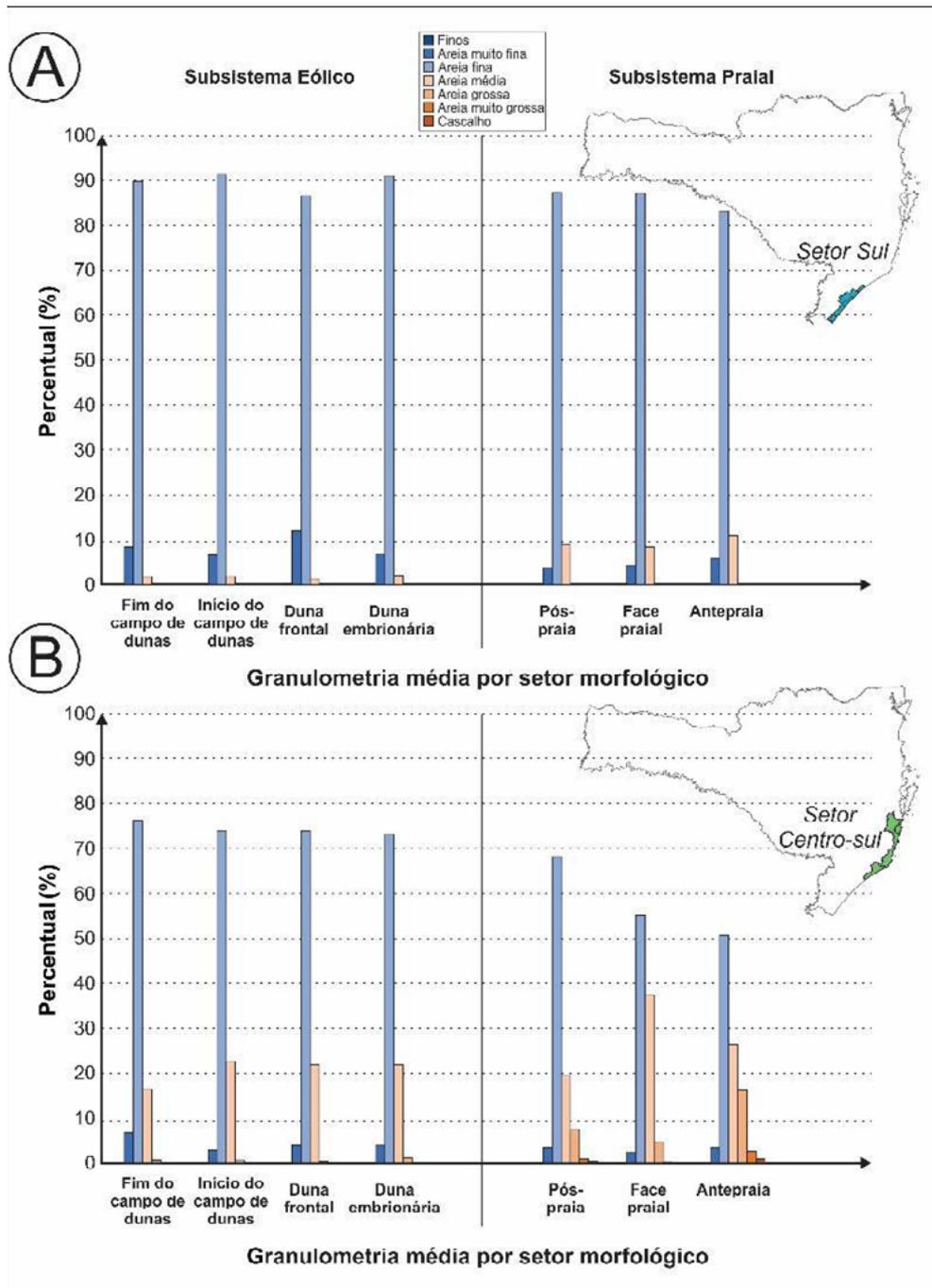
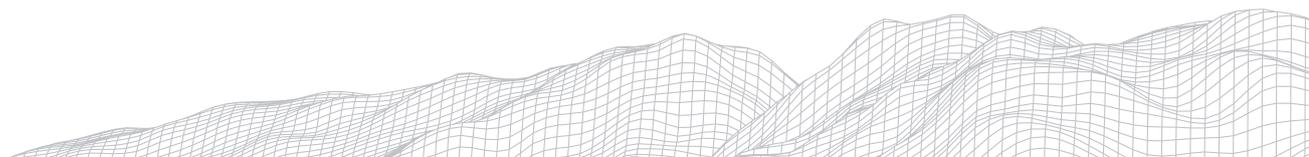


Figura 3. Distribuição granulométrica por setor morfológico do litoral Sul (A) e Centro-sul (B).

4.2 Setor Centro-sul

Neste setor o delineado costeiro é retilíneo e predominantemente descontínuo. Embora haja afloramentos de rochas do embasamento na forma de promontórios na planície costeira, sua presença ainda é restrita, disponibilizando espaço para o desenvolvimento de campos de dunas. As praias têm forma de cordões arenosos, largura média, baixa declividade e variam de intermediárias (SANTA CATARINA, 2010d) à dissipativas (SHORT & KLEIN, 2016). As dunas são orientadas para NE-SW e têm forma barcanoide (SANTA CATARINA, 2010d; SHORT & KLEIN, 2016).



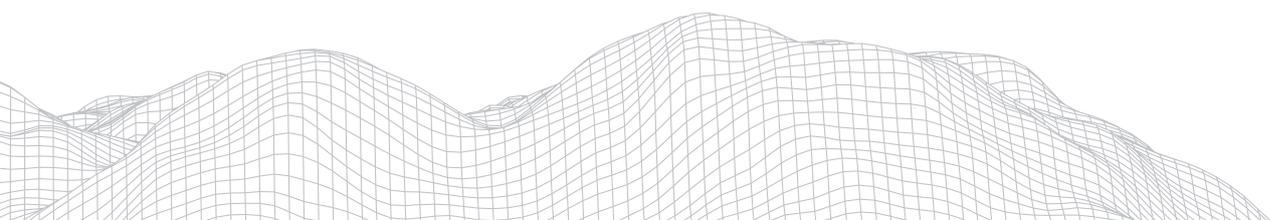
Sua granulometria média varia entre areias finas (2,52 ϕ) e médias (1,68 ϕ). O litoral apresenta uma visível redução do tamanho dos grãos em direção ao ambiente eólico (Figura 3B). Verifica-se que a areia média se comporta como uma importante fração secundária, havendo setores morfológicos com aparições de areia grossa e areia muito grossa. A assimetria geral é aproximadamente simétrica à negativa e curtose platicúrtica à mesoclítica. Nos subambientes eólicos, predominam areias finas e muito bem selecionadas, ocorrendo, nos municípios de Garopaba e Paulo Lopes, teores expressivos de areia média, variando de moderada à bem selecionadas. Estas amostras apresentaram distribuição granulométrica entre aproximadamente simétricas e positivas e curtose platicúrtica.

No setor Centro-sul, a distribuição granulométrica sofre uma mudança gradual de sul para norte, havendo aumento dos teores de areia média em detrimento da areia fina em direção ao norte. A exemplo disso, em Laguna a areia fina variou entre 86 e 95% e a areia média, 3 e 10%; em Garopaba, a areia média só não é dominante no final do campo de dunas, onde ainda se destaca o elevado teor de areia fina (~95%); e em Paulo Lopes, com distribuição bastante semelhante, diferindo apenas no aumento das frações mais grossas, que predominam na ante praia (46% de areia grossa, 8% de areia muito grossa e 2,5% de cascalho).

4.3 Setor Central

O litoral Central catarinense exhibe características de transição entre o setor Centro-sul e Centro-norte. Suas praias possuem como morfologia dominante os arcos parabólicos, com tendência de estreitamento da faixa de areia de sul para norte - devido a maior presença do embasamento cristalino junto à costa. Os arcos praias exibem declividade baixa à intermediária, com ocorrências pontuais de gradientes elevados, apresentando morfodinâmica intermediária à dissipativa como dominante. Os campos de dunas são mais bem desenvolvidos da porção sul deste setor - não ocorrendo apenas no município de Tijucas - exibindo morfologias barcanoides e parabólicas, cuja orientação varia entre NW-SE migrando para SW e/ou NE e E-W migrando para N. A textura arenosa fina é dominante no setor, seguidas pelas areias médias e muito finas como secundárias. A textura varia entre 2,71 e 1,97 ϕ ao longo dos subambientes marinho praias e eólicos, com grãos bem selecionados, assimetria negativa à aproximadamente simétrica, meso à platicúrticas.

Este setor apresenta uma nítida perturbação em seu padrão devido ao município de Tijucas exhibir em seu subambiente marinho praias a ocorrência de depósitos lamosos pobremente selecionados com presença de frações argilosas e cascalhosas simultâneas (Figura 4A). Segundo Caruso Jr. & Araújo (1997), Klein & Menezes (2001) e Horn Filho & Ferreti (2010), esses depósitos são classificados como do tipo *chenier*, o qual é formado pela influência do rio Tijucas, que descarrega uma grande quantidade de material lamoso sobre os depósitos marinho praias compostos por areias médias à grossas. Os demais municípios apresentam maior homogeneidade textural, dispondo-se entre areias finas à médias.



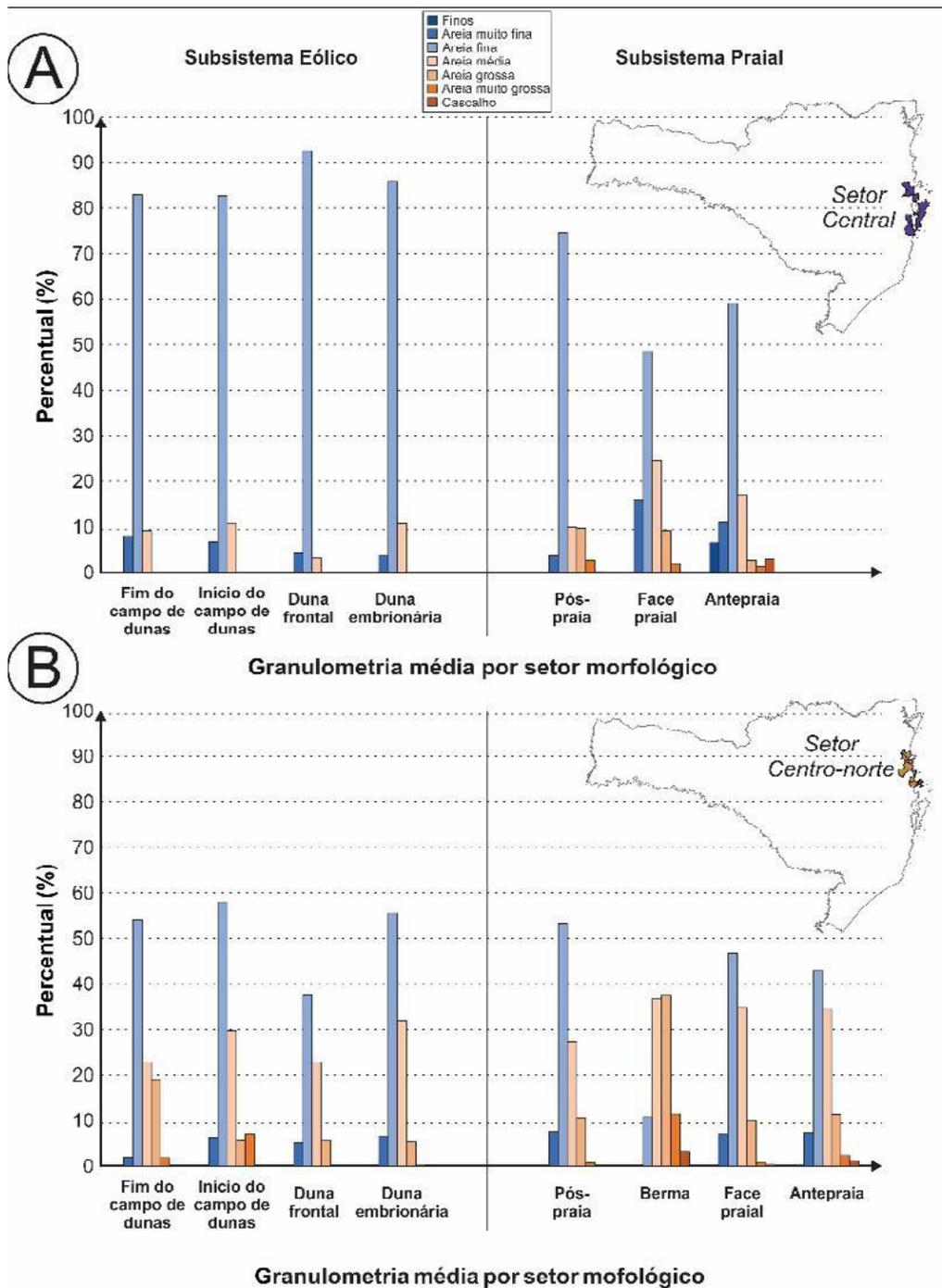
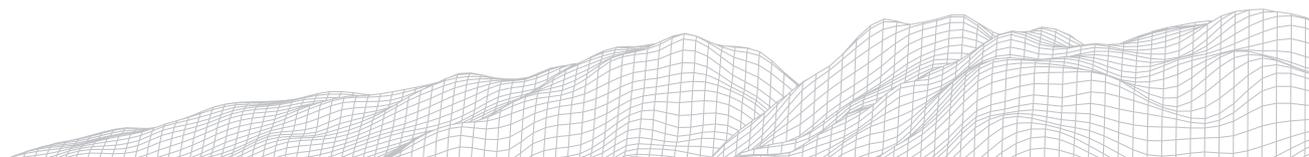


Figura 4. Distribuição granulométrica por setor morfológico do litoral Central (A) e Centro-norte (B).

A variação ao longo do transecto amostral revela o predomínio de areia fina em todos os setores morfológicos. Nos setores das ante praias e faces praiais as texturas tendem a apresentar frações mais grossas como secundárias (areia média, grossa e muito grossa). Foi constatado o afinamento granulométrico em direção ao subambiente eólico, devido a maior seleção e menor competência de seu agente transportador.



4.4 Setor Centro-norte

A planície costeira do setor Centro-norte apresenta-se estreita à média e é caracterizada pela ocorrência constante de afloramentos do embasamento, com praias expostas ou protegidas. Este setor predominantemente recortado engloba praias com orientação variável, mas o setor segue uma tendência N-S ou NE-SW (SHORT & KLEIN, 2016).

O litoral Centro-norte possui uma variação textural mais heterogênea sem um padrão definido, distribuindo-se entre areias finas ($2,58 \text{ }^2$) à grossas ($1,02 \text{ }^2$) (Figura 4B). O setor possui as areias finas médias como granulometria principal, tendendo para frações mais grossas como secundárias. Há a presença de cascalhos no ambiente marinho praias, principalmente nas ante praias e faces praias. O comportamento textural do litoral é influenciado pelas morfodinâmicas intermediária à reflectiva e o embasamento cristalino próximo à linha de costa. De maneira geral o subsistema marinho praias exibe moderada seleção, assimetria positiva e curtose meso à leptocúrtica. No tocante ao subsistema eólico prevalecem seleções moderadas à bem selecionadas sem um padrão de assimetria definido e dominância de curtose mesocúrtica.

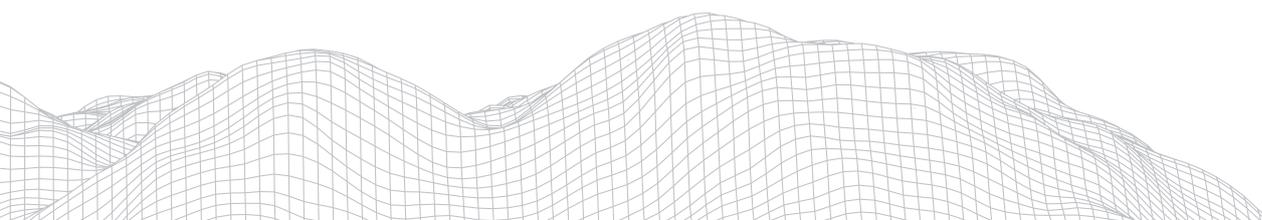
Trata-se do setor mais heterogêneo do litoral catarinense, onde determinados municípios têm suas praias e dunas dominadas por areia fina, a exemplo da praia de Quatro Ilhas, em Bombinhas, a textura grossa da praia de Taquarinas, em Balneário Camboriú, e a textura média, característica de todos os setores morfológicos do sistema praia-duna na praia Faceira, em Penha.

4.5 Setor Norte

O setor mais setentrional do litoral catarinense é caracterizado pelo retorno das morfologias retilíneas junto à grandes arcos parabólicos, com faixa de areia mais extensa que o setor anterior - Centro-norte - declividades elevadas e dominância de morfodinâmicas intermediárias à reflectivas. Esse também marca o retorno de um campo de dunas de morfologia parabólica localizado no município de São Francisco do Sul, com orientação preferencial na direção NNW. O litoral Norte é classificado como o setor de granulometria média mais expressiva, com tamanhos médios variando entre areias médias à grossas com presença de cascalhos. Os grãos transitam entre $2,57$ e $1,13 \text{ }^2$ no decorrer do sistema praia-duna. A seleção dos grãos é moderada, com assimetrias variando de negativas à positivas e curtose plati à leptocúrtica.

O setor Norte exibe uma variação granulométrica longitudinal (ao longo do setor) inversamente proporcional ao padrão apresentado no litoral Centro-sul, gradando de texturais mais grossas ao sul, para areias finas no extremo Norte (Itapoá). Os extremos apresentam amostras contendo desde 40% de cascalho (a sul), até mais de 80% de areia fina (à norte). Esse comportamento pode estar relacionado ao recuo do embasamento na porção norte do setor. Esse recuo e consequentemente a maior extensão da planície costeira na porção Norte, de acordo com Abreu (2011) está bem exemplificado na ilha de São Francisco do Sul, logo, permitindo novamente a formação de campos de dunas.

No decorrer do transecto amostral, realizado perpendicular à linha de costa, a distribuição granulométrica é dominada por areias médias em todos os setores morfológicos marinho praias e eólicos (Figura 5). Feições mais grossas - areia muito grossa e cascalhos - são comumente encontradas no subambiente marinho praias, enquanto as areias finas figuram como a fração secundária no subambiente eólico.



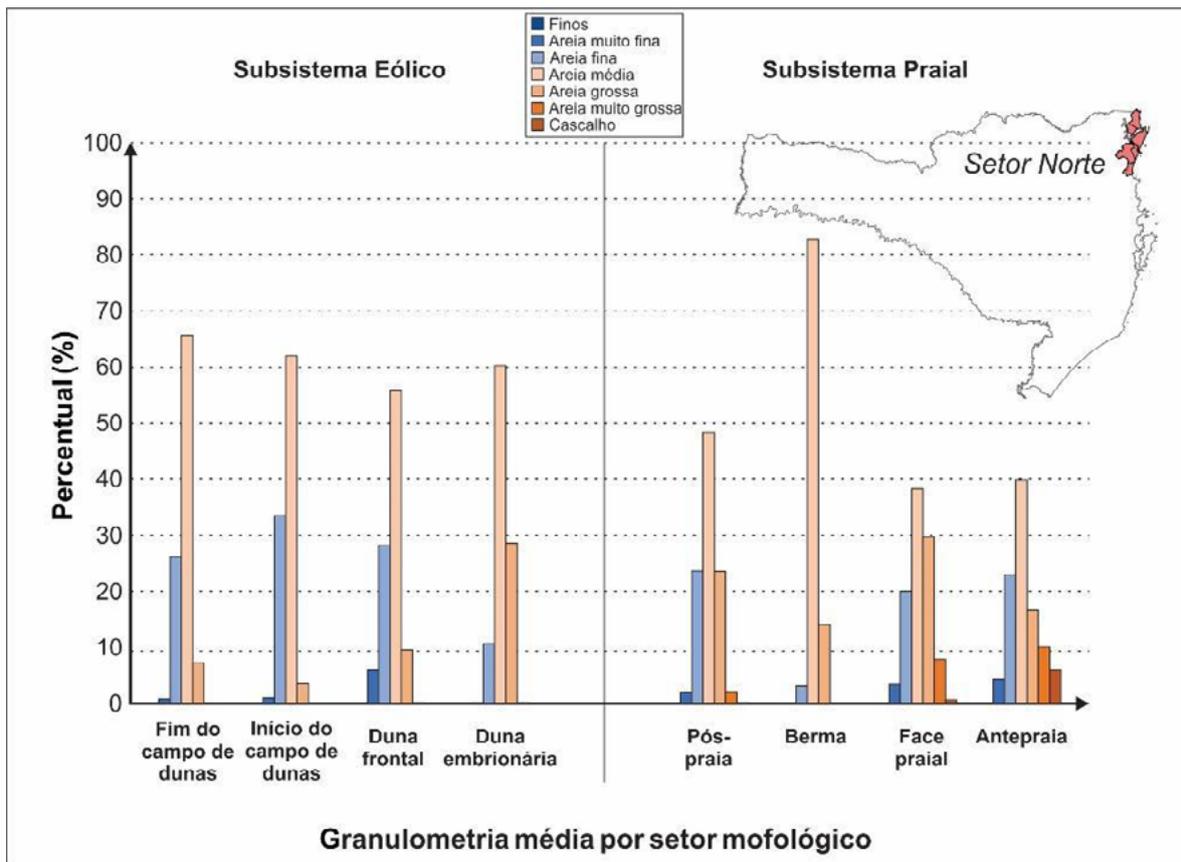


Figura 5. Distribuição granulométrica por setor morfológico do litoral Norte.

5. Considerações finais

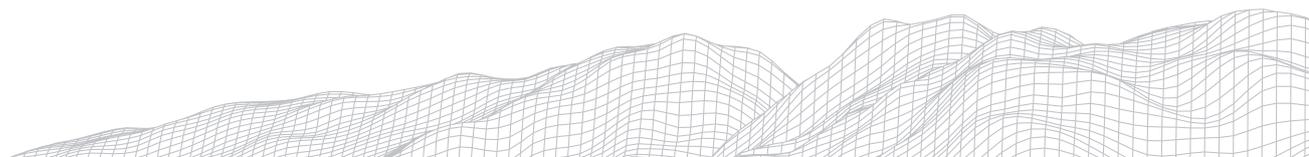
O sistema praia-duna catarinense, de modo geral, exibe claramente uma variação textural cuja tendência gradual no aumento granulométrico é observada de sul para norte. Essa diferença textural apresenta uma variação na ordem de $0,9^2$ entre os extremos litorâneos.

Dentre os cinco setores litorâneos analisados, nota-se que todos possuem características granulométricas distintas. Ou seja, no interior de cada setor, a taxa de variação granulométrica não é homogênea nem linear, como é expresso considerando o litoral catarinense como um todo. A maioria dos setores se comportam heterogeneamente quanto à variação textural, logo é comum a ocorrência de municípios que apresentem comportamento anômalo.

As interações hidrodinâmicas juntamente à morfologia do litoral, caracterizando a morfodinâmica costeira, são fatores determinantes na distribuição granulométrica ao longo de todo o litoral catarinense.

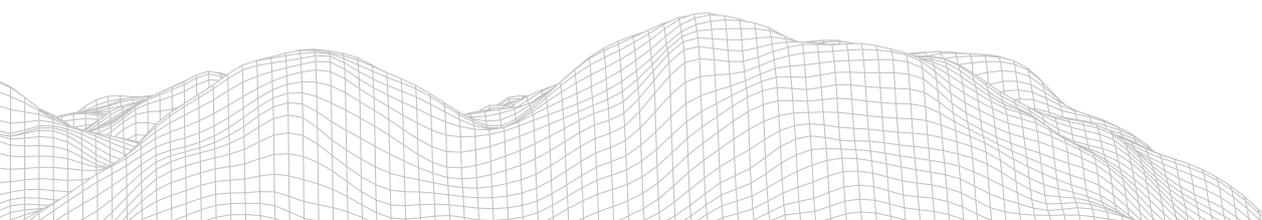
Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq, à Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), ao Departamento de Geologia (DGL), ao Laboratório de Geologia Costeira (GEOCOST), ao Programa de Pós-graduação em Geografia (PPGG), à Universidade do Estado de Santa Catarina (UDESC) e ao Laboratório de Geologia e Mineralogia (LGM) pela infraestrutura e apoio necessários ao desenvolvimento desta pesquisa.



Referências

- ABREU, J.J. de. (2011). **Transporte sedimentar longitudinal e morfodinâmica praial: exemplo do litoral Norte de Santa Catarina**. Florianópolis. 484f. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina.
- CAMARGO, M.G.D. (2006). Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, **362**:371-378.
- CARUSO JR., F.; ARAÚJO, S.A. (1997). A planície de *cheniers* da baía de Tijucas, litoral de Santa Catarina. *In*: 10th SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, Itajaí, 1997. **Proceedings...** Itajaí, p. 40-43.
- DIEHL, F.L.; HORN FILHO, N.O. (1996). Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do estado de Santa Catarina. **Gravel**, **9**:39-50.
- HESP, P.A.; GIANNINI, P.F.C.; MARTINHO, C.T.; SILVA, G.M.; ASP, N.E. (2009). The Holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, Southern Brazil. *In*: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (Orgs.) **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**, **107**:53-91.
- HESP, P.A.; SHORT, A.D. (1999). Barrier morphodynamics. *In*: SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. John Wiley & Sons:307-333.
- HORN FILHO, N.O. (1997). **O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, Nordeste do estado de Santa Catarina - aspectos geológicos, evolutivos e ambientais**. Porto Alegre. 384p. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- HORN FILHO, N.O.; FERRETI, O. (2010). **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Central ou setor 3 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina - GERCO/SC**. Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais.
- KLEIN, A.H.F.; MENEZES, J.T. (2001). Beach morphodynamics and profile for a headland bay coast. **Journal of Coastal Research**, **17(4)**:812-835.
- SANTA CATARINA (2010a). **Diagnóstico Socioambiental da Zona Costeira do Estado de Santa Catarina (GERCO/SC) - litoral Norte ou setor 1**. Florianópolis: Ambiens Consultoria Ambiental, 2010.
- SANTA CATARINA (2010b). **Diagnóstico Socioambiental da Zona Costeira do Estado de Santa Catarina (GERCO/SC) - litoral Centro-norte ou setor 2**. Florianópolis: Ambiens Consultoria Ambiental, 2010.
- SANTA CATARINA (2010c). **Diagnóstico Socioambiental da Zona Costeira do Estado de Santa Catarina (GERCO/SC) - litoral Central ou setor 3**. Florianópolis: Ambiens Consultoria Ambiental, 2010.
- SANTA CATARINA (2010d). **Diagnóstico Socioambiental da Zona Costeira do Estado de Santa Catarina (GERCO/SC) - litoral Centro-sul ou setor 4**. Florianópolis: Ambiens Consultoria Ambiental, 2010.
- SANTA CATARINA (2010e). **Diagnóstico Socioambiental da Zona Costeira do Estado de Santa Catarina (GERCO/SC) - litoral sul ou setor 5**. Florianópolis: Ambiens Consultoria Ambiental, 2010.
- SHORT, A.D.; KLEIN, A.H. F. (Org) (2016). **Brazilian Beach Systems**. Boca Raton: Springer Nature, 611p.
- SIEGLE E.; ASP, N.E. (2007). Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. **Brazilian Journal of Oceanography**, **55**:109-120.
- SYTISKI, J.P.M.; VÖRÖSMARTY, C.J.; KETTNER, A.J.; GREEN, J. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. **Science**, **308(5720)**:376-380.



ESTUDO GEOMORFOLÓGICO APLICADO DAS ALTERAÇÕES DA LINHA DE COSTA NA ÁREA DO TERMINAL PORTUÁRIO DE UBU DA SAMARCO MINERAÇÃO S.A. – GUARAPARI – ESPÍRITO SANTO

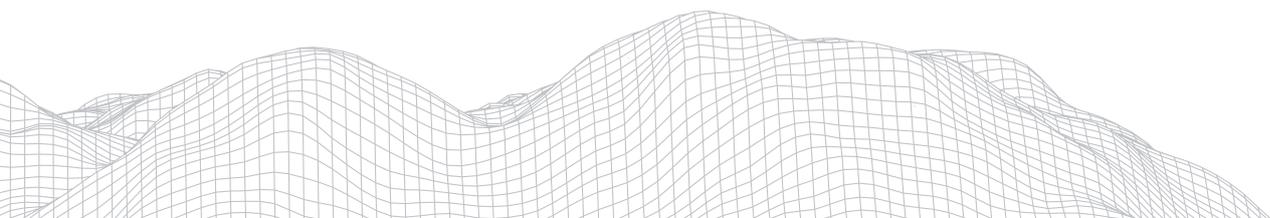
2920

Roberto José Hezer Moreira Vervloet
Instituto Estadual do Meio Ambiente e Recursos
Hídricos do Espírito Santo – IEMA e ORGANON – UFES.
Rua José Neves Cypreste, 420, ap. 402, blc. A09
Jardim da Penha, Vitória, ES.
E-mail: robertovervloet@gmail.com

Resumo

Este artigo objetiva analisar os processos geomorfológicos derivados da implantação do Terminal Portuário da Samarco Mineração em Ubu, município de Guarapari, com atenção as alterações da linha de costa na área de Embaio de Meaípe-Maimbá. Este terminal foi instalado em 1977 e vem ocasionando interferência nos processos de deriva litorânea na linha de costa desse embaio, intensificando processos erosivos em praias da região. Foram avaliados o processo de progradação da linha de costa e a determinação do grau de influência do molhe hidráulico do terminal portuário, com aprisionamento de sedimentos em sua porção sul e erosão na porção norte. Esse aprisionamento interfere fortemente no balanço e distribuição de sedimentos ao longo das praias instaladas do embaio; fato que responde pela diminuição da faixa de areia e destruição da orla de Meaípe, aonde o sistema planície-praia vem sofrendo, nos últimos anos, processos erosivos intensos. Desta forma é possível analisar o grau e magnitude das alterações da morfologia e morfodinâmica das praias presentes na área. Cálculos da estimativa de sedimentos aprisionados também foram realizados.

Palavras-chave: Progradação, morfodinâmica costeira e terminal portuário.



1. Introdução

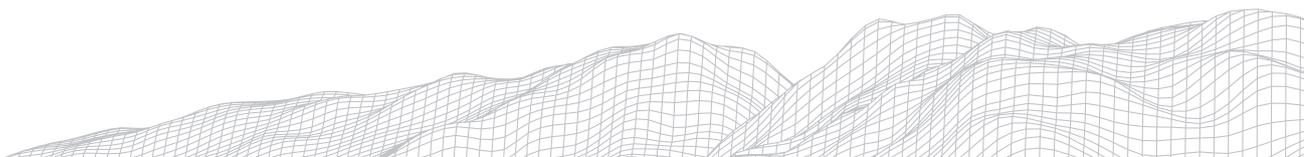
A Zona Costeira se caracteriza pelo conjunto integrado de ambientes que possuem um equilíbrio sensível às alterações e intervenções oriundas da instalação de obras de engenharia portuária. Dificilmente um projeto bem elaborado de intervenção nesses ambientes finaliza por não agravar ou intervir o mínimo possível no equilíbrio dinâmico que responde pela morfodinâmica desses espaços. Em geral, o resultado acaba tendo consequências diretas nos espaços urbanos situados nestas zonas, ocasionando problemas ambientais de custos elevados para a sociedade, afetando diretamente comunidades pesqueiras, zonas turísticas, populações costeiras e espaços de preservação (HOFMANN, 2015) e (ROBERT MORAES, 1999).

Obras de engenharia para construção de terminais portuários, devido aos menores custos, em geral demanda a construção de molhes, píeres, enrocamentos, etc., que na maioria das vezes altera o balanço de sedimentos sustentado pelos processos de deriva litorânea, com progradação e/ou retrogradação da costa, segundo a direção dessa deriva (LÄMMELE e ROSA BULHOES, 2017), (VIEIRA, PINTOBEIRA e SOUZA, 2007), (XIMENEZ NETO, MORAIS e PINHEIRO, 2018), (LIMA BARRA, 2015), (PROCOSTA, 2018), (ALFREDINI e ARASAKI, 2009), (MAGINE, 2011), (MARQUEZ, 2009) e (MELO e GONZALEZ, 1995). Isso tem resultado em impactos geomorfológicos muito agressivos nas praias situadas adjacentes a essas estruturas, com custos financeiros que são pagos com dinheiro público, em projetos de engorda e recuperação de praias, mesmo sendo as empresas as responsáveis por tais empreendimentos ocasionadores de impactos geomórfico erosivos.

O papel da deriva litorânea na construção de planícies, deltas e manutenção do sistema praia-planície é tema bem estudado pela literatura (DOMINGUEZ, BITTENCOURT e MARTIN, 1981a, 1982b), (DOMINGUEZ, 1982), (DOMINGUEZ et.al., 1982), (WRIGHT e SHORT, 1984), (WRIGHT, SHORT e GREEN, 1985), (HOEFEL, 1998), (BIRD, 2008) e (DAVIDSON-ARNOTT, 2010) e na maioria das obras realizadas na costa, o que se verifica sempre é o aprisionamento de sedimentos próximos às essas estruturas, impactando a dinâmica da deriva litorânea e alterando o balanço positivo e a distribuição dos sedimentos ao longo das praias.

No litoral do Espírito Santo, no município de Guarapari, na área denominada de Embaiamento de Meaipe Maimbá, duas praias vêm sofrendo processos de progradação e retrogradação no trecho próximo ao setor onde houve instalação do Terminal Portuário de Ubu. Este terminal é de propriedade da empresa Samarco Mineração S.A. e foi construído em 1977 para exportação de *pellets* de ferro, explorados no Quadrilátero Hídrico de Minas Gerais. Essas praias vêm apresentando, nos últimos 40 anos, dificuldades nos processos de manutenção do seu equilíbrio morfodinâmico, com deposição e aprisionamento de sedimentos em uma ponta e erosão costeira em outra, interferindo no balanço e distribuição de sedimentos ao longo do Embaiamento e, por conseguinte, na dinâmica morfológica responsável por este equilíbrio. Aprisionamento aqui é usado no sentido de uma condição onde o sedimento permanece retido, não estando mais acessível ao transporte sedimentar, confinado a um ambiente e indisponível ao sistema planície-praia.

Levando em consideração esse contexto o objetivo desta pesquisa, portanto, foi o de analisar os processos geomorfológicos e de alteração da linha de costa na área de Embaiamento de Meaipe-Maimbá, derivados da implantação deste terminal. Mais especificamente foi avaliado, também, o processo de progradação da linha de costa e a determinação do grau de influência do molhe hidráulico do terminal portuário, com aprisionamento de sedimentos em sua porção norte, objetivando desta maneira, avaliar melhor o grau e magnitude das alterações da morfologia e morfodinâmica das praias presentes na área. Cálculo estimativo da quantidade de sedimentos aprisionados também foram realizados.



2. Localização, características gerais da área de estudo e natureza do problema.

A área onde foi realizado esse estudo está sendo denominada de Embaioamento de Meaípe Maimbá, e se localiza nos municípios de Guarapari e Anchieta. O acesso se dá pela rodovia ES-060 (Rodovia do Sol) no trecho entre os distritos de Meaípe e Ubú. Este trecho costeiro possui aproximadamente 10 km de extensão, sendo delimitado ao norte e ao sul por dois promontórios, o de Meaípe e Ubú, respectivamente, conforme figura (01).

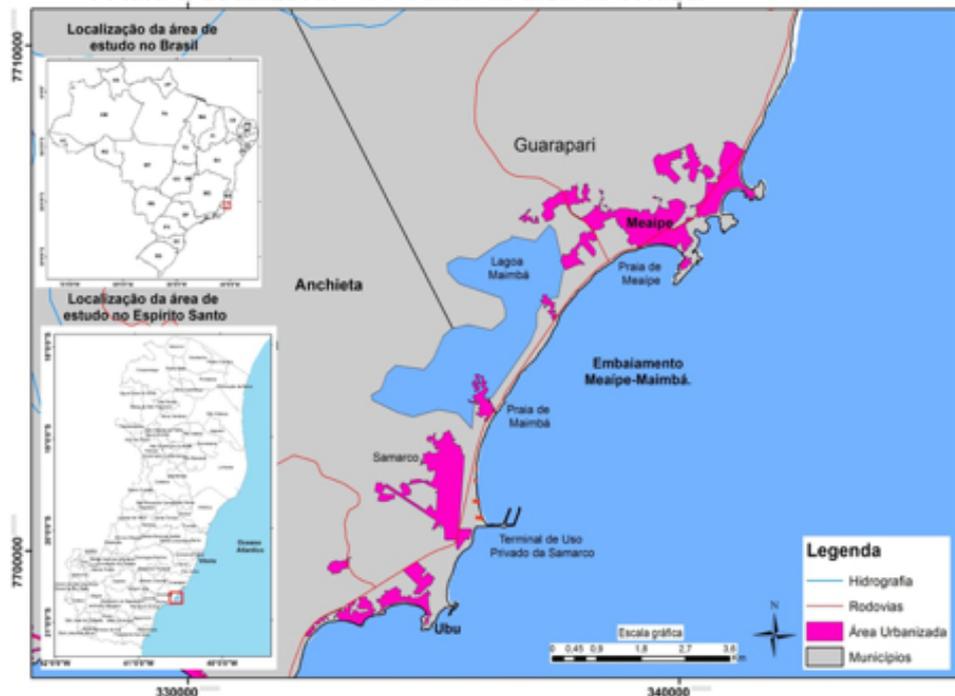
Duas praias ocorrem neste segmento do litoral, a de Meaípe e Maimbá e, conforme a descrição de Albino *et al.* (2016) e a classificação de Albino, Girardi e Nascimento (2006), o relevo deste embaioamento se caracteriza pela presença de colinas esculpidas em rochas cristalinas pré-cambrianas e planícies sedimentares neogênicas alternadas, formando praias e planícies costeiras descontínuas.

Há presença de pequenos cordões litorâneos estreitos sob efeito de transposição das ondas, dunas transversais, praias intermediárias e substrato horizontal recoberto por concreções lateríticas. Observa-se ainda a ocorrência de pequenos arcos de praia e a presença de falésias ativas precedidas de praias com pequenas ilhas e terraços de abrasão presentes na porção central desse embaioamento. No local ocorre, também, a lagoa de Maimbá que possui uma pequena drenagem que desagua na praia de Meaípe. Entretanto, não existe desembocadura fluvial significativa no trecho estudado.

O clima na região é caracterizado por chuvas tropicais de verão, com estação seca durante o outono e inverno. Porém, essas duas estações podem registrar precipitações frontais oriundas das massas polares originadas no sul do Brasil. A temperatura média anual é de 22° C, ficando a média das máximas entre 28° e 30° C, enquanto que as mínimas apresentam-se em torno de 15° C.

2923

Figura 1: Localização geográfica da área de estudo.



Fonte e elaboração: do autor.

As ondas que atingem a costa capixaba nesta região procedem de dois sistemas principais NE-E e SE-E, com predominância do primeiro (Bandeira, Petri e Suguio, 1975). Estas ondas são geradas, portanto, por estes dois sistemas, sendo que as ondas do sistema SE-E, associadas às frentes frias, embora sejam menos frequentes, são mais pronunciadas do que as do quadrante NE, ocorrendo com mais frequência no inverno e início do verão, com as entradas das frentes frias. Já o trem de ondas provenientes dos sistemas NE-E tem frequência maior, atuando nos meses das estações de verão e outono, quando há predominância de tempo estável. A altura significativa das ondas para o litoral capixaba pouco ultrapassa 1,5 m, sendo as alturas de 0,9 e 0,6 m as mais frequentes. O período frequente está em torno de 5 a 6,5 s, sendo o máximo encontrado de 11,5 s. (Albino, Girardi e Nascimento, 2006).

Em 1977, com a construção do Terminal Portuário de Ubú o trecho foi segmentado, alterando diretamente o transporte líquido de sedimentos na célula de circulação que responde pelos processos de deriva litorânea ao longo do embaixamento. A resposta geomorfológica da intervenção foi o acúmulo de sedimentos na porção norte do molhe portuário, indicando a atuação preferencial do transporte longitudinal e aprisionamento de sedimentos no sentido norte para sul, como se observa na figura (02).

De outro lado há acentuada diminuição do estoque de sedimentos nas praias situadas próximas a Ponta de Meaípe, uma vez que esse sedimento aprisionado na porção sul, não é redistribuído ao longo de todo o embaixamento, respondendo dessa forma por um balanço negativo de sedimentos neste setor. Por conseguinte, ocorre aumento da intensidade de processos erosivos, com diminuição da largura da faixa de areia ao longo da orla, além de aumento da inclinação da face praial, como é possível visualizar pela figura (03).

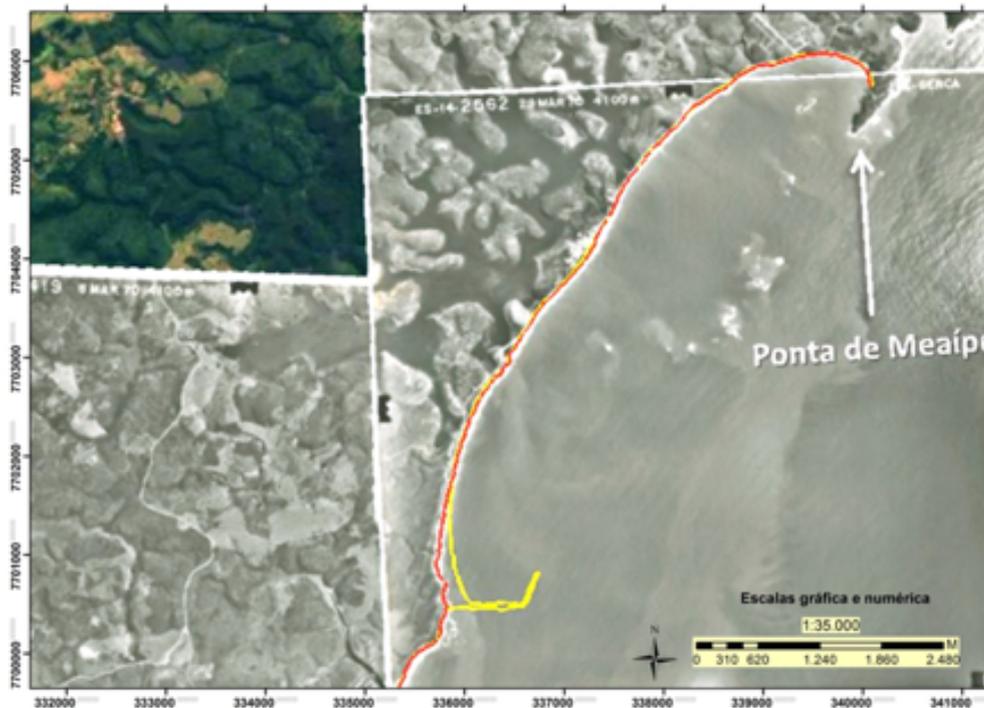


Figura 2: Aspecto do Embaixamento Meaípe-Maimbá em 1970, anteriormente à construção do Terminal Portuário de Ubú. A linha vermelha é a linha de costa em 1970, ao passo que a linha amarela é a linha de costa atual. Nota-se os processos de retrogradação e progradação ao longo do embaixamento.

Fonte: fotografia aérea IBC-1970. Elaboração: o autor.



Figura 3: Nas fotos A e B a Praia de Meaípe na porção norte do embaiamento, com processos erosivos e destruição da orla. Na foto C é possível observar a porção sul onde ocorre aprisionamento dos sedimentos e o terminal portuário. Na foto D trecho destruído da rodovia ES-060 que cruza a região do embaiamento no sentido norte-sul.

Elaboração: do autor.

3. Metodologia e procedimentos técnicos realizados.

A metodologia e os procedimentos técnicos para realização deste estudo consistiu em duas etapas: trabalhos de gabinete e de campo.

3.1 Trabalhos de gabinete

1 - Levantamento preliminar de bibliografia básica sobre o tema, em especial pesquisas de caso, relatórios, levantamentos e estudos científicos próximos à área em estudo, além de materiais cartográficos como fotografias aéreas, imagens e mapas da área. Foram utilizados dados de monitoramento contido nos relatórios técnicos (SAMARCO, 2013) para compreender o comportamento morfodinâmico do trecho localizado dentro da denominada “Área de Influência Portuária”. Nesta área estão inseridas sete estações amostrais as quais forneceram os dados utilizados para construção de um diagnóstico do transporte de sedimentos longitudinalmente à costa, além das características granulométricas desses sedimentos. Cada estação corresponde a um levantamento de perfil transversal à praia, acompanhados de coletas de sedimentos nas feições berma, calha, face e antepraia, sendo que neste trabalho foram utilizados os valores de diâmetro médio dos sedimentos coletados na face praias, por melhor representar o transporte longitudinal.

A revisão de literatura foi realizada objetivando discutir casos que fossem mais especificamente similares ao tema tratado, em especial estudos geomorfológicos e oceanográficos realizados próximos à área. Foram considerados também os dados do relatório de monitoramento ambiental (SAMARCO, 2013) realizados na área de estudo.

2 - Cartografia e geoprocessamento. A base cartográfica utilizada foi fotografias aéreas de 1970 do IBC (Instituto Brasileiro do Café, acervo GEOBASES/ES) e o levantamento aerofotogramétrico que compôs o Ortofotomosaico IEMA do ano de 2015, compatível com uma escala que pode chegar ao nível de detalhamento de 1:15.000 e resolução espacial de 0,50 cm. Isso permitiu inserir os perfis transversais e mensurar a área que sofreu progradação. Informações cartográficas foram coletadas utilizando-se softwares de SIG (Sistemas de Informações Geográficas). Esse procedimento de gabinete permitiu a elaboração dos mapas preliminares da área de engorda das praias e mapas comparativos da linha de costa entre os anos de 1970 e 2015.

3.2 Trabalhos de campo

1 - Com os mapas elaborados, os trabalhos de campo de campo foram planejados e consistiram em reconhecimento de toda a extensão do embaçamento, locais de ocorrência dos processos erosivos e de acúmulo de sedimentos, área de influência do molhe portuário, reconhecimento da área poligonal de deposição e aprisionamento de sedimentos.

Foi aplicado como procedimento de compilação de informações em campo, a técnica de nivelamento geométrico para determinar perfis transversais de praia, com objetivo de subsidiar o cálculo de sedimentos acumulados desde a implantação da estrutura portuária até os dias atuais, além de subsidiar o conhecimento da morfologia praia. Os perfis levantados foram ajustados com o nível de maré do dia 25/06/2019, com horário correspondente ao último ponto de cota e foram levantados com equipamento de teodolito com estação total.

Após as referidas etapas foi realizado o cálculo do volume de sedimentos, dispostos ao norte da estrutura portuária, pelo método matemático dos trapézios, tendo como referência os perfis transversais e o polígono da área de progradação. O fluxograma (figura 04) abaixo apresenta melhor a metodologia e procedimentos técnicos realizados.

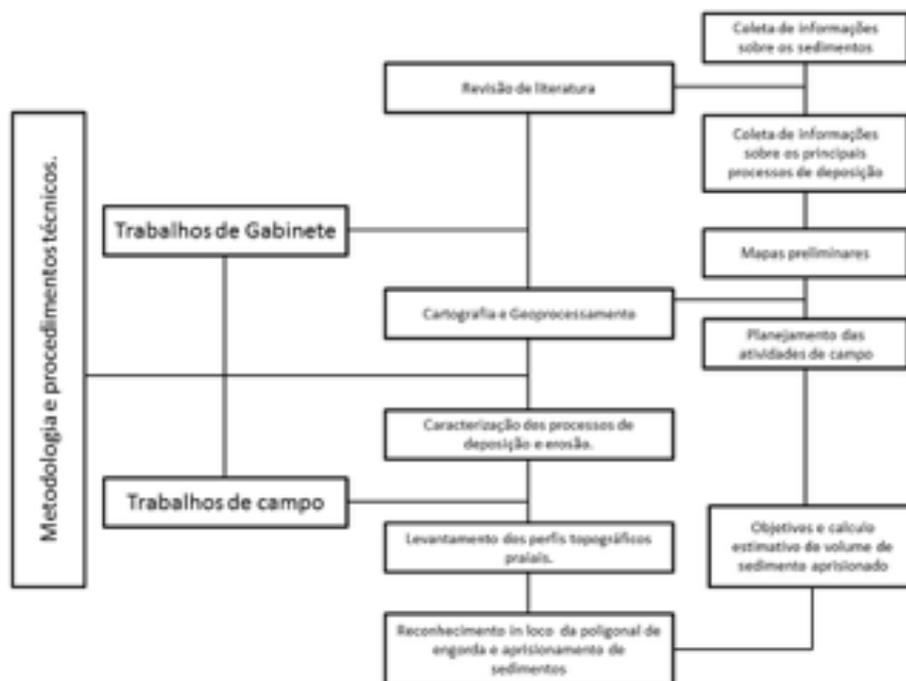


Figura 4: Fluxograma metodológico e procedimentos técnicos realizados.

4. Análise e discussão dos resultados.

O acúmulo de sedimentos na porção norte da estrutura portuária indica predominância do fluxo de sedimentos no sentido norte-sul. A face praial é a feição que melhor caracteriza o transporte longitudinal de sedimentos, pois em termos de morfodinâmica, esta participa do contexto hidrodinâmico pela ação do espraiamento e refluxo de ondas, fluxo bidimensional que permite apresentar um melhor selecionamento dos grãos.

Os sedimentos colocados em suspensão pelo processo de quebra de onda na zona de surfe são submetidos aos fluxos resultantes da chegada de ondas obliquamente à costa. Este processo produz a corrente longitudinal, que transporta sedimentos da zona de surfe ao longo da costa (WRIGHT e SHORT, 1984), (WRIGHT, SHORT e GREEN, 1985). Próximo à praia ocorre outro mecanismo, responsável por movimentar grãos em ziguezague na face praial, pela ação do espraiamento e refluxo das ondas, resultando na denominada deriva litorânea. Ambos os fluxos correm sempre na mesma direção, caracterizando assim um transporte longitudinal de sedimentos (HOEFEL, 1998), (BIRD, 2008) e (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

Experimentos realizados por McCave (1978) demonstraram que o tamanho das partículas sedimentares varia ao longo do transporte longitudinal, aumentando em diâmetro no sentido da corrente. Isto ocorre devido à contínua perda de sedimentos finos que ficam retidos na praia pelo processo de espraiamento. A partir do conhecimento da distribuição do diâmetro médio dos grãos ao longo de um determinado trecho costeiro, torna-se possível definir a direção predominante do transporte longitudinal.

Neste sentido, a variação do diâmetro médio das areias da face foi determinada a partir dos intervalos de classe de tamanhos de grãos definidos por Wentworth (1922), conforme apresentado na tabela 01.

TABELA 01

Intervalos de Classes Estabelecidos por Wentworth (1922).

Classificação	Phi (F)	(mm)
Grânulo	-2 a -1	3 a 2
Areia muito grossa	-1 a 0	2 a 1
Areia grossa	0 a 1	1 a 0,5
Areia média	1 a 2	0,5 a 0,25
Areia fina	2 a 3	0,25 a 0,125
Areia muito fina	3 a 4	0,125 a 0,062
Silte	4 a 8	0,062 a 0,004
Argila	8 a 12	0,004 a 0,0002

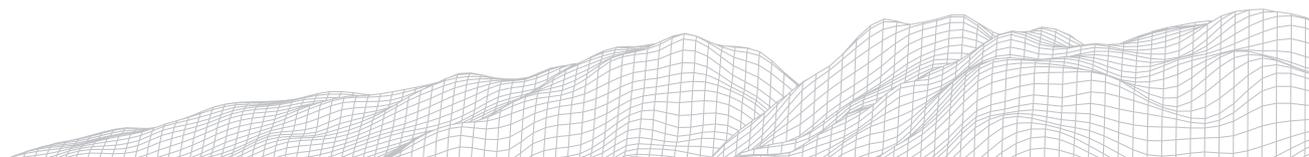
A partir dos dados contidos nos relatórios de monitoramento realizados entre 2013 e 2019 foi produzida a tabela da tabela 02, contendo os diâmetros médios dos sedimentos da face praial coletados nas estações amostrais P1 a P7 (SAMARCO, 2013).

TABELA 02

Compilação do Parâmetro Diâmetro Médio das Areias na Face Praial das Estações Amostrais P1 E P7 em Diferentes Campanhas.

Estações Amostrais (Diâmetro Médio das Areias na Face Praial em Phi)							
Campanhas	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
Verão 2013	1,36	1,62	1,68	0,74	0,74	0,15	1,13
Inverno 2013	1,62	1,38	1,20	1,13	1,20	0,95	0,76
Verão 2014	1,70	2,25	1,98	1,04	1,31	0,77	0,98
Inverno 2014	1,33	1,28	1,10	1,23	0,98	1,06	0,95
Verão 2015	1,49	1,81	1,05	1,47	1,12	1,07	0,97
Verão 2016	1,60	2,06	0,69	1,55	1,41	0,99	0,59
Outono 2016	2,08	1,99	1,52	1,66	0,99	1,20	0,92
Inverno 2016	1,96	1,42	1,38	1,60	0,40	1,38	0,82
Primavera 2016	1,97	1,39	1,80	1,63	1,75	1,35	1,10
Verão 2017	1,54	1,85	2,01	1,72	1,40	1,02	1,10
Outubro 2017	2,17	1,14	2,45	1,77	1,34	1,69	1,09
Inverno 2017	2,11	2,09	1,77	1,43	1,42	1,15	1,35
Primavera 2017	2,49	2,13	2,08	2,03	1,43	1,11	1,03
Verão 2018	2,40	2,52	2,14	1,78	1,51	2,00	1,36
Outono 2018	2,39	2,33	1,75	1,35	1,13	1,14	1,14
Inverno 2018	2,56	1,75	1,72	2,59	1,44	0,81	0,77
Primavera 2018	1,68	1,34	1,84	1,47	1,40	1,06	1,09
Verão 2019	2,57	1,31	2,04	1,14	0,94	1,65	1,12
Média	1,95	1,76	1,68	1,52	1,22	1,14	1,01

Os dados da tabela 02 permitiram elaborar o gráfico do comportamento do diâmetro médio dos grãos na face praial (figura 05), caracterizando, dessa forma, a distribuição temporal do diâmetro médio das areias da face praial, em diferentes campanhas realizadas entre 2013 e 2019.



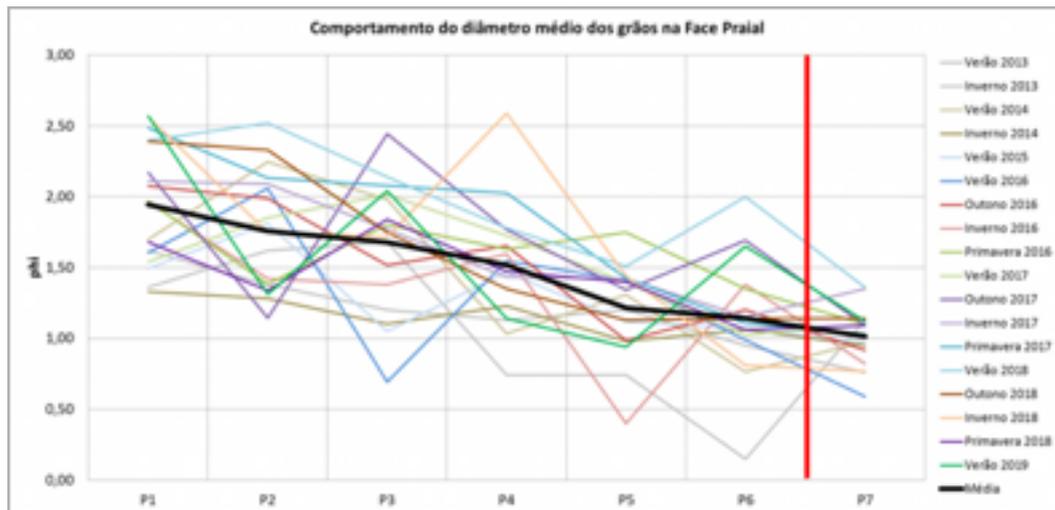


Figura 5: Comportamento do diâmetro médio dos grãos ao longo das estações amostrais. A linha vermelha representa a presença do molhe do Terminal Portuário de Ubú.

Elaboração: do autor. O gráfico dessa figura demonstra que o diâmetro médio dos grãos variou, em média, das areias médias para areias grossas, ou seja, houve aumento da granulometria do sedimento no sentido norte pra sul. A linha que representa a média dos diâmetros médios obtidos nas estações amostrais nas diversas campanhas demonstra de forma objetiva que o transporte líquido de sedimentos ocorre de norte para sul, devido ao aumento da granulometria dos sedimentos neste sentido, corroborando com as observações de McCave (1978).

O gráfico também demonstra a ocorrência de diminuição da granulometria dos diâmetros médios em algumas estações amostrais, implicando que, em determinadas ocasiões, o transporte longitudinal ocorre de sul para norte. Como mencionado anteriormente, a resposta granulométrica obtida é resultado da hidrodinâmica local. Para tanto, cabe também explorar os agentes responsáveis pelo transporte sedimentar, neste caso as ondas.

O monitoramento de ondas realizado por CEPEMAR (2009), entre 2007 e 2008, indicam que na região do Porto de Ubú predominam ondas com altura significativa (H_s) entre 0,9 e 1,2m, com período (T_p) entre 6 e 8 segundos e direção nordeste-leste (NE-E). Apesar da predominância de ondas provenientes de NE-E, observa-se que as ondas E-SE e SE-S podem representar cerca de 40% das ocorrências das ondas. Os maiores valores de H_s e T_p estão associados, principalmente, às ondas oriundas dos quadrantes E-SE e SE-S, estando associados à entrada de frentes-frias. Estes valores representam menos de 3% das alturas maiores do que 2 m e 20% dos períodos maiores que 10 s.

Considerando que o Embaiamento de Meaipe Maimbá está alinhado em 30° em relação ao norte, tal posição permite que ondas provenientes do quadrante NE-E cheguem obliquamente à costa, entre 30° e 60° , produzindo um transporte longitudinal de sedimentos para sul. A predominância de ondas deste quadrante corrobora com os resultados granulométricos, indicando transporte líquido para sul.

Os quadrantes E-SE e SE-S também proporcionam a entrada oblíqua de ondas com azimute de 120° . Estas ondas com grandes períodos, observadas durante o outono, possuem por consequência grandes comprimentos de onda, que ao se aproximarem da costa, interagem com a batimetria, convertendo energia cinética em potencial, elevando a altura significativa das ondas bem próxima à costa, resultando em um significativo transporte na direção sul-norte.

Neste sentido, a direção predominante da deriva litorânea, neste trecho do litoral, também seria de sul-norte, como ocorre em outros setores de planícies deltaicas e costeiras do Brasil (DOMINGUEZ, BITTENCOURT e MARTIN, 1981a, 1982b, 1983c), (DOMINGUEZ, 1983), (DOMINGUEZ et.al., 1982). Este mecanismo é comprovado pela diminuição da granulometria da classe areias (conforme tabela 01) localizadas além da região de interferência do molhe portuário.

Albino *et al.* (2016) demonstram que o molhe portuário além de barrar os sedimentos vindos de norte, também impede a mobilização dos sedimentos retidos em direção norte, quando há a inversão da corrente longitudinal em razão da entrada de ondas dos quadrantes de E a S. Há que se concordar com esta interpretação, uma vez que no setor da Ponta de Meaipe ocorre déficit de sedimentos com intensificação de processos erosivos sobre a praia.

A partir da comparação entre as linhas de costa de 1970 e 2012 (base cartográfica) foi definida a poligonal relativa à progradação da linha de costa, que apresentou área de 191.872m², sendo aqui denominada de “área de engorda Porto de Ubu” (figura 05). Isso possibilitou que fossem levantados 04 perfis transversais de praia com azimute de 110° para obtenção das informações pertinentes a morfodinâmica e morfologia do sistema praial. Os perfis foram levantados tendo como ponto inicial uma faixa de praia correspondente ao traçado da linha de costa, em uma situação anterior a implantação do terminal portuário. Devido às restrições para o tamanho de artigo do simpósio, não serão aqui apresentadas às figuras dos perfis. Entretanto, importante salientar que todos os perfis levantados apresentaram a formação de uma duna aproximadamente a 40m da linha d’água, demonstrando que os processos de sedimentação obedecem a um mesmo agente hidrodinâmico, neste caso a corrente longitudinal.

Considerando que o transporte de sedimentos ocorre majoritariamente na zona de surfe, (HOEFEL, 1998), (BIRD, 2008) e (DAVIDSON-ARNOTT, 2010), provavelmente a antepraia, no trecho de praia dos perfis 03 e 04, conforme figura (05), é o sorvedouro de material para a progradação dos perfis localizados mais ao sul. Neste raciocínio, é de se esperar que a antepraia dos trechos mais progredidos seja constituída de material mais fino, devido a menor hidrodinâmica do local, promovida pela estrutura portuária, justificando a maior inclinação da face praial nos trechos mais próximos do molhe.

Por fim, a partir das alturas médias e as áreas dos trapézios correspondentes a cada perfil (não demonstrado neste artigo devido às limitações de tamanho) foram utilizadas duas maneiras de estimar o volume de sedimentos aprisionados nesta porção da praia, a saber:

a) Volume = Média dos trapézios x Comprimento longitudinal da poligonal

Média dos trapézios: 210,78m²

Comprimento longitudinal da poligonal: 1.340m

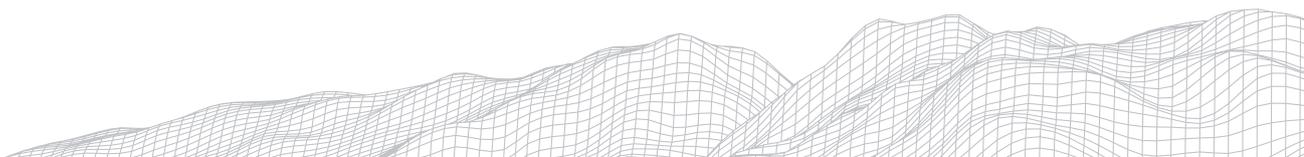
Volume: 282.445,20m³

b) Volume = Média das cotas x Área da poligonal

Média das cotas: 2,03m

Área da poligonal: 191.872m²

Volume = 389.500,16m³



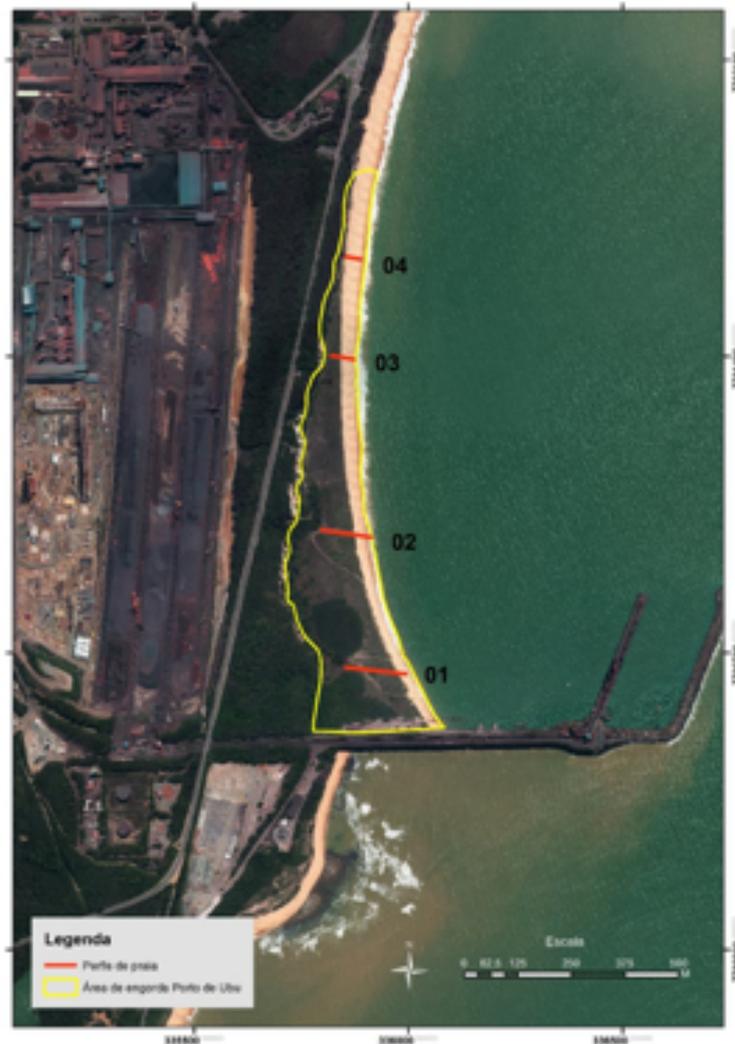


Figura 6: Poligonal (área de engorda do porto) da área que sofreu progradação e perfis levantados in loco. Seta vermelha indica direção da deriva litorânea com acúmulo de sedimentos.
 Elaboração: do autor.

O primeiro cálculo subestima o volume, uma vez que os perfis foram levantados sem considerar as extremidades norte e sul da poligonal de engorda. O segundo cálculo, por sua vez, sobrestima o volume, pois considera a média das cotas, sendo este valor a altura do prisma, não considerando a inclinação da face praial. Neste sentido, para obter uma estimativa mais justa, com os recursos técnicos disponíveis, foi calculada a média simples dos volumes.

$$\text{Volume médio} = (\text{VolumeA} + \text{VolumeB}) / 2$$

$$\text{Volume médio} = 335.972,68\text{m}^3$$

Cabe ressaltar que o volume médio se refere a todo pacote sedimentar disposto acima do nível médio do mar local (perfil subaéreo). Portanto, esse é o volume de areia calculado e aprisionado no polígono da “área de engorda do porto” que mais se aproxima de uma estimativa de cálculo, dando aqui uma noção da quantidade de sedimentos que deveria ser continuamente distribuído pelas praias do embaiamento, mantendo o equilíbrio dinâmico do sistema praial de forma a evitar a erosão em pontos em que a deriva litorânea tem atuado de forma mais incisiva.

5. Considerações finais

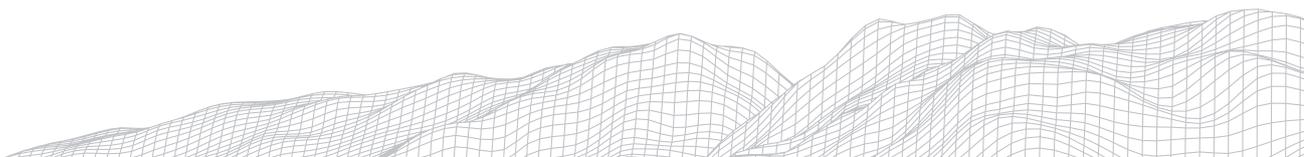
Considerando o tempo de implantação do terminal portuário, as informações bibliográficas compiladas e com base na metodologia e procedimentos técnicos realizados, é possível concluir que ao longo dos últimos 42 anos foram aprisionados, ao norte do molhe do porto, aproximadamente 335.970m² de sedimentos que deveriam ser continuamente distribuídos pela deriva litorânea, ao longo do ano, como forma de manutenção do equilíbrio dinâmico dessas praias. Ao compararmos a linha de costa na foto aérea de 1970 com a junção da linha de costa no norte do molhe portuário com fotografias aéreas do ano de 2015, temos neste ponto um avanço de 250m em direção ao mar, que corresponde a uma taxa média anual de aproximadamente 6m/ano.

A existência de equilíbrio estático da área progradada, conforme apontado por Albino *et al.* (2016), se refere ao perfil subaéreo. Tal premissa não pode ser considerada para a batimetria, ou seja, o perfil submerso. Se a regularidade do aporte de material se mantiver em detrimento de processos erosivos no setor norte do embaçamento (correspondendo à área de influência dos perfis topográficos 01 e 02), sentidos, principalmente, através das erosões incidentes nas estruturas urbanas da praia de Meaípe, haverá também o preenchimento da antepraia na região mais próxima ao molhe (correspondendo à área de influência dos perfis topográficos 05 e 06). O preenchimento atingirá até mesmo zonas mais profundas do perfil submerso, que com o passar dos anos pode requerer da empresa maior esforço de dragagem em menor espaço de tempo. Tal efeito já é sentido nos perfis topográficos 03 a 04.

Os resultados demonstram que os sedimentos da face praial são suficientes para determinar a dinâmica de transporte de sedimentos ao longo do trecho estudado. As variações do diâmetro médio granulométricos dos sedimentos observados apontam para existência de transporte de sedimentos para norte e para sul, com predominância para sul. Fato que responderia pelo equilíbrio dinâmico dessas praias no período pré implantação do terminal, com manutenção da faixa de areia que caracterizava essas praias anteriormente.

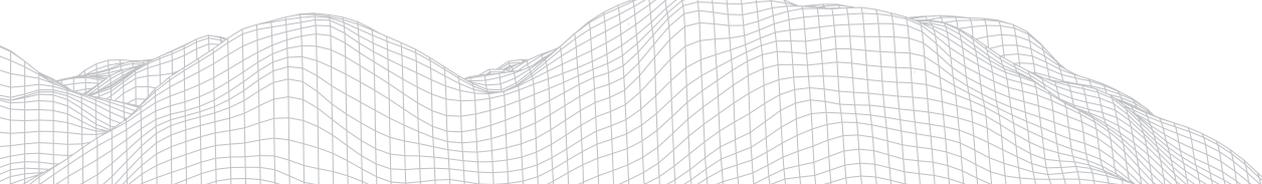
Foi possível comprovar que a estrutura portuária vem provocando difração das ondas responsáveis pela inversão do transporte de sedimentos, criando assim uma “zona de sombra”; mecanismo que aprisiona sedimentos, impedindo o retorno destes para o setor norte do embaçamento. O impedimento do fluxo de sedimentos no sentido da deriva litorânea está acelerando os processos erosivos no setor norte do embaçamento. Os pontos erosivos tem início a partir da antiga ligação da Lagoa Maimbá com o mar e segue para norte até a Praia de Meaípe. Seu limite sul coincide perfeitamente com o fechamento da influência do molhe portuário na difração de ondas.

A principal conclusão, e que é perfeitamente demonstrada, é a de que a instalação do terminal portuário interferiu diretamente no transporte de sedimentos no Embaçamento de Meaípe Maimbá, constituindo um passivo ambiental, que deve ser considerado, tendo em vista, o cenário erosivo do setor norte, e a falta de afluxos sedimentares externos a este sistema.



Referências

- ALBINO, J.; JIMÉNEZ, J. A.; OLIVEIRA, T. C. A. Planform and mobility in the meaipe-maimbá embayed beach on the South East coast of Brazil. *Geomorphology*. Vol. 253, 15 January p. 110-122, 2016.
- ALBINO, J., GIRARDI, G. e ALENCASTRE DO NASCIMENTO, K. Espírito Santo. In: MUHE, D. (ORG.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Brasília: MMA, cap. 11, p. 227-264, 2006.
- ALFREDINI, P. e ARASAKI, E. *Obras e Gestão de Portos e Costas*. 2 ed. São Paulo, Ed. BLUCHER, 2009.
- BIRD, E. *Coastal Geomorphology - An Introduction*. 2º Ed., John Wiley & Sons, Ltd., 2008.
- BANDEIRA Jr., A. N., PETRI, S. e SUGUIO, K. 1975. Projeto rio Doce. (Relatório Final). Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes. 203 p., 1975.
- CEPEMAR. Estudo hidrodinâmico da área de influência do Porto de Ubú. Relatório Técnico interno CPM RT 373/09, apresentado ao IEMA, Cariacica, 112 p., 2009.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. New York, Cambridge University Press, 2010.
- DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Dissertação de Mestrado, UFBA, Salvador, 73p. 1982.
- DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P. e MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 11(4): 227-237, 1982a.
- DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P. e MARTIN, L. Evolução paleogeográfica do delta do rio Jequitinhonha durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: SUGUIO, K. et. al. (eds), *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, Rio de Janeiro, p.69-85, 1982c.
- DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P., MARTIN, L., PEREIRA, Y. A. e FLEXOR, J. M. Sobre a validade da utilização do termo para designar as planícies costeiras associadas às desembocaduras dos grandes rios da costa brasileira. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Boletim N° 02, Resumos e Breves Comunicações, 92 p., 1982.
- HOEFEL, F.G. *Morfodinâmica de Praias Arenosas: uma revisão bibliográfica*. Itajaí, Editora da Univali, 90p.1998.
- HOFMANN, R. M. Impactos ambientais causados pelas obras de construção e ampliação de portos marítimos no Brasil com ênfase nas comunidades pesqueiras. Brasília - DF, Consultoria Legislativa - Câmara dos Deputados, agosto de 2015.
- IEMA - Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Relatório Técnico Científico COGEST N° 001-2019. Relatório Interno, Cariacica, 18p., Junho de 2019.
- LÄMMELE, L. e ROSA BULHÕES, E. M. Impactos das obras costeiras na morfologia da linha de costa: o caso do Porto do Açú, São João da Barra, RJ. *Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Congresso Nacional de Geografia Física*, Campinas - SP, 2017.
- LIMA BARRA, O. A. de O. Portos e gestão ambiental: análise dos impactos ambientais decorrentes da implantação do terminal marítimo de passageiros na praia Mansa - Fortaleza/CE - Brasil. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, Ceará, 186p., 2015.
- MAGINE, C. A Influência Da Estrutura Portuária Na Dinâmica Costeira na Vila do Pecém, Ceará, Brasil. *Revista de Geologia*, Vol. 24, nº 2, 136 - 149, 2011.
- MARQUEZ, A. L. Estudo de agitação, correntes induzidas por ondas e balanço sedimentar da região do porto do tubarão e praia de Camburi, Vitória / ES. Dissertação de Mestrado, Instituto de Oceanografia da USP, São Paulo, 2009.



MCCAVE, I. N. Grain-size trends and transport along beaches: example from eastern England. *Marine Geology*. London, England. v. 28, 1978.

MELO, E., GONZALEZ, J. de A. Coastal Erosion at Camburi Beach (Vitoria, Brazil) and its Possible Relation to Port Works. In: *International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC)*, IV Rio de Janeiro, RJ, Brazil, Proceedings, p. 397-411, 1995.

PROCOSTA - Programa Nacional para Conservação da Linha de Costa. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos e Qualidade Ambiental, Departamento de Gestão Ambiental Territorial. - Brasília, DF: MMA, 2018.

ROBERT MORAES, A. C. Contribuições para a gestão da zona costeira do Brasil: elementos para uma geografia do litoral brasileiro. São Paulo, Hucitec; Edusp, 1999.

SAMARCO MINERAÇÃO S.A. Monitoramento marinho do Terminal Marítimo Privativo da Ponta de Ubu - Relatório Técnico CP+RT 149/13. Relatório técnico interno apresentado ao IEMA, Cariacica, 95p. 06 anexos, 2013.

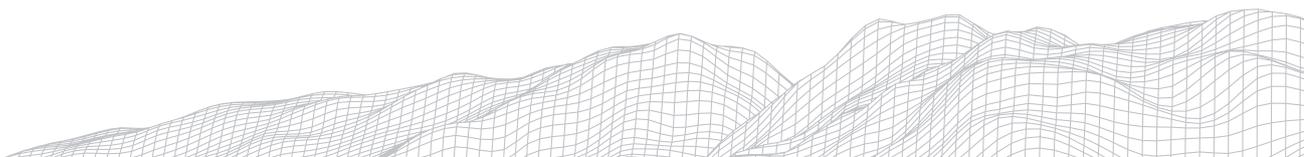
VIEIRA, L. A. de A.; PITOMBEIRA, E. da S. e SOUZA, R. O. de. Comprovação das alterações da linha de costa e de transporte de sedimentos na área costeira do Porto do Pecém. *Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, São Paulo, 2007.

WENTWORTH, C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, The University of Chicago Press, Chicago, USA, 30 (5): 377-392, 1922.

WRIGHT, L.D. e SHORT, A.D. MORPHODYNAMIC VARIABILITY OF SURF ZONES AND BEACHES: A SYNTHESIS. *Marine Geology*, 56 (1984) 93-118. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D.; GREEN, M.O. SHORT-TERM CHANGES IN THE MORPHODYNAMIC STATES OF BEACHES AND SURF ZONES: AN EMPIRICAL PREDICTIVE MODEL. *Marine Geology*, 62 (1985) 339-364. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.

XIMENES NETO, A. R.; MORAIS, J. O. e PINHEIRO, L. de S. Modificações na geomorfologia marinha a partir de estruturas portuárias: o caso do Mucuripe, Fortaleza - Ceará. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 37, n. 4, p. 793 - 805, 2018.



ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO DOS DEPÓSITOS EÓLICOS INATIVOS DO CAMPO DE DUNAS DO BAIXO SÃO FRANCISCO EM ALAGOAS

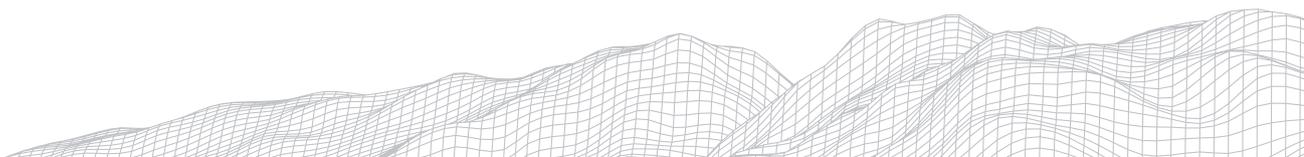
2935

José Ferreira dos Santos Junior
Universidade Federal de Alagoas - UFAL
Trav. Carlos Augusto, s/n, 57925-000
E-mail:junioratrio@hotmail.com
Bruno Ferreira
Universidade Federal de Alagoas - UFAL
Av. Lourival Melo Mota, s/n, 57072-900
E-mail:brunge2005@gmail.com

Resumo

As paisagens terrestres possuem uma grande diversidade, com processos a agentes físico-químico-biológico, que atuam modificando os modelados em diferentes escalas espaço-temporais. As Geociências subárea das Ciências Exatas e da Terra, buscam compreender essas dinâmicas das paisagens, a exemplo da Geomorfologia, que busca identificar e apresentar os resultados desses agentes e processos na estruturação e esculturação do relevo. As zonas costeiras, áreas bastante dinâmicas, em função de seus agentes modeladores, constitui objeto de intenso interesse nos estudos Geomorfológicos. Nela se insere o campo de dunas de Piaçabuçu, distribuído as margens da foz do rio São Francisco. A metodologia utilizada foi dividida em etapas de gabinete e análise como elaboração do mapa, perfis estratigráfico e dados de ventos, além de procedimentos de campo para transcrições dos perfis e pontos de GPS. Como resultados, identificou-se que o campo de dunas apresenta diferentes graus conservação de suas morfologias, compreendendo padrões de montes residuais, sem padrão morfológico definido, lençóis de areia e dunas parabólicas com morfologias dissecadas e parcialmente conservadas. Identificou-se a presença de níveis de matéria orgânica, raízes e folhas, com estratificação maciça e alternâncias de cruzada, evidenciando momentos distintos na migração com grãos bem selecionados, como também mudanças no padrão da energia cinética. no contexto geral, as dunas inativas são do tipo parabólicas com altos níveis de dissecação. os dados de ventos desmontaram modificação nos padrões dunares e os perfis apresentaram estratificações maciças com granulometria média, fina e muito fina e presença de migração de argila em alguns perfis.

Palavras-chave: Dinâmica Eólica; Estratigrafia; Piaçabuçu



1. Introdução

As paisagens terrestres apresentam uma heterogeneidade de processos e agentes físico-químicos-biológicos, fazendo com que haja modificações espaço-temporal dos modelados. As Geociências sendo uma subárea das Ciências Exatas e da Terra, possui uma preocupação em compreender essas dinâmicas das paisagens, onde a geomorfologia como sub ramo da mesma, visa identificar e apresentar os resultados desses agentes e processos atuantes, evidenciando os estudos da morfogênese presente em um passado geológico recente (FERREIRA, 2010).

Compreender essas interações dentro do período Quaternário (Período evolução recente do planeta Terra) dividido em duas épocas (Pleistoceno e Holoceno) através das variações climáticas, identificando e descrevendo as sequencias de eventos encontrados em registros morfoestratigráficos é um dos objetivos da geomorfologia. Essas variações intensificaram as taxas de intemperismo e pedogênese, desencadeando efeitos em seres bióticos (com migrações e adaptações) e abióticos, tendo como resultado as modificações na paisagem (MOURA, 1995).

Na zona costeira, os processos naturais se tornam mais dinâmicos (CARNEIRO, 2018). Estes ambientes, através de seus agentes naturais com inputs de energia, resultados no modelamento e remodelagem das feições existentes. As alternâncias no balanço sedimentar, alterações climáticas e as variações do nível do mar, São resultantes da dinâmica recorrente destes ambientes (CARNEIRO, 2018). Essa região possui feições bastante específicas, tendo ligação direta com os resultados aqui já citados (sedimentos, clima e oceano) que são as dunas, também podendo ser encontradas em regiões mais continentais. No Norte e Nordeste brasileiro (especificamente nos Estados do Ceará e Rio Grande do Norte) que são encontrados os mais extensos e mais expressivos Campos de dunas do Brasil.

No Estado de Alagoas, com seus 220 Km de costa apresenta apenas algumas ocorrências locais de feições eólicas. Destacando-se no litoral sul, com grande expressividade, o campo de Dunas de Piaçabuçu, na foz do rio São Francisco, área de estudo do presente projeto. Onde ao se realizar uma retrospectiva bibliográfica, observa-se que Barbosa e Dominguez (2004) foram os percussores dos estudos relacionados aos depósitos eólicos no campo de dunas de Piaçabuçu. Mais recentemente, Diniz (2019) propôs uma classificação para as unidades de paisagem presentes na área desses depósitos eólicos. Assim, o presente trabalho tem como objetivo realizar um estudo sedimentológico detalhado dos depósitos eólicos inativos, presentes no campo de dunas costeiras do Baixo São Francisco.

2. Metodologia

As etapas metodológicas e técnicas de análise executadas no presente estudo foram divididas em quatro etapas (levantamento bibliográfico e cartográfico, análises e procedimento de campo, levantamento dos dados meteorológicos, elaboração dos perfis estratigráficos e produção do texto final (Figura 1), onde a junção das três primeiras etapas de forma sistemática, fizeram com que os objetivos traçados inicialmente fossem alcançados.

2.1. Caracterização da área de estudo

O Campo de Dunas do Baixo São Francisco é constituído por Planícies Costeiras, Planícies Flúvio-Lagunares e Terraços Marinhos, sua hidrografia é composta por lagoas costeiras, lagunas, canais fluviais, meandros e canais anastomosados segundo (DINIZ, 2019). Um mosaico bastante diversificado de processos morfodinâmicos e morfologias resultantes, com intensa interação, muitas vezes sobreposição, entre os ambientes formados.



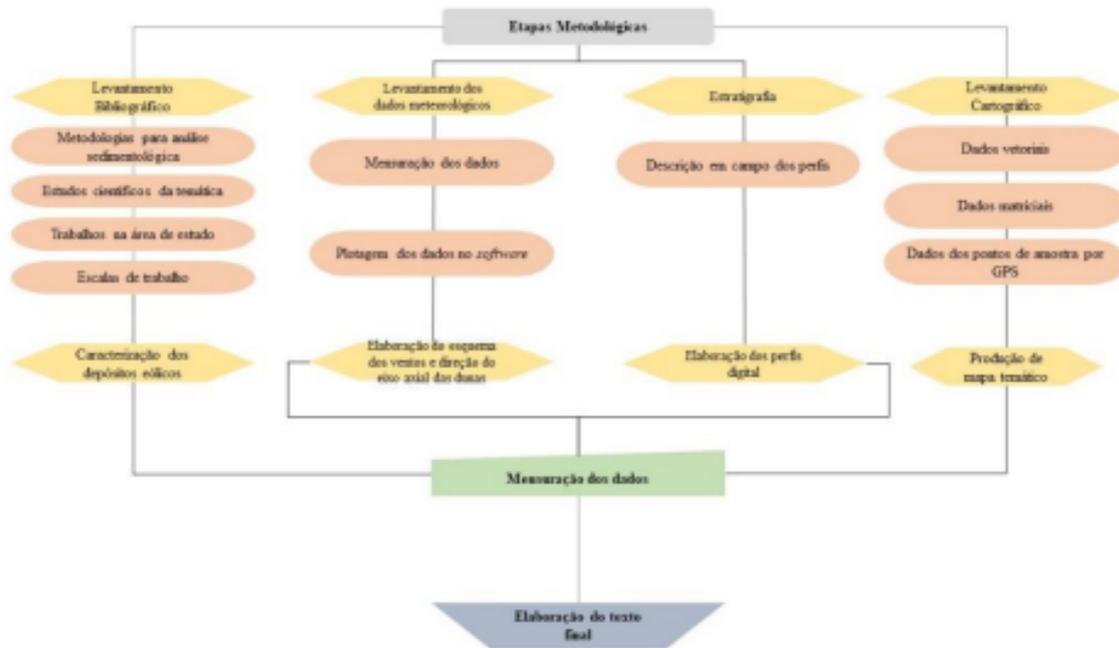


FIGURA 1: Fluxograma das etapas metodológicas
Fonte: Arquivo dos autores.

As dunas inativas (Figura 2), sendo estas o objeto de estudo do presente trabalho, atualmente encontra-se fixadas por vegetação e sua morfologia parcialmente dissipada e/ou arrasadas em algumas porções. O campo de dunas inativas da área de estudo possui cerca de 21,73 Km², o que corresponde acerca de 36,74% do total da área de morfologias eólicas.



FIGURA 2: Visão panorâmica das dunas inativas bastante exumadas.
Fonte: Arquivo dos autores (2019).

Na área das dunas inativas, o uso e ocupação do solo se dar por plantações de coqueiros, criação de gados, exploração de gás mineral e algumas culturas distintas. Esta faz parte de uma Unidade de Conservação que abrange as dunas inativas e ativas do município de Piaçabuçu. Essa área também possui um grande potencial paisagístico, fazendo com que haja um contingente expressivo de turistas vindos de municípios próximos, até mesmo da capital do Estado, Maceió, como também vindos de outros Estados, buscando belezas suas belezas naturais e atividades de lazer.

2.2. Fundamentação Teórica

As mudanças no nível do mar (eustasia) no Quaternário e seus registros podem ser encontrados nas áreas mais continentais, como também nas regiões costeiras localizados nas planícies, além de identificados em perfis estratigráficos, assim, podem ser analisados e interpretados para que possa ser feita uma reconstrução de uma determinada área.

O Litoral Brasileiro, como um todo, possui ocorrências de formações eólicas em sua extensão, mas, é no Nordeste e Norte brasileiro que são encontrados os principais modelados eólicos de grande proporção, havendo também a presença destes no litoral sul do País, sendo descritos por (MUEHE, 1998) e (GIANINI et al, 2005), classificando as diferentes formas eólicas identificadas por acumulações que podem ser de poucos centímetros e suas 17 ondulações (ripples) como no caso das Nebkhas, ou na ordem de metros no caso nas megaparabólicas.

Os depósitos eólicos do Baixo São Francisco no município de Piaçabuçu, área de estudo, apresentam características processuais comuns a ambientes de morfodinâmica eólica intensa em sua formação. Bittencourt (1983) descreveu, em esquemas, seis estágios evolutivos da costa de Sergipe e Sul de Alagoas na foz do rio São Francisco. 1 - Máximo da transgressão mais antiga, 2 -

criação de leques aluviais pleistocênicos (1ª geração de dunas), 3 - máximo da penúltima transgressão, 4 - planície costeira pleistocênica (2ª geração de dunas), 5 - máximo da última transgressão e 6 - planície costeira holocênica presente atualmente (3ª geração de dunas).

As morfologias presentes são complexas e distintas, e se formam em áreas específicas, possuindo alto aporte sedimentar, clima vinculado a energia cinética e precipitação escassa em alguns meses, ocasionando morfologias distintas. Estas são formadas através de acumulações sedimentares ligadas ao transporte pelo vento, onde seu empilhamento faz com que formem diferentes feições eólicas (FERNANDES et al, 2017). Barbosa (1997), descreve que o grande aporte sedimentar do Rio São Francisco e as correntes da deriva litorânea, formaram condições favoráveis para a formação de dunas nesta localidade.

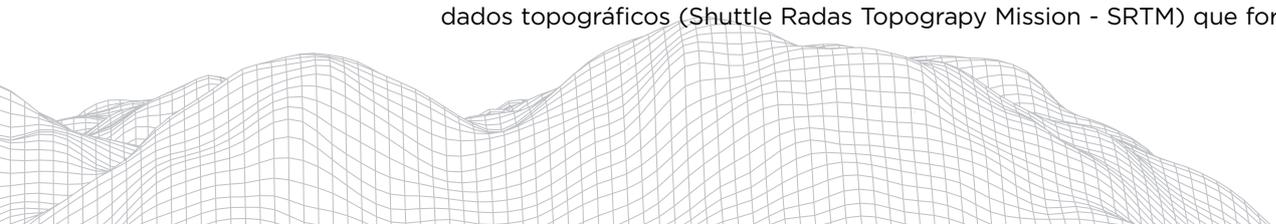
O vento e a água, como agentes de processos físicos, são os principais responsáveis pela erosão, transporte e deposição de sedimentos sobre a superfície terrestre (FERNANDEZ et al, 2017). Os modelados sedimentares eólicos do campo de Dunas e Piaçabuçu, guardam em seus pavimentos registros de passados geológicos, onde sua interpretação buscam apresentar as condições existentes neste complexo dunar ao longo do tempo, como as condições climáticas pretéritas e as oscilações do nível relativo dos mares. Tais registros constituem a busca do presente

estudo, ao se buscar entender o processo de acumulação, fixação e dissecação dos modelados eólicos estudados.

2.3. Etapas de Gabinete

A revisão bibliográfica auxiliou no entendimento no contexto teórico dos ambientes dunares e suas características, como também na determinação da metodologia que aqui foi aplicada. Os temas bases abordados foram, Geologia, Geomorfologia e Climatologia, além de suas interações com a cobertura vegetal.

Os levantamentos cartográficos auxiliaram na elaboração de mapas temáticos (geologia, geomorfologia, cartas topográficas, imagens de satélite e dados topográficos (Shuttle Radas Topography Mission - SRTM) que foram usados



em campo, como também na interpretação dos resultados em gabinete. As bases de dados de domínio público têm fornecido expressiva contribuição em estudos acadêmicos como apresentado no presente relatório, possibilitando a elaboração de resultados mesmo em um cenário de escassez de recursos financeiros e técnicos.

2.4. Análise e Procedimento de Campo

Foram realizados dois trabalhos de campo e as análises foram executadas seguindo os parâmetros padrão de coleta para as amostras do campo de dunas inativas. Para a descrição dos perfis estratigráficos e ambientes de sedimentação das dunas e coleta dos sedimentos eólicos, foram abertas trincheiras com profundidade variando entre 0 a 1,20 m. Buscou-se seguinte um procedimento de elaboração de perfis transversais nos demais pontos de coleta, para então entender os paleopavimentos neste ambiente eólico.

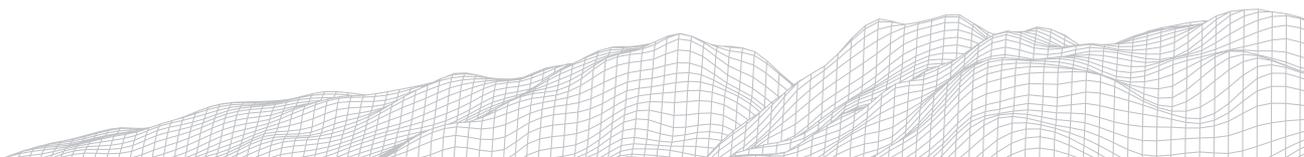
As amostras foram coletadas, embaladas e etiquetadas, sendo usadas nomenclaturas científicas de acordo com o local de obtenção do material abiótico, especializando com obtenção de pontos por GPS e suas coordenadas geográficas, levando em consideração a tipologia de duna, para posteriormente embasar os resultados de acordo com a amostra apresentada.

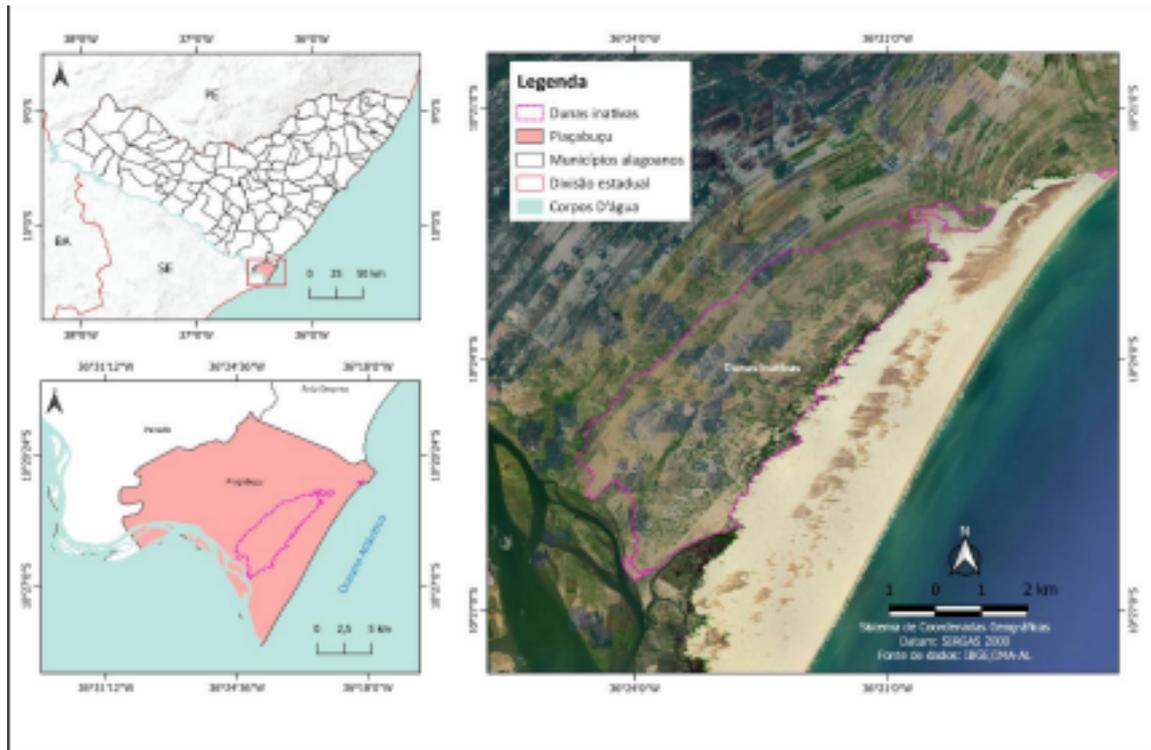
As duas últimas etapas foram o registro fotográfico do campo de dunas inativas em contexto mais amplo como também dois perfis, ajudando a interpretação em gabinete dos padrões morfoestratigráfico. O trabalho de campo também foi utilizado para a correção de dunas e não dunas, que através das imagens de satélite não foi possível a identificação, corrigindo assim, o mapeamento prévio usado em campo para a escolha dos locais de coleta.

3. Resultados e Discussões

3.1. Depósitos Eólicos e suas características

O campo de dunas está distribuído as margens da foz do rio São Francisco (Mapa 1), sendo localizado no município de Piaçabuçu, porção sul do Estado de Alagoas. Esses modelados eólicos estão localizados na unidade morfoestrutural da bacia sedimentar Sergipe/Alagoas, composta por materiais provenientes do transporte fluvial das cabeceiras de drenagem do sertão sergipano e alagoano, que desaguam no São Francisco, sendo estas, áreas fontes dos depósitos eólicos encontrados, além do retrabalhamento marinho.



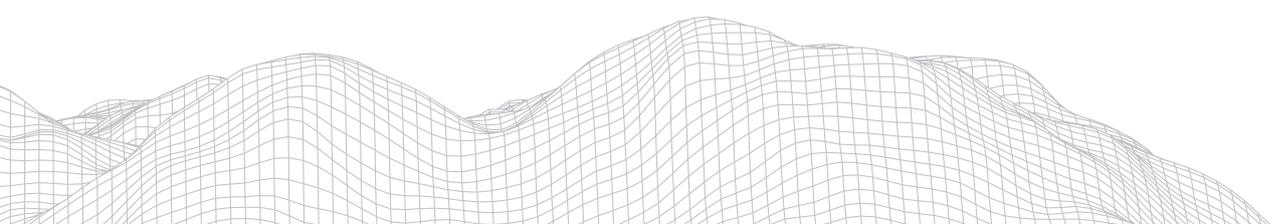


MAPA 1: Mapa de localização do campo de dunas inativas e os pontos de coleta.
Fonte: Arquivo dos autores (2021)

Esse conjunto eólico apresenta diferentes tipos morfológicos e graus de conservação de suas formas. No caso das dunas inativas os padrões encontrados são as dunas parabólicas com morfologia dissecada e parcialmente conservadas. Outros padrões encontrados são os montes residuais, não apresentando um padrão morfológico definido, além de lençóis de areia com pequenas ondulações. Os corredores de deflação apresentam maior acúmulo d'água nos períodos chuvosos na região. Esta característica faz com as dunas sejam mais dissecadas e suas cristas mais conservadas. As áreas interdunas apresentam cristas arqueadas, indicando suas antigas posições, anteriores a sua migração. Uma hipótese levantada em campo é a sua hidrografia podendo se dá exclusivamente por infiltração, com seu lençol freático aflorando na superfície, criando pequenos lagos que são mais aparentes nas porções central e norte do campo de dunas.

3.2. Ventos e Morfologia dunar

O vento, sendo um importante agente geológico e modelador da paisagem, principalmente nos estudos relacionados a depósitos eólicos, foi uma das variáveis analisada. Se tratando de transporte, o mesmo se dá por suspensão através de partículas (0,05 mm) e rolamento com grânulos maiores que (2,0 mm) Ferreira (2010). Na região, os alísios que são formados no Atlântico Sul são predominantes Ferreira (2010) à medida que adentram o continente, sua direção percorre a mesma do rio São Francisco, canalizando os ventos e massas de ar segundo Diniz (2019). Analisando as taxas de velocidade e direção do vento nos últimos 13 anos (Figura 3), foi observado que atualmente a direção dominante se dá de Nordeste-Sudoeste.



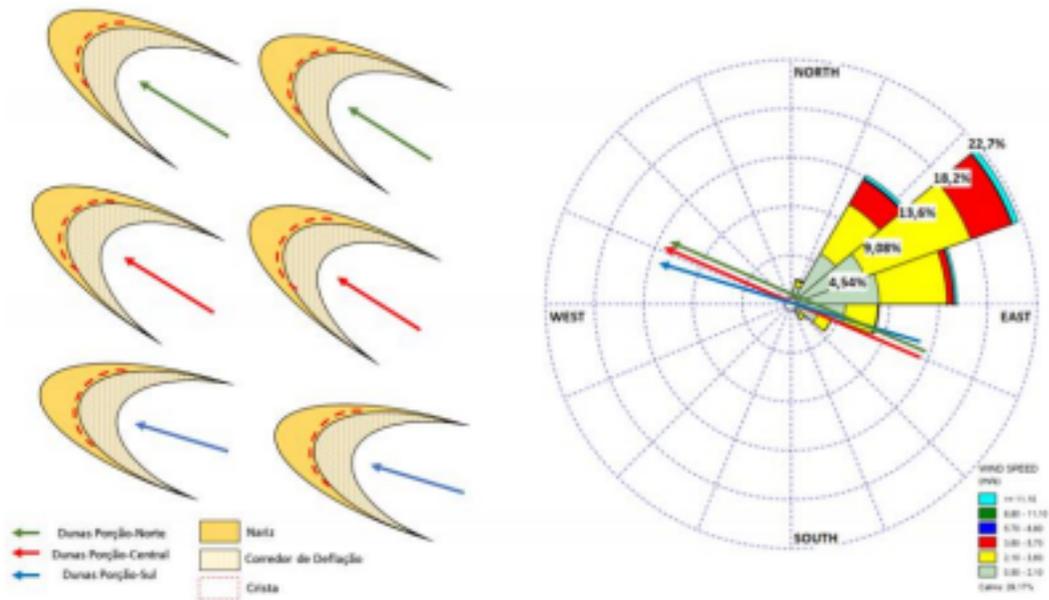


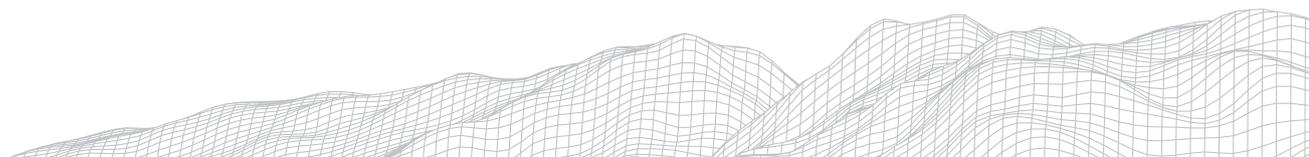
FIGURA 3: Direção do eixo axial e padrão morfológico das dunas parabólicas em relação ao padrão atual dos ventos nas proximidades (2008-2020).
Fonte: Dados do INMET, elaborado pelos autores (2020).

Foram analisados padrões morfológicos das dunas nas porções sul, central e norte do campo dunas. Identificou-se que o padrão morfológico pretérito das dunas inativas, se concentrava na direção Sudeste-Noroeste (Figura 3), evidenciando uma provável relação entre os ventos alísios que alcançam a região e a orientação do trend regional de ventos. As dunas barcanoídes ativas no campo de dunas, apresentam seu eixo axial na direção do regime atual de vento, corroborando que houve sim uma mudança de padrão. Ainda de acordo com os dados, durante esse período, cerca de 21,24% foram considerados ventos calmos, sem maior incidência no transporte eólico.

3.3. Estratigrafia

Ao total, foram coletadas 12 amostras nos diferentes padrões morfológicos existentes para as análises sedimentológicas e de morfoscopia. No contexto geral, todas as coletas das amostras foram realizadas em dunas parabólicas dissecadas. Estas se deram em seu topo, frente de migração e corredor de deflação, gerando informações completa de sua estratigrafia e estágios.

Os perfis a sul do campo de dunas apresentaram de forma homogenia, estratificação maciça e cruzada (planar), como observado no ponto C1D1024 (Figura 4), coletado em seu topo, com a presença de matéria orgânica de raízes e folhas em sua estratificação. Esse padrão estratigráfico evidencia momentos distintos nesta duna, ligado à sua migração com grãos bem selecionados, com um ângulo de 30° em concordância com a predominância do vento em seu estágio evolutivo pretérito. Essas estratificações indicam mudanças no padrão da energia cinética, atrelado a disponibilidade de água no solo e aporte sedimentar.



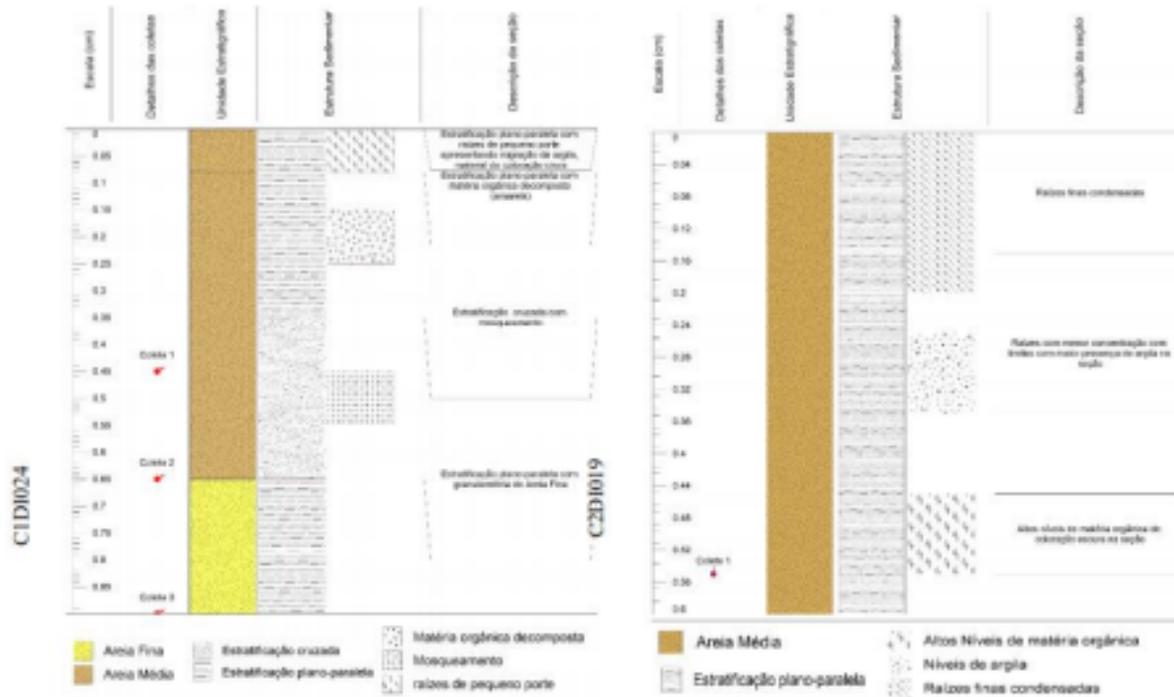


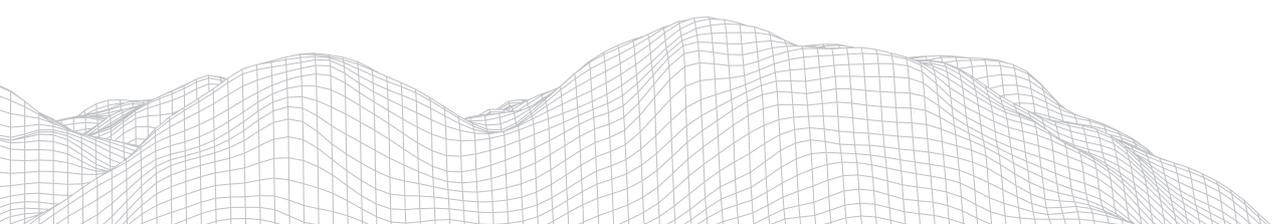
FIGURA 4: Perfis estratigráficos C1DI024 e C2DI019 das dunas inativas.

Arquivo dos autores (2021)

Neste perfil foram encontrados registros de estratificação cruzada e paralela, indicando um estágio de migração e interdunas. Entre 0 e 35 cm a presença de matéria orgânica é bastante manifesta. Entre 35 e 65 cm, foi possível observar uma areia média de cor amarelada com mosqueamento, plano cruzado e migração de argila em decorrência da presença de água, que se dá pela estabilização dessa duna, em decorrência da cobertura vegetal existente auxiliando na fixação desses edifícios dunares e a baixa declividade, favorecendo o processo pedológico.

Entre 65 e 90 cm, foi encontrado uma areia de granulometria fina com estratificação maciça. Este nível pode ser correlacionado a um estágio de migração, já que o transporte eólico se dá por suspensão dos grânulos mais finos bem selecionados na frente de migração e mais grossos em seu topo, sendo recoberto a medida que há um novo estágio de migração, em decorrência da disponibilidade sedimentar e incidência dos ventos. Com essas características pode ser classificado como um Neossolo Quartzarênico.

O perfil topográfico (Figura 5) mostra a distribuição retilínea dessas dunas a Sul da área de estudo e sua morfologia, com edifícios parcialmente conservados e outras bem mais dissecadas na paisagem.



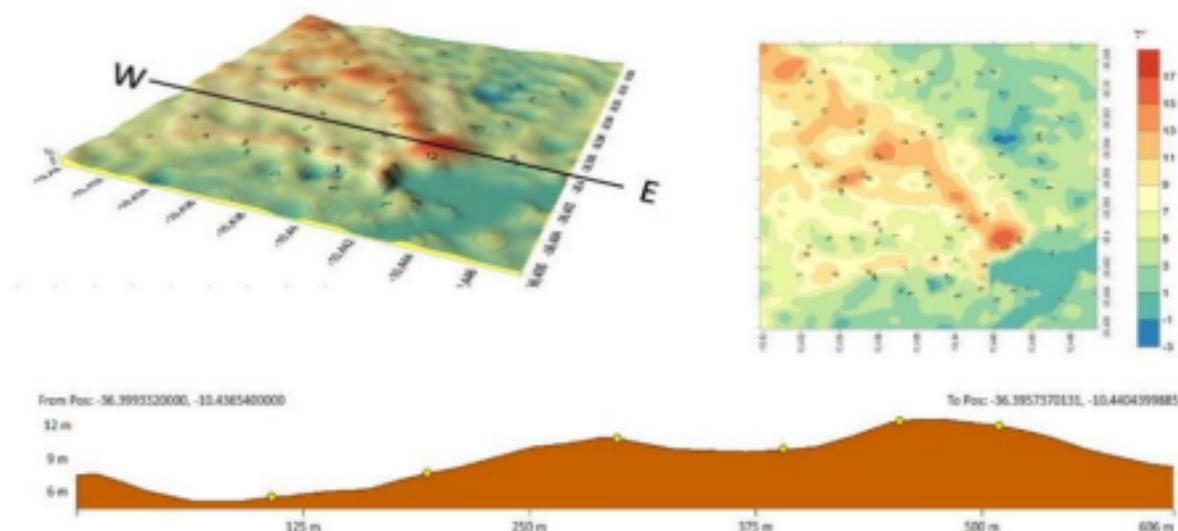


FIGURA 5: Perfil topográfico dos pontos 21 a 27.

Fonte: Elaborado pelos autores (2020), Dados obtidos pelo sensor SRTM

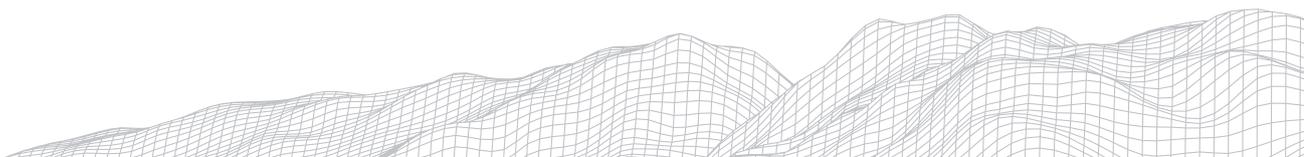
Na porção central o perfil C1DI019 (Figura 4) apresenta variados níveis de matéria orgânica decomposta nas seções estratigráficas. Em comparação com o perfil anterior, algumas características devem ser citadas, como a maior presença de pequenos lagos nos corredores de deflação dessas dunas, maior cobertura vegetal e a presença de uma paleodrenagem na direção Noroeste-Sudeste. A maior disponibilidade hídrica e o afloramento do lençol freático na superfície, faz com que haja neste perfil uma maior compactação do solo, estratificação plano-paralela e níveis de migração de argila na seção entre 0,20 e 0,40 cm do perfil.

Mesmo com sua estabilidade em decorrência de sua fixação pela cobertura vegetal, o processo de lixiviação faz com que haja alterações pedológicas agindo entre as seções, seja na ocorrência de eventos climáticos como precipitação e/ou hidrográfico por afloramento do lençol freático, representados por pequenos lagos.

4. Considerações finais

Este trabalho buscou contribuir para os estudos sedimentológicos e geomorfológicos no campo de dunas inativas de Piaçabuçu, Sul do Estado de Alagoas, buscando descrever os processos morfoestratigráfico que atuaram e atuam nesses modelados, durante o Quaternário Tardio, em decorrência de mudanças climáticas que ocorreram e ainda ocorrem na região, além de registros deixados na paisagem das flutuações do nível do mar, no Delta do São Francisco. Esses eventos possibilitaram a formação desse campo de dunas em diferentes gerações sobrepostas.

A metodologia aqui proposta foi considerada satisfatória para os objetivos propostos, onde o trabalho de forma sistemática ligadas a técnicas de geoprocessamento, fez com que fosse criado um banco de dados de informações geoespaciais detalhado desses edifícios dunares, apresentando o contexto atual em que se encontram. A realização in loco atendendo as técnicas ligadas a estudos sedimentológicos, proporcionando um detalhamento e descrição dos perfis em seus diferentes edifícios, que propuseram identificar seus estágios evolutivos.



No contexto geral, as dunas inativas encontradas são do tipo parabólicas possuindo altos níveis de dissecação dos seus modelados, principalmente nos braços e paleo frentes de migração, conservando em sua maioria seu topo. Em área específicas, há a ocorrência lençóis de areia, mas não contemplados aqui. Segundo a bibliografia, o processo de fixação dessas dunas se deu na passagem entre o Pleistoceno/Holoceno. A cobertura vegetal mais condensada com presença de gramíneas e coqueiros em sua maioria, constando também espécies não tão expressivas, sendo estes intensificados durante o Holoceno, agiram como um agente fixador atrelado as mudanças climáticas da região, auxiliando nessa fixação.

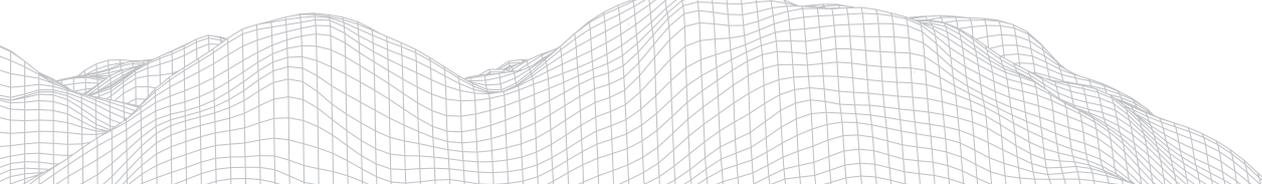
Os dados de vento quando correlacionados com as cristas das dunas inativas e ativas, demonstraram uma mudança na direção dos ventos de Sudeste-Noroeste para Nordeste-Sudoeste, modificando a morfologia desses edifícios dunares, determinado pela variação dos ventos alísios do Atlântico Sul na região, já que não há uma barreira orográfica que possa canalizar estes, redirecionando-os, como acontece em áreas a montante no curso do rio São Francisco.

Os perfis apresentaram estratificações maciça estruturadas em granulometria média, fina e muito fina (possível já que não houve as etapas de laboratórios antes já justificada) com presença de migração de argila em alguns perfis, justificada pela estabilidade em decorrência da fixação, presença do lençol freático aflorando na superfície e pequenos lagos, auxiliando no processo pedogenético através da lixiviação, principalmente os da porção central do campo de dunas, concentrados nos corredores de deflação. Há também altos níveis de bioturbação representados em sua maioria por folhas decompostas e raízes em suas seções.

Este estudo é um produto ainda inicial, mas com resultados expressivos para o entendimento da temática aqui realizada, sendo necessário a continuação das investigações, e novos trabalhos de campo, uma vez que a área é bastante grande, podendo apresentar novos resultados dos aqui descritos.

Referências

- BARBOSA, LM, DOMINGUEZ, JML. 2004. Coastal dune fields at the São Francisco river strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. **Earth surf proc and landforms**, 29(4), 443- 456.
- BARBOSA, L.M. **Campos de dunas costeiras associados à desembocadura do Rio São Francisco (SE/AL)**. 1997. 202p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1997.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e costa sul do estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.13, n. 2, p. 93-97, 1983.
- DINIZ, M. T. M. *et al*. Paisagem integradas dos municípios costeiros da foz do rio São Francisco: Brejo Grande/SE e Piaçabuçu/AL. **Revista do Departamento de Geografia**. v. 37, p. 108-122, 2019.
- FOLK, R. & WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27: 3-26. 1957.
- CARNEIRO, M. C. de S. M. *et al*. Datos Espaciales LIDAR en la caracterización Geomorfológica del campo de dunas costeras del Río de Fogo, Rio Grande do Norte. **Revista Geográfica de América Central**, v. x, n. 61, p. 315-348, jul-dez. 2018.
- DINIZ, M. T.; SANTANA, B.; LIMA, L.; FRANÇA, E.; SANTOS, F.; SOUZA, R. Paisagens Integradas dos Municípios Costeiros da Foz do Rio São Francisco: Brejo Grande/SE e Piaçabuçu/AL. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 37, p. 108-122, 4 jul. 2019.
- FERREIRA, B. **Geologia, Geomorfologia e Paleontologia da margem Pernambucana do lado de Itaparica, Nordeste do Brasil**. 2010. 190 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)- Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia



e Geociências, 2010.

FERNANDEZ, G. B. *et al.* Classificação morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, litoral do estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V. 18, n. 3, p. 595-622, jul-set.2017.

GIANNINI, P. C. F. *et al.* Dunas e Paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C. R. de. G. *et al.* Quaternário do Brasil. 1. ed. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 235- 257. 34 GIANNINI, P. C. F.; ASSINE, M. L.; BARBOSA, L. M.; BARRETO, A. M. F.; CARVALHO, A. M.; CLAUDINOSALES, V.; MAIA, L. P.; MARTINHO, C. T.; PEULVAST, J. P.; SAWAKUCHI, A. O. & TOMAZELLI, L. J. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.) Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Holos Editora. p. 235-257, 2005.

MUEHE, D. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: CUNHA, S.B. e GUERRA, A. J. T. (Eds.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 273-349, 1998.

MOURA, J. R. da. S. **Geomorfologia do Quaternário**. IN: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. ed. 5. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, 472 p.

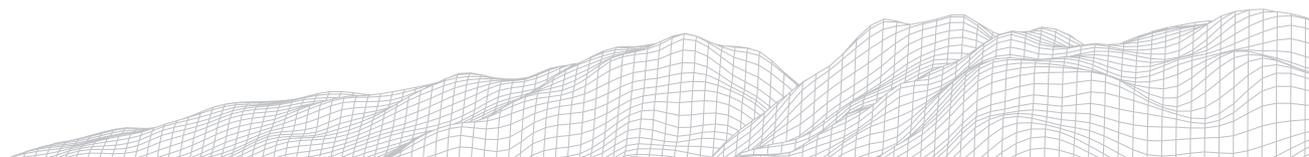
POWER, M. C. A new Roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, 23, 117-119. 1953.

SHERPARD, F. P. **Submarine Feology**. 3rd. Edition, Harper & Row, Publ., 517p.

SUGUIO, K. **Introdução a Sedimentologia**. ed. Edgard Blucher – EDUSP. 317p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 1. ed. São Paulo, Editora Oficina de Texto, 408 f. 2010.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e costa sul do estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v13, n. 2, p. 93-97, 1983.



ESTUDOS PRELIMINARES SOBRE A MORFOLOGIA DO CANAL FLUVIAL NUMA DRENAGEM INTERMITENTE NO SEMIÁRIDO CEARENSE: UM ESTUDO DE CASO NO BAIXO CURSO DO RIO PALHANO

2947

José Hamilton Ribeiro Andrade

Universidade Estadual do Ceará (UECE)

Av. Silas Munguba, 1700, Fortaleza, Ceará – 60714-903

E-mail: hamilton.andrade@uece.br

Marcos Britos Bezerra

Escola de Ensino Médio Lauro Rebouças de Oliveira (EEMLRO)

Rua Coronel José Estácio, 2576, Limoeiro do Norte, Ceará – 62930-000

E-mail: dbrytto@hotmail.com

Oscar Vicente Quinonez Fernandez

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (Unioeste)

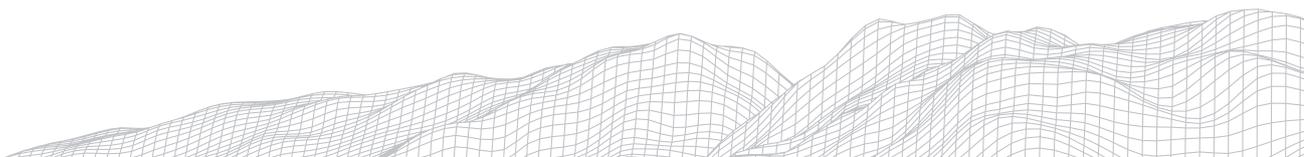
Rua Amapá, 1777, Marechal Cândido Rondon, Paraná – 85960-000

E-mail: oscar.fernandez@unioeste.br

Resumo

O trabalho descreve a morfologia do canal fluvial no rio Palhano, um curso d'água intermitente situado na região semiárida do leste cearense. O rio Palhano é afluente do rio Jaguaribe no seu baixo curso, drena 2241,6 km² e abrange os municípios de Ibicuitinga, Morada Nova, Russas, Limoeiro do Norte, Palhano, Jaguaruna, Aracati e Itaiçaba. O estudo foi realizado num percurso de 15 km do rio, no seu trecho inferior dentro dos limites do município Palhano. A descrição preliminar da morfologia do canal fluvial e da planície aluvial foi realizada com base em análise de imagens do aplicativo *Google Earth* e levantamentos de campo. Nas imagens foram discriminados e descritos os principais elementos geomorfológicos do vale fluvial, enquanto que o levantamento de campo consistiu na realização de perfis transversais e longitudinais para descrever as características físicas do canal. As observações realizadas descreveram preliminarmente os impactos da implantação de açudes e passagens molhadas sobre o canal fluvial.

Palavras-chave: Rio intermitente; Semiárido nordestino; Passagem molhada; Planície aluvial.



1.Introdução

O domínio morfoclimáticos semiárido das caatingas brasileiras é um dos três espaços semiáridos da América do Sul. Sendo esse caracterizado como um domínio de natureza de excepcionalidade, fato decorrente das suas características climáticas e hidrológicas que são completamente diferenciadas das predominantes no continente sul-americano, com maior presença de terras úmidas (AB'SABER, 2003).

A região semiárida nordestina é caracterizada pelas elevadas taxas de insolação, elevadas temperaturas e baixas amplitudes térmicas. As médias de chuvas são baixas e com alta variabilidade no tempo e no espaço. A região também é marcada pelas elevadas taxas de evapotranspiração e déficit hídrico acentuado (ZANELLA, 2014).

Portanto, é uma região com sérios problemas em relação ao escoamento dos rios, apresentando densa rede de rios temporários, com algumas exceções. Esse fato se dá pela variabilidade das precipitações (eventos hidrológicos frequentes como secas) e pela sua geologia dominante, com predomínio de rochas do embasamento cristalino, formando solos rasos que dificultando as trocas de água entre o rio e o solo adjacente (CIRILO, 2008).

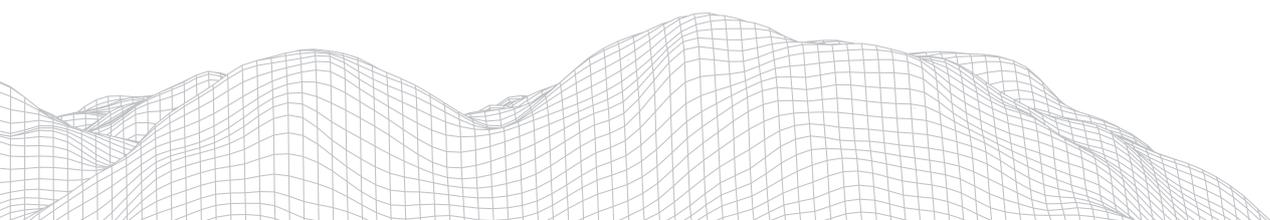
Por ser um recurso escasso, água é um dos elementos que mais causa conflitos de ordem política, econômica e cultural no semiárido nordestina. Sendo esses agravados em anos com chuvas abaixo da média, necessitando em muitos casos das intervenções governamentais para amenizar o sofrimento trazido pelas secas, fenômenos climáticos que assombra muitas famílias sertanejas ao longo da história.

A construção de reservatórios superficiais, é uma das políticas mitigadoras dos efeitos da estiagem prologada no semiárido. Os reservatórios atuam como uma garantia hídrica para o suprimento de água. O estado do Ceará foi o pioneiro na implantação da política da açudagem, tendo como marco a construção do Açude Cedro em 1884 no município de Quixadá (FEIO, 1954). Esses reservatórios ao longo do tempo foram alterando seu objetivo inicial (abastecimento humano e animal), passando a serem utilizados em outras atividades econômicas como na agricultura, aquicultura e perenização de canais, favorecendo outros usos e ao mesmo tempo aumentando sua quantidade nas bacias hidrográficas semiáridas.

Nas bacias de rios intermitentes, a disponibilidade hídrica é nula, pois a quantidade de água disponível não é permanente, nesse caso os reservatórios artificiais são os responsáveis pela regularização interanual dos deflúvios naturais, oferecendo uma reserva hídrica de garantia ao longo do ano.

Porém, esses reservatórios podem trazer mudanças nos canais fluviais, alterando assim sua dinâmica natural. Segundo Cavalcante (2012), em áreas semiáridas a dinâmica fluvial pode ser tão intensa ou maior quanto em áreas tropicais úmidas, aumentando a atenção com as mudanças nesses espaços, principalmente àquelas relacionada a construções de barramentos dos cursos d'água.

Apesar de apresentar várias funcionalidades, as barragens e/ou açudes provocam mudanças nas condições naturais de descarga líquida de alguma forma, gerando alterações que são sentidas a longo prazo, produzindo novas condições de estabilidade, que são geradas da relação entre a capacidade de fluxo e a carga de sedimentos liberada pelo reservatório, junto com a relação entre a erosividade de fluxo e erodibilidade das margens (BRANDT, 2000).

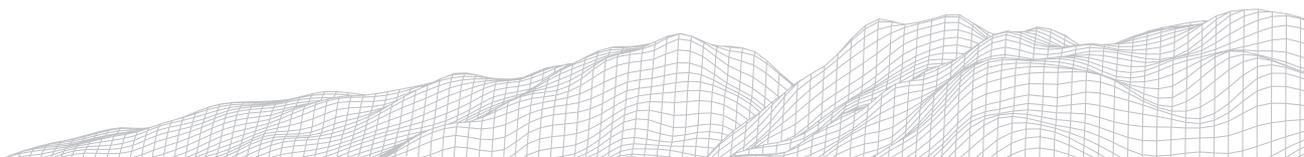


A quantidade de barragens instaladas em um rio tem significado importante nas mudanças de fluxo. O efeito de um açude pode ser pequeno comparado a de uma barragem, mas quando se tem sucessivos açudes, este pode ser até mesmo superior aos das barragens (THOMS e WALKER, 1993).

Neste contexto, destacamos a bacia hidrográfica do rio Palhano situada na porção leste do território cearense. O rio Palhano é um rio intermitente, com vários açudes de pequeno porte, com destaque do Açude Santo Antônio de Russas (também conhecido como Barracão), construído em 1927 e com capacidade de 24.103 m³. Ao longo do curso, foram construídas inúmeras passagens molhadas que funcionam como pequenos reservatórios de acumulação de água no período de estiagem. De acordo com o exposto, este trabalho objetiva realizar uma descrição preliminar das características morfológicas e hidráulicas do rio Palhano no seu curso inferior, dentro dos limites do município homônimo.

2. Área de estudo

Esse trabalho foi realizado no baixo curso do rio Palhano, especificamente, no município de Palhano, no Estado do Ceará, situado a 127 km da capital Fortaleza (Figura 1). A bacia do rio Palhano apresenta uma área de drenagem de 2241,60 km², fazendo parte da sub-bacia do baixo Jaguaribe, situada na porção leste do território cearense, na porção semiárida do Nordeste brasileiro.



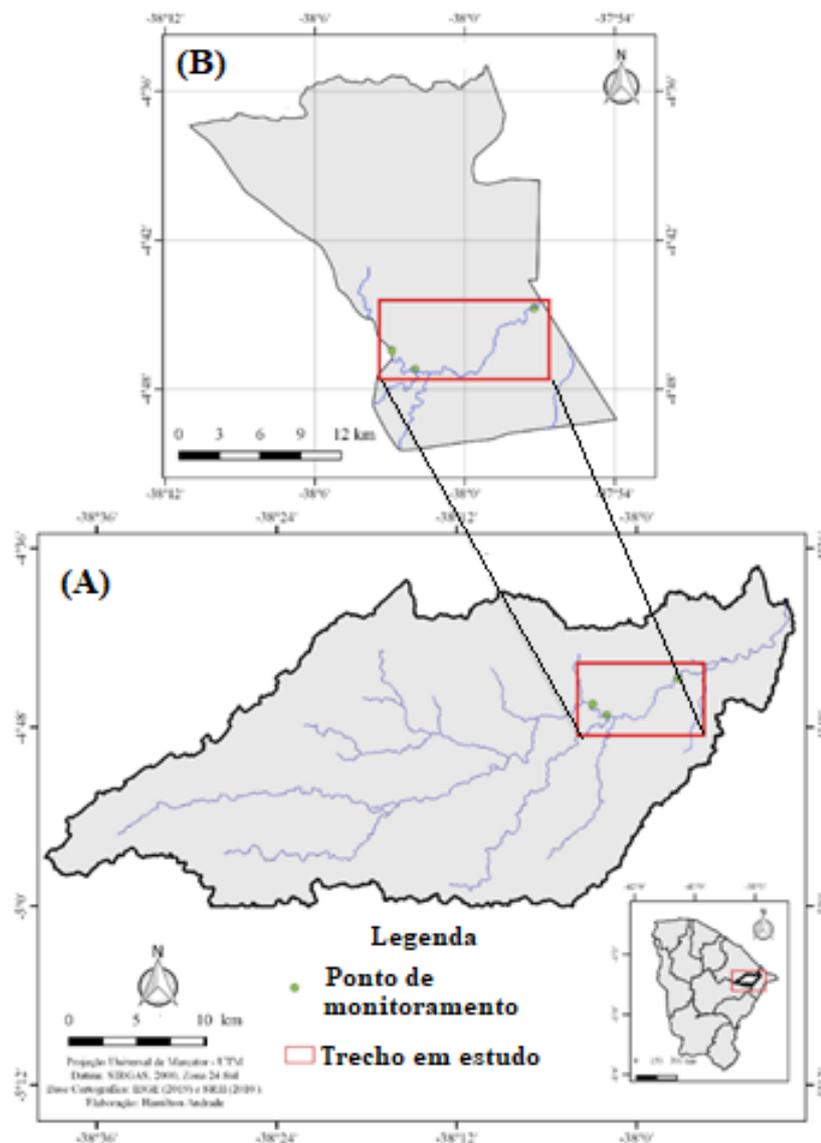


FIGURA 1: A bacia hidrográfica do rio Palhano (A) e a delimitação do trecho de estudo dentro dos limites do município de Palhano (CE) (B).

O rio Palhano é o principal afluente do rio Jaguaribe no seu baixo curso, sendo esse um rio intermitente. Esse canal fluvial apresenta uma extensão de aproximadamente 110 km, percorrendo os territórios dos municípios de Ibicuitinga, Morada Nova, Russas, Limoeiro do Norte, Palhano, Jaguaruna, Aracati e Itaiçaba.

O clima predominante da área de estudo é o Clima Semiárido Quente Brando e Semiárido Quente, propiciando temperaturas médias anuais em torno dos 26°C a 28°C. A média pluviométrica anual é de 707,3 mm, com período chuvoso abrangendo os meses de fevereiro a abril (IPECE, 2017). Em anos com precipitações acima da média como nos anos de 1974, 1984, 1985, 1989, 2004 e 2009, o rio Palhano provoca inundações em alguns bairros da cidade como Beira Rio, Oteiro, Centro, Caucaia, Conjunto São Vicente e Vila Nova, causando transtornos à população que causam ocasionalmente acidentes que levaram a morte de residentes (SANTOS, 2012).

Na área de estudo predominam rochas do embasamento cristalino, afloramento gnaisses e migmatitos diversos de idade pré-cambriana, além de sedimentos detríticos, inconsolidados, arenosos e areno-argilosos do Terciário/Quaternário, e sedimentos aluvionares de idade quaternária (Figura 2). O relevo apresenta altitudes inferiores a 200 metros em formas suaves e pouco dissecadas da Depressão Sertaneja, como resultado do aplainamento da superfície iniciada no Cenozóico. Os solos predominantes são: Neossolos Flúvicos, Neossolos Quartzarênicos, Planossolo Solódico e Argissolo Vermelho-Amarelo, sendo esses revestidos por vegetação de caatinga e mata ciliar com carnaúbas (floresta mista dicótilo-palmácea) (CPRM, 1998).

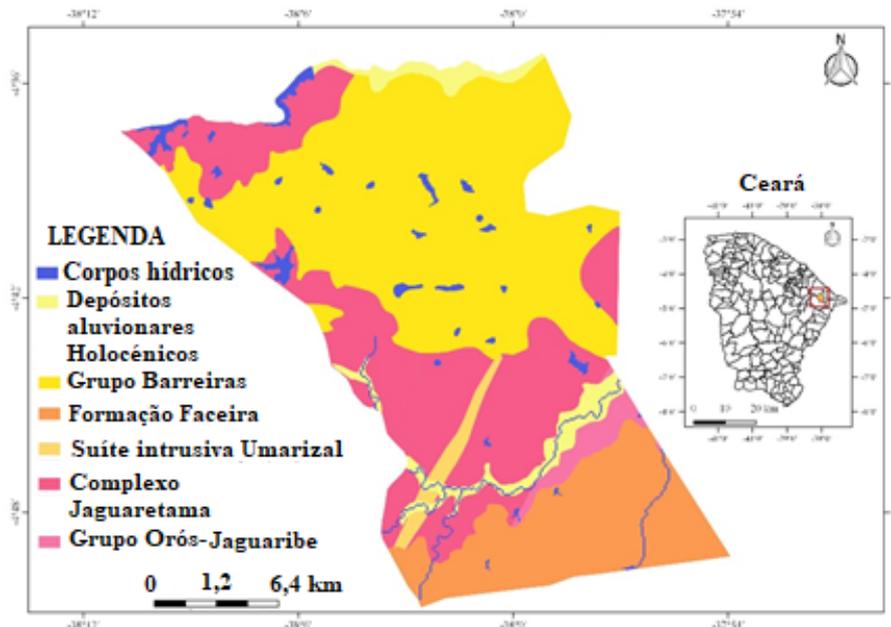


FIGURA 2: Mapa geológico do município de Palhano. Fonte: CPRM (2003).

3. Metodologia

Foram utilizadas imagens do aplicativo *Google Earth* para descrever as características em planta do canal fluvial e planície aluvial, complementado por observações de campo. Os perfis longitudinais do canal fluvial e a declividade do leito ao longo do rio Palhano foram realizados com base a cartas topográficas, escala 1/100.000.

No trecho do rio Palhano, nos limites do município homônimo, foram realizados levantamento de campo para obter as variáveis morfológicas e hidráulicas em seções transversais ao canal fluvial. As variáveis morfológicas (largura, profundidade média e área da seção) foram obtidas graficamente a partir do perfil transversal do canal levantado com auxílio do equipamento topográfico do tipo estação total (*Top Can*), mira a laser (prisma) e tripé. A superfície do barranco foi utilizada como referência na medição das variáveis morfológicas, por indicar a capacidade máxima do canal e o início do transbordamento do fluxo em direção a planície.

O perímetro molhado da seção até a superfície da margem (Perm) foi medido no gráfico do perfil transversal, efetuando:

$$\text{Perm} = L + 2 \cdot P_m \quad (\text{equação 1})$$

Onde L e P_m representam a largura e a profundidade média do canal.

O raio hidráulico foi calculado mediante:

$$R_h = A/P_m \quad (\text{equação 2})$$

A declividade do leito (S) foi obtida mediante técnicas de levantamento topográfico com auxílio do da estação total (*Top Can*), numa distância equivalente a 20 vezes a largura do canal (LEOPOLD, 1994). O coeficiente de rugosidade de Manning (n) pode ser obtido seguindo vários métodos (BAPTISTA et al., 2001). Neste trabalho, optou-se pelo método de incrementação ou método de Cowan (1956).

$$n = (N_0 + N_1 + N_2 + N_3 + N_4) \cdot N_5 \quad (\text{equação 3})$$

Onde: n_0 tipo de material da margem, n_1 grau de irregularidade do leito, n_2 variações da seção transversal, n_3 efeito de obstruções, n_4 tipo de vegetação e n_5 grau de meandramento.

A vazão correspondente a capacidade máxima do canal (Q) em cada perfil foi estimada pela equação de Manning:

$$Q = \frac{1}{n} A \cdot R_h^{0,66} \cdot S^{0,5} \quad (\text{equação 4})$$

Onde A e RH representam a área da seção transversal (m^2) e o raio hidráulico (m) respectivamente, ambos medidos até o nível da superfície do barranco, S a declividade do leito (m/m) e n o coeficiente de rugosidade de Manning.

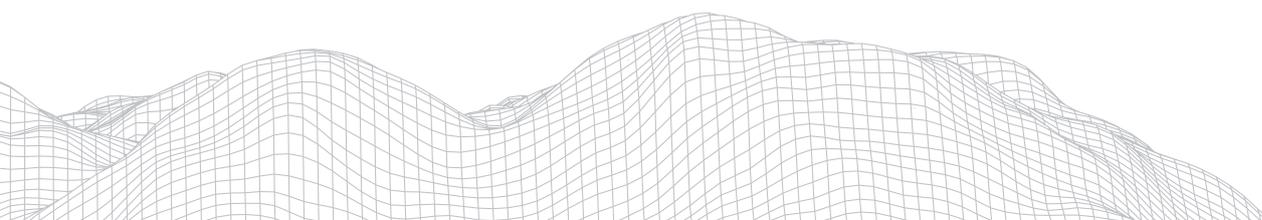
A tensão de cisalhamento (T_c) é a força que a água exerce contra o leito do canal fluvial. A tensão de cisalhamento foi calculada pela equação:

$$T_c = P_w \cdot P_m \cdot S \quad (\text{equação 5})$$

Onde: T_c = tensão de cisalhamento (N/m^2), P_w = peso específico da água ($30^\circ C$) é igual a $9771 N/m^3$, P_m = profundidade média do fluxo (m) e S = declividade do leito (m/m).

4. Resultados e Discussões

O rio Palhano nasce na serra Azul numa altitude de 140 m e desemboca no rio Jaguaribe na cota de 10 m e apresenta uma declividade média entorno de 0,003 m/m (Figura 3). No trecho em estudo, próximo ao exutório, o rio Palhano possui uma declividade média de 0,00062 m/m . Neste trecho, o rio apresenta uma ampla planície aluvial cuja largura varia de aproximadamente 500 m no setor à montante a 1000 m no setor à jusante do trecho em estudo, nos arredores da área urbana de Palhano. Esta característica da planície permite que o canal principal apresente padrão meândrico com grau de sinuosidade médio de 1,26.



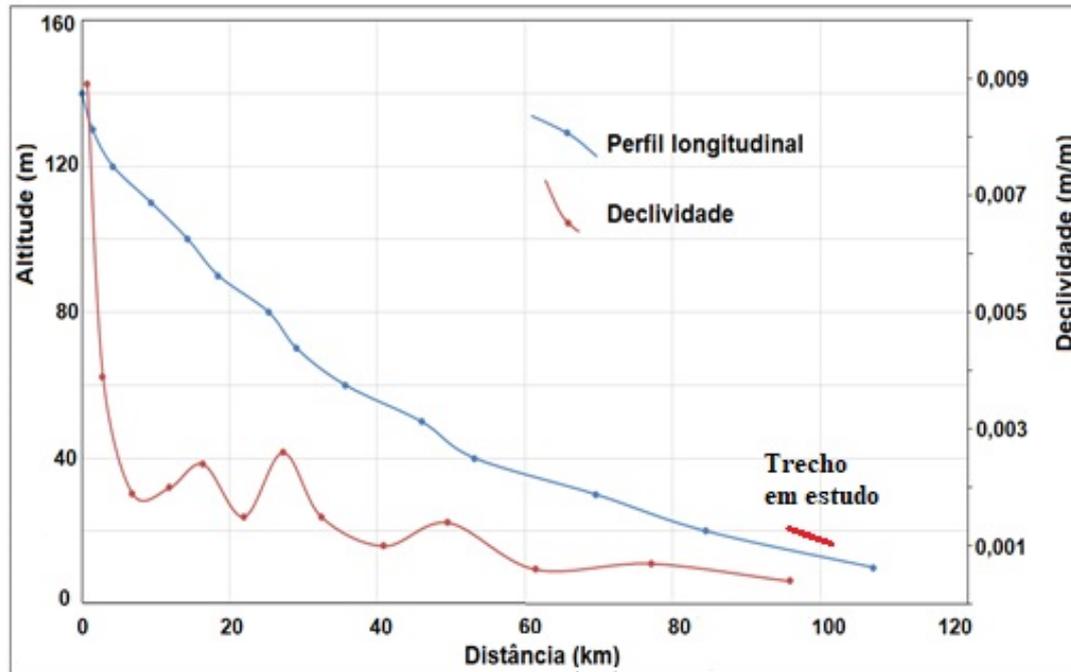
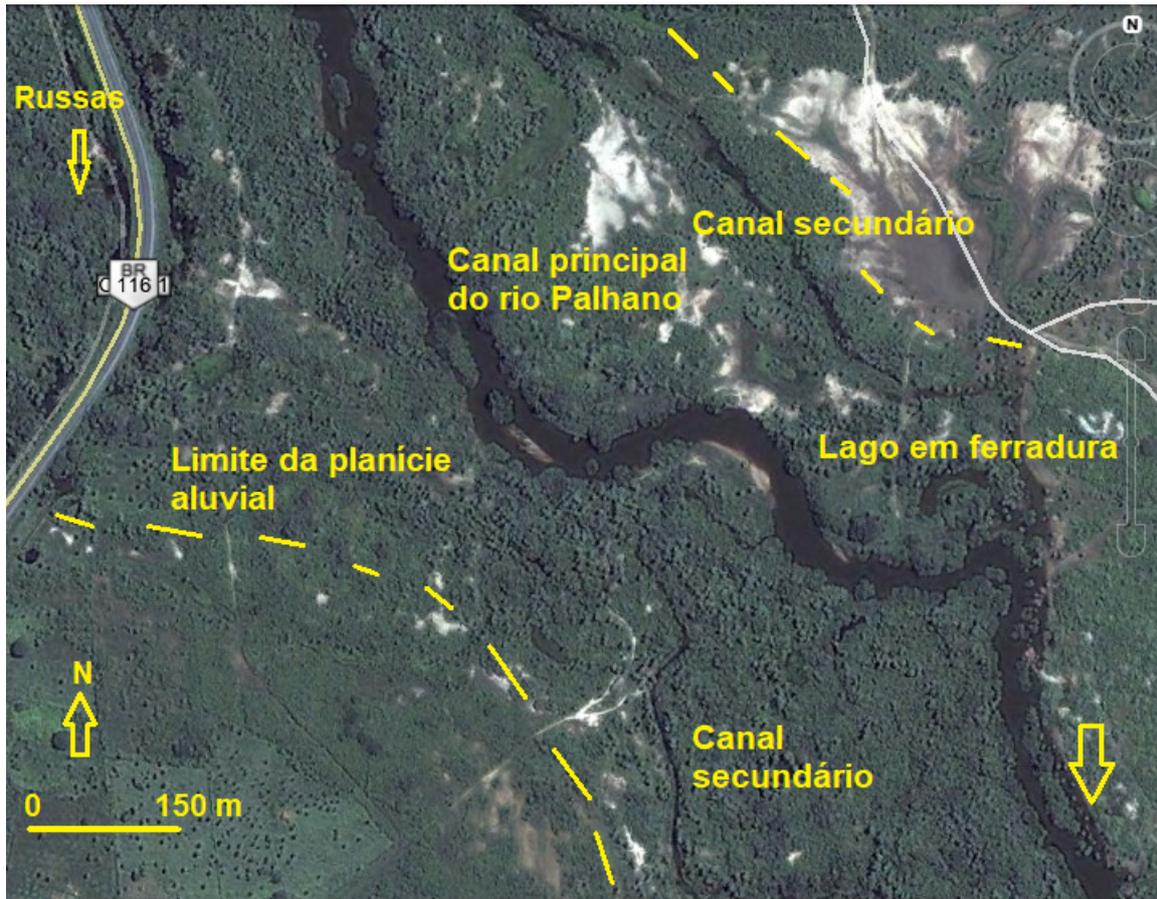


FIGURA 3: Perfil longitudinal e variação da declividade do leito ao longo do canal principal do rio Palhano. Fonte: os autores.

O fundo de vale do rio Palhano no trecho em estudo é caracterizado por uma faixa aluvial ocupada pelo canal principal, diversos canais secundários com largura variada, paleocanais e lagos em ferradura (Figura 4). Estas feições se destacam nas imagens obtidas em períodos de chuva (fevereiro a maio), época na qual as feições se encontram ativas. No resto do ano, no entanto estas feições permanecem secas e inativas (exceto à montante das passagens molhadas, Figura 5), permitindo diversos tipos de intervenções antrópicas na calha fluvial como construção de poços, currais, retirada de areia, etc. Estas modificações potencializam alterações no padrão do fluxo nos períodos chuvosos posteriores, provocando mudanças no quadro erosivo-deposicional.

Ao longo do rio Palhano, foram construídas várias passagens molhadas, que tem como finalidade acumular água na estação da chuva e servir como vias de acesso para as comunidades. No trecho ora em estudo, existem quatro passagens molhadas (Figura 6). Na figura 5 é ilustrada uma delas, a passagem Canto da Cruz, nos períodos de chuva e seca respectivamente.



2955

FIGURA 4: Elemento geomorfológicos da planície aluvial do rio Palhano no extremo montante do trecho de estudo logo a jusante do Perfil Transversal P1 (ver figura 6). Fonte: Imagens Google Earth. Data: maio de 2011.

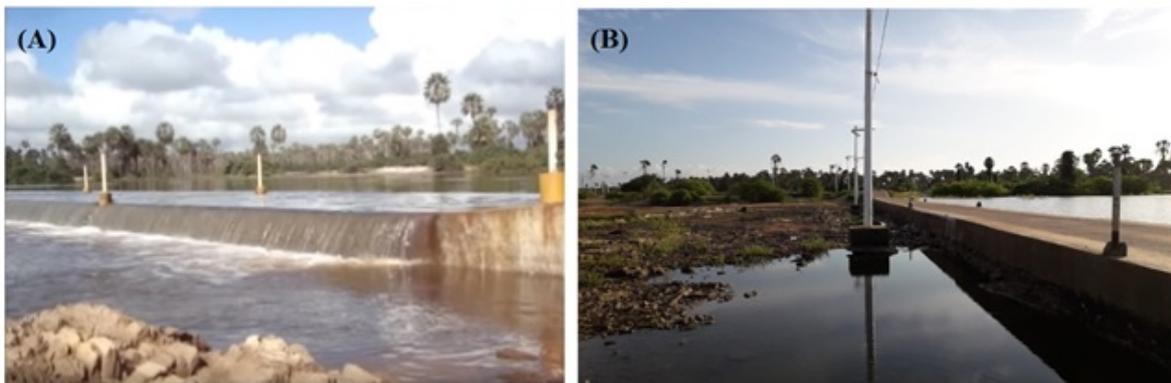


FIGURA 5: Passagem molhada do Canto de Cruz (Palhano) tanto em período de transbordamento (A) como em época de estiagem (B). Fontes: A) vídeo sobre a história do rio Palhano promovido por aluno do colégio Francisco de Moura (<https://www.youtube.com/watch?v=RvT02DqU1xg>). B) os autores.

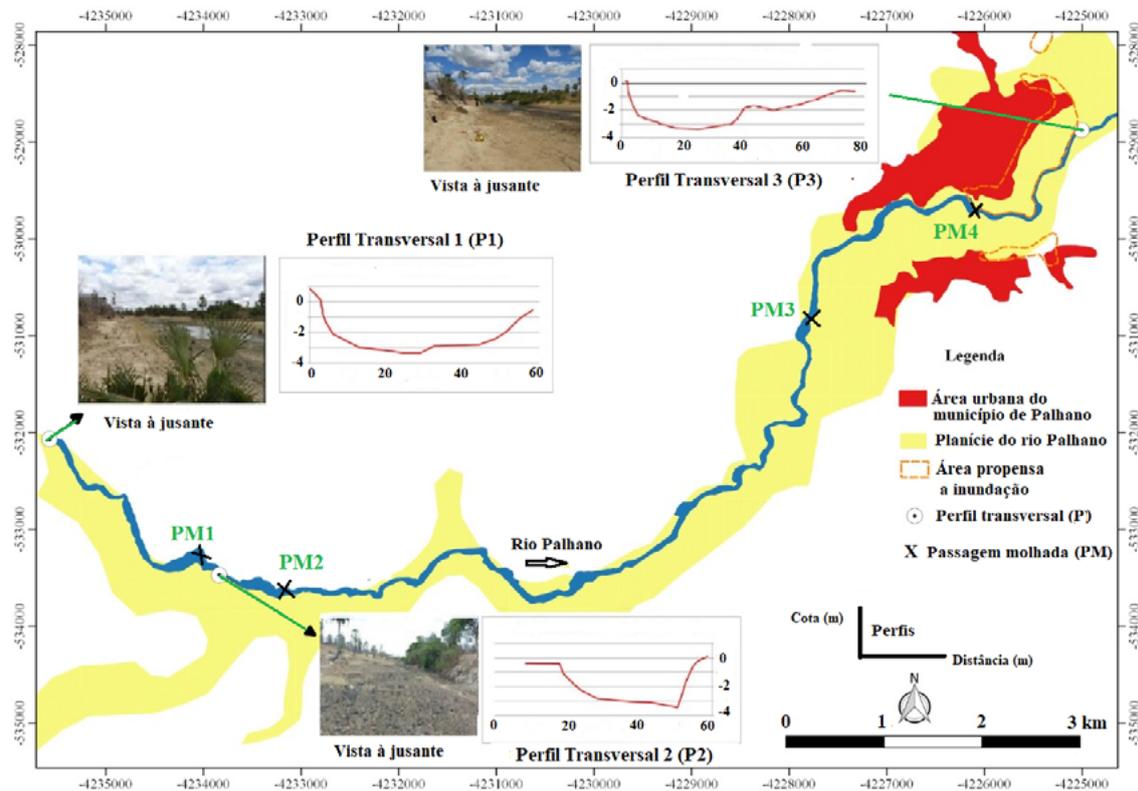


FIGURA 6: Planície aluvial do rio Palhano e localização dos perfis transversais (P1, P2 e P3) e das passagens molhadas (PM1 Almas, PM2 Curral do Meio, PM3 Salgadinho e PM4 Canto da Cruz). Fonte: os autores.

No geral, a planície aluvial do Palhano encontra-se melhor desenvolvida na margem direita e apresenta uma morfologia caracterizada por um canal largo e raso, capeado por sedimentos arenosos e nos períodos de seca exibe poças de água distribuídas irregularmente. Exemplos desta morfologia são observados nos perfis P1 e P3 da figura 6 e tabela 1. À jusante das passagens molhadas, no entanto, o canal é estreito, profundo e rochoso em razão da exposição dos ortognaisses do Complexo Jaguaratama (CPRM, 2003). O efeito do transbordamento do fluxo nas passagens molhadas sobre a morfologia do canal é evidenciado na comparação dos perfis transversais, cujas variáveis morfológicas e hidráulicas são mostradas na tabela 1. O aumento da tensão de cisalhamento do fluxo nas épocas de transbordamento sobre a passagem molhada, erode o canal e aprofunda o leito. Exemplo desta situação é o perfil P2, localizado logo à jusante da passagem molhada das Almas (PM1). A tensão de cisalhamento a jusante da passagem das Almas pode atingir 254,49 N/m² quando o nível do rio alcançar a capacidade máxima do canal. A vazão estimada para a capacidade máxima do canal permanece entorno de 200 m³/s nos trechos aluviais e pode ultrapassar 300 m³/s nos trechos com capacidade do canal ampliada pela erosão à jusante das passagens molhadas.

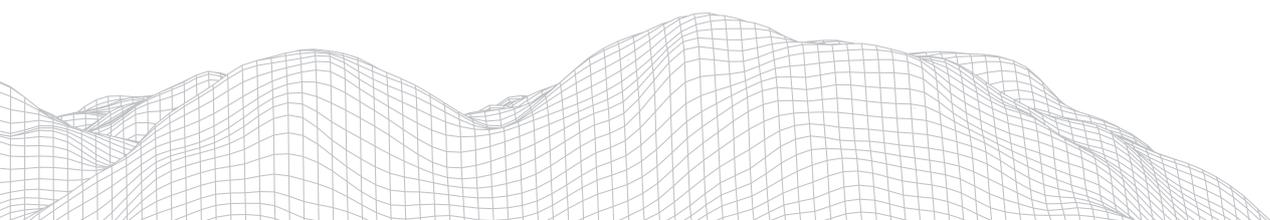
Nos períodos chuvosos com precipitações acima da média, a sede urbana de Palhano pode sofrer inundações, em razão da sangria dos açudes, principalmente o transbordamento do Santo Antônio de Russas, o maior açude da bacia. Na figura 6, são demarcadas as áreas urbanas que podem ser afetadas pela subida do nível do rio (CPRM, 2015), que inclui uma faixa da cidade em torno da passagem molhada Canto da Cruz.

Tabela 1: Características físicas do canal fluvial medidas na capacidade máxima do canal (L=largura do canal, Pm=profundidade média, A=área da seção transversal, S=declividade do leito, N=rugosidade de Manning, Perm=perímetro molhado e Rh=Raio hidráulico) e estimativa da vazão (Q) e da Tensão de cisalhamento do fluxo (Tc).

Perfis	L (m)	Pm (m)	L/P	A (m ²)	S (m/m)	N	Perm (m)	Rh	Q (m ³ /s)	Tc (N/m ²)
1	54,62	1,60	34,14	87,39	0,00091	0,031	57,82	1,51	111,93	14,23
2	36,25	4,37	8,30	158,41	0,00596	0,093	44,95	3,52	304,03	254,49
3	70,8	1,83	38,69	129,56	0,0021	0,036	74,46	1,74	238,50	37,55

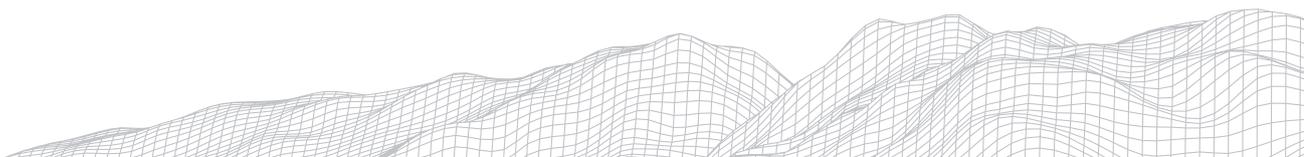
5.Considerações finais

A dinâmica erosivo-deposicional no canal e na planície aluvial do rio Palhano tem sido alterada a partir da construção de açudes e passagens molhadas ao longo do seu percurso. As alterações consistentes na diminuição dos processos erosivos e deposicionais nas calhas principal e secundário do rio assim como na planície aluvial, são provocadas pelo controle das vazões que num rio intermitente como o Palhano circulam somente no período chuvoso anual que se estende de fevereiro a abril. A retenção de água nos açudes nos anos com pluviosidade acima da média, permite a perenização parcial do rio em grande parte do seu percurso, porém com vazões baixas com limitados efeitos nos processos erosivos e deposicionais.



Referências

- AB' SABER, A.N. Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- BAPTISTA, M.B., COELHO, M.M.L.P., CIRILO, J.A. Hidráulica Aplicada. Porto Alegre. Coleção ABRH de Recursos Hídricos, 609 p., 2011.
- BRANDT, S.A. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40,375 – 401. 2000.
- CAVALCANTE, A. A. Morfodinâmica fluvial em rios semiáridos: O rio Jaguaribe a jusante da barragem do Castanhão – CE – Brasil. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.
- CIRILO, J.A. Políticas públicas de recurso hídricos para o semi-árido. *Estudos Avançados*, n. 22 (63), 61 -82, 2008.
- COWAN, W.L. Estimating hydraulic roughness coefficients: *Agricultural Engineering*, v. 37, no. 7, p. 473-475, 1956.
- CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Mapa geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000. 2003.
- CPRM (Serviço Geológico do Brasil) Ação emergencial para delimitação de áreas em alto e muito alto risco a enchentes, inundações e movimentos de massa: Palhano, CE. Relatório técnico, 8 p., 2015. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/19112>>. Acesso em março de 2020.
- CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Programa de Recenseamento de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea no Estado do Ceará: Diagnóstico do município de Palhano. Fortaleza, 1998. 14 p. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/16618>> acesso em fevereiro de 2020.
- FEIO, M. Perspectivas da Açudagem no Nordeste seco. Rio de Janeiro, *Revista Brasileira de Geografia*, ano 15, n. 2, p. 213-228. 1954.
- IPECE (Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará). Perfil Municipal 2017: Palhano. Fortaleza, 2017. 17p. Disponível em: <<https://www.ipece.ce.gov.br/perfil-municipal-2017/>> acesso em fevereiro de 2020.
- LEOPOLD, L.B. A view of the river. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts. 1994.
- SANTOS, F.P. Itaíçaba: negócios, lazer e turismo de raiz no baixo Jaguaribe. Dissertação (mestrado em Geografia) Universidade Estadual do Ceará. 143 p. 2012.
- THOMS, M.C., WALKER, K.F. Channel changes associated with two adjacent weirs on a regulated lowland alluvial river. *Regulated rivers: Res. Manage.* 8. 271-284. 1993.
- ZANELLA, M.E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. *Caderno Prudentino de Geografia*, n.36, Volume Especial, p.126 -142, 2014.



EVOLUÇÃO DA PAISAGEM FLUVIAL NO BAIXO RIO XINGU – AMAZÔNIA CENTRO-ORIENTAL

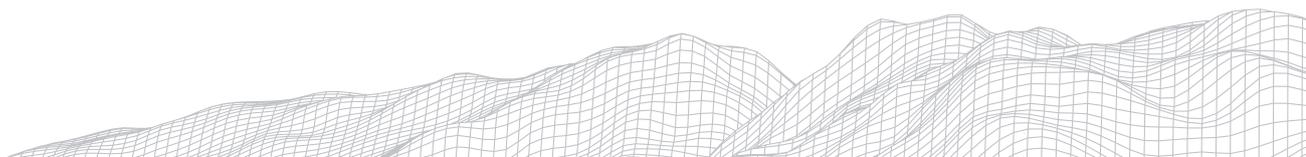
2959

Eder Mileno Silva De Paula
Universidade Federal do Pará – Faculdade de Geografia e Cartografia
R. Augusto Corrêa, 01 - Guamá, Belém - PA, CEP: 66075-110
E-mail: edermileno@ufpa.br

Resumo

É basilar para acerto do planejamento e gestão ambiental estudos sobre a evolução das paisagens, pois revelam limites e potencialidades à intervenções antrópicas. A área de estudo, o Embaubal, é paisagem fluvial do rio Xingu com importância biológica para Amazônia, e que teve sua dinâmica de funcionamento e evolução comprometida com a exploração hidroelétrica do rio Xingu. O objetivo dessa pesquisa foi analisar a evolução da paisagem fluvial no baixo rio Xingu através do entendimento sistêmico e holístico de informações coletadas, e proporcionou a construção de um modelo de evolução de paisagem fluvial amazônica.

Palavras-chave: Geomorfologia Fluvial; Hidrogeografia; Embaubal; Usina Hidroelétricas; Belo Monte



1. Introdução

O estudo da evolução das paisagens permite esclarecer a tendência de estabilidade e instabilidade do desenvolvimento evolutivo, suas mudanças cíclicas, o papel dos fatores ambientais externos e internos no seu desenvolvimento. Conhecimentos que deveriam ser entendidos como basilares para o planejamento e gestão das intervenções da sociedade no meio ambiente.

A área de estudo, conhecida localmente como Embaubal, está localizada em um dos principais afluentes do rio Amazonas, no trecho inicial da foz afogada do rio Xingu, à jusante da Usina Hidroelétrica (UHE) de Belo Monte. Passa por mudanças econômicas, sociais e ambientais (ZUANON et al., 2019; DE PAULA, 2019; DE PAULA et al., 2016) também observado por Fearnside (2015) em outras áreas da amazônia que receberam usinas hidrelétricas.

O Embaubal foi considerado área de prioridade extremamente alta para conservação pelo Ministério do Meio Ambiente (BRASIL, 2007), em virtude da sua importância biológica para Amazônia. Já foi o principal local de escolha das *Podocnemis expansa* (Tartaruga-da-Amazônia) para desova. Em 2016, visando a preservação dessa espécie, foram criadas pelo Governo do Estado do Pará duas Unidades de Conservação (UC), a Reserva de Desenvolvimento Sustentável (RDS) Vitória de Souzel e o Refúgio de Vida Silvestre (RVS) Tabuleiro do Embaubal. Essa pesquisa, além de contribuir com o desenvolvimento conceitual e metodológico da análise das paisagens fluviais amazônicas, contribuirá com os planos de manejo das UC do Embaubal que ainda serão construídos.

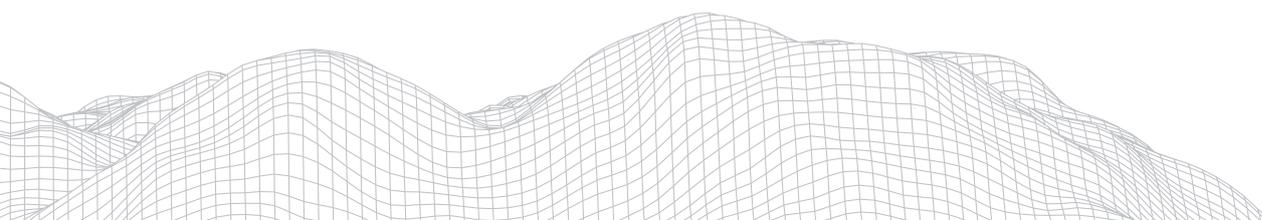
O objetivo principal da pesquisa foi analisar a evolução da paisagem fluvial no baixo rio Xingu, especificamente o trecho fluvial entre a sede municipal de Senador José Porfírio e Vitoria do Xingu, no Pará. As análises foram realizadas através do entendimento sistêmico e holístico de informações coletada em atividades de campo, pesquisas bibliográficas e de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento.

Realizou-se o mapeamento das unidades de paisagem fluvial do Embaubal para os anos de 1984, 1999 e 2016, quantificou-se a área de cada classe de paisagem, identificou-se a localização das mudanças e do processo evolutivo, e apresentou-se um modelo de evolução da paisagem fluvial.

2. Metodologia

A evolução da paisagem caracteriza-se pela mudança cotidiana que acontece em intervalos de tempo recorrentes, e que não modificam ou não transformam o sistema através do processo de autorregulação (CHRISTOFOLETTI, 1979; RODRIGUEZ; SILVA; CAVALCANTI, 2013), esclarecendo as leis e regularidades do desenvolvimento do território.

Há três grandes categorias de procedimento na análise evolutiva: a análise paleogeográfica, a análise estrutural e a análise espaço-temporal das paisagens (ISACHENKO, 1991; RODRIGUEZ; SILVA; CAVALCANTI, 2013). A análise paleogeográfica busca interpretar a história das propriedades principais da estrutura contemporânea das paisagens, determinar os fatores principais e as direções da evolução. Na análise estrutural das paisagens, busca-se esclarecer a idade e as condições de formação dos elementos que compõem a estrutura paisagística. Na análise espaço-temporal determinam-se os estados dinâmicos e evolutivos da paisagem. Nessa pesquisa, a análise dos estados dinâmicos evolutivos da paisagem é prioridade, uma vez que se entende como essencial para projeção de cenários da paisagem.



Tendo a paisagem como o geossistema (SOTCHAVA, 1978), esse tem sua dinâmica evolutiva em meio a uma mesma estrutura, que não é conduzida a uma transformação qualitativa (BEROUTCHATCHVILI, 1983; RODRIGUEZ; SILVA; CAVALCANTI, 2013), ou seja, continua o mesmo geossistema. A evolução do geossistema está relacionada ao desenvolvimento da imagem, do reflexo fisiológico e de sua estrutura.

As unidades de paisagens foram identificadas e caracterizadas em De Paula et al. (2016), De Paula e Silva (2019) e De Paula (2019) por análises sistêmica e holística das inter-relações dos componentes da paisagem (clima, recursos hídricos, geomorfologia, geologia, solos, cobertura vegetal e usos da terra) e das funções e os fluxos energia, matéria e informação. Esses estudos, as datações pela metodologia *Optically Stimulated Luminescence* realizadas em Souza (2015), os mapeamentos da paisagem para os anos de 1984, 1999 e 2016, e as campanhas de campo, subsidiaram a compreensão da evolução da paisagem fluvial no baixo Xingu.

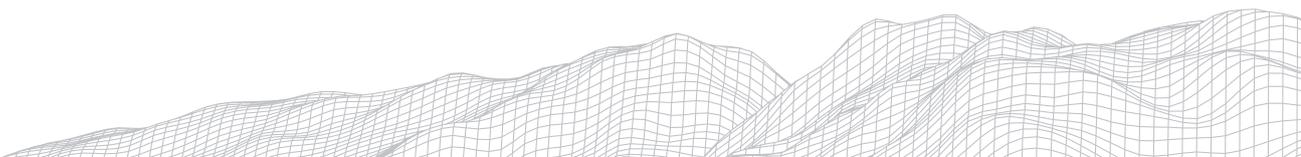
As seis campanhas de campo foram realizadas entre os anos de 2011 e 2019, em períodos de “cheia” (dezembro a maio) e de “vazante” (junho a novembro) do rio Xingu. Essa atividades permitiram o diálogo com a população ribeirinha que vive no Embaubal e os ajustes nos mapeamentos. Os mapeamento foram realizados para os anos de de 1984, 1999 e 2016, de acordo com a metodologia desenvolvida em De Paula e Silva (2019), acrescentando-se aos mapas de paisagem as classes ‘Leito Profundo do Rio’, ‘Antepraias e Dunas Submersas’.

Com auxílio do Semi-Automatic Classification Plugin (SCP) (CONGEDO, 2017) calculou-se a mudança na paisagem para os anos citados, dois a dois, gerando informações de localização e da quantidade de área modificada ou não.

3. Resultados e discussão

Como descrito em De Paula (2019, p. 2262), as “paisagens de gênese fluvial têm o funcionamento geossistêmico em primeiro nível dependente da quantidade de energia (...) e matéria (...) que o fluxo fluvial erode, transporta e deposita.” A energia e a matéria do fluxo fluvial dita o ritmo e a forma da evolução paisagística, entretanto as intervenções antrópicas a cada dia mais interferem significativamente nesse fluxo.

- O Embaubal encontra-se no Domínio ‘Bacia Sedimentar Amazônica’, Província ‘Planície e Planaltos da Amazônia Oriental’, Distrito ‘Planície Fluviais da Amazônia Centro-Oriental’ e Região ‘Planície Fluvial do Rio Xingu’ (DE PAULA et al., 2016), e, considerando o nível mínimo normal da água do rio Xingu, De Paula e Silva (2019) delimitaram 5 unidades da paisagem, a saber:
- Praias Fluviais - Constituem 7,7 km² (2%) dos 431,2km² calculados para a área de estudo, e somente entre setembro e dezembro, meses com as menores cotas fluviométricas, são percebíveis na paisagem. Compostas por depósitos aluvionares inconsolidados, que forma Neossolos Flúvicos com incipiente cobertura vegetal do tipo ‘Vegetação Pioneira Herbácea de Influência Fluvial’. São utilizadas esporadicamente para pastoreio de bovinos, e como anteparo para estruturas temporárias de lazer e de caça e pesca.
- Ilhas Desagregadas - Possuem 62,7 km² (15%) do Embaubal, recobertas por Floresta Ombrófila Aluvial, que recobrem os Gleissolos Hápicos associados a Neossolos Flúvicos formados sobre depósitos aluvionares semiconsolidados. Tem como principal uso o extrativismo vegetal do látex de seringueiras (*Hevea sp.*).



- Ilhas Agregadas - Ocupam 105,4 km² (24%) do Embaubal. São três ilhas que se diferenciam das ilhas desagregadas por serem mais antigas, apresentando idades superiores a 1000 anos (SOUZA, 2015), e presença de lagoas intermitentes alongados que indicam aglutinação de ilhas. Possuem áreas com Vegetação Pioneira Herbácea-Arbustiva, e a criação de bubalinos e bovinos associados a criação de suínos, aves e lavouras por famílias de agricultores tradicionais.
- Planície de Inundação da Margem Direita - Com 6,1 km² (1%) da área de estudo, é margem Leste do canal fluvial, até o contato com a região geocológica Baixos Platôs Transamazônica e Xingu. Possui vegetação dos tipos Floresta Ombrófila Aluvial e Vegetação Pioneira Herbácea-Arbustiva, que recobrem Gleissolos Háplicos formados sobre Depósitos Aluvionares Semi-consolidados.
- Planície de Inundação da Margem Direita - Além da localização, a Oeste do Embaubal, a Margem Direita se diferencia estruturalmente da Margem Esquerda por ser menos fragmentada e mais larga, ocupando 34,3 km² (8%) da área de estudo.

O Leito Profundo Do Rio, Antepraias e Dunas Submersas, delimitado nessa pesquisa, correspondem a classe Água no mapa de De Paula e Silva (2019) e ocupam 215km² (50%) da área em estudo.

A análise das datações realizadas por Souza (2015), as paleoformas, as novas feições encontradas nos trabalhos de campo e nos mapeamentos (Figura 1), indicam que o trecho inicial da foz do rio Xingu no Pleistoceno era mais estreito do que o atual, limitado-se a área ocupada pela ilha do Fé em Deus. Com os processos de consolidação, ampliação de área e agregação das ilhas fluviais, houve a deriva do canal principal para Oeste e posterior surgimento das ilhas com idades inferiores a 1000 anos, assim, pode-se inferir que as unidades de paisagens mais antigas são as ilhas agregadas e a planície de inundação margem direita, e a mais recente, as praias fluviais.

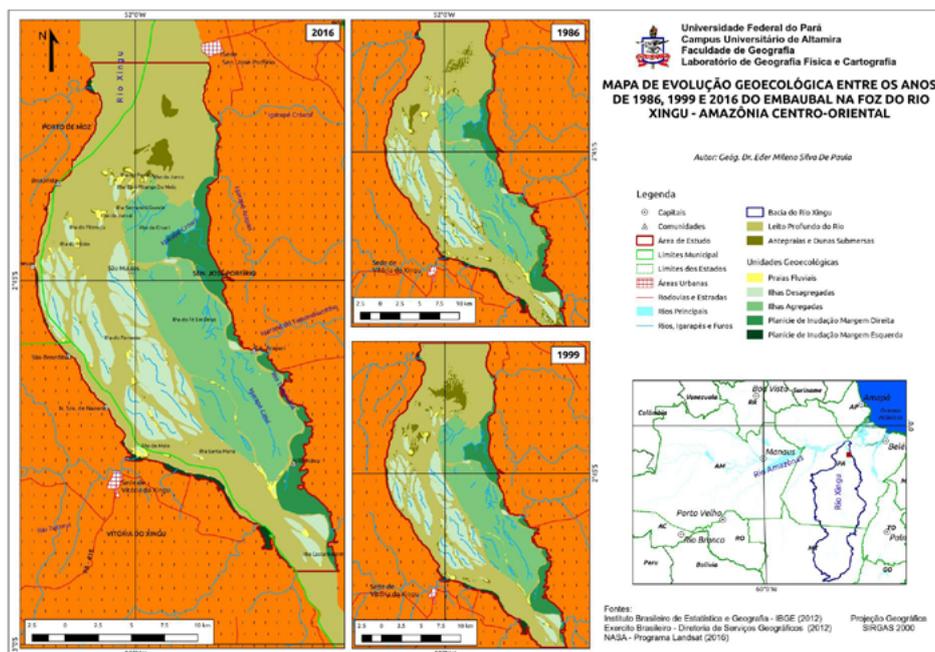


FIGURA 1: Evolução Geocológica nos Anos de 1986, 1999 e 2016 do Embaubal, Baixo Rio Xingu.
Fonte: Arquivo dos autores.

As ilhas tendem a se unir no seu processo evolutivo, fato percebido através das paleoformas na paisagem. As ilhas agregadas já foram semelhantes ao conjunto de ilhas desagregadas, possuem canais abandonados de contato restrito com as águas do rio nos períodos de vazante, que os tornam ambientes semelhantes a lagos, e ainda possuem canais, chamados localmente de igarapés, com fluxo d'água restrito, tendo pelo menos um acesso permanente durante o ano.

Cada unidade de paisagem do Embaubal possui dinâmica evolutiva inter-relacionada e distinta, como pode ser observado na avaliação da figura 1 e nos dados da tabela 1.

TABELA 1

Mudanças em Área (ha) e Porcentual para os anos de 1986, 1999 e 2016 do Embaubal, Foz do Rio Xingu. (Classes: 1 - Leito Profundo do Rio; 2 - Antepraias e Dunas Submersas; 3 - Praias Fluviais; 4 - Ilhas Desagregadas; 5 - Ilhas Agregadas; 6 - Planície de Inundação Margem Direita; e 7 - Planície de Inundação Margem Esquerda).

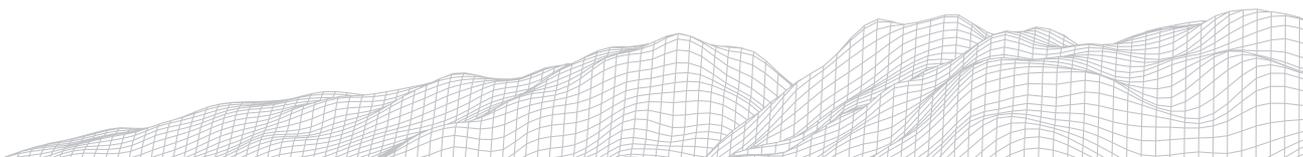
Ano	Classes	1999							Área Total (ha) Modificada	Área Total (%) Modificada
		1	2	3	4	5	6	7		
1986	1	17756,3	1191,1	67,6	21,4	16,5	9,0	1,1	1307,6	6,9
	2	1114,7	712,5	134,1	77,1	36,9	17,6	7,3	1389,6	66,1
	3	51,9	166,3	372,0	98,6	39,3	5,9	12,1	377,1	50,3
	4	48,3	52,2	11,6	6295,8	0,3	0,2	0,0	116,6	1,8
	5	17,6	11,4	3,9	0,0	10556,9	4,5	0,0	42,4	0,4
	6	10,3	11,0	9,3	0,0	4,3	3371,0	0,0	40,8	1,2
	7	0,3	5,4	21,2	0,0	0,0	0,0	775,7	33,9	4,2
		2016								
1999	1	18359,0	302,4	198,5	96,6	25,1	17,8	0,0	640,3	3,4
	2	1560,3	330,3	142,1	81,7	16,9	18,5	0,0	1819,6	84,6
	3	187,7	59,4	276,5	59,0	14,1	22,8	0,1	343,2	55,4
	4	403,6	19,6	42,8	6026,8	0,1	0,0	0,0	466,1	7,2
	5	154,2	12,3	14,0	2,1	10462,1	9,5	0,0	192,2	1,8
	6	25,0	0,6	1,0	4,9	18,9	3357,8	0,0	50,4	1,5
	7	76,0	12,2	94,4	0,0	0,0	0,0	613,5	182,6	22,9
		2016								
1986	1	18188,5	518,0	223,5	89,2	23,0	20,9	0,0	874,4	4,6
	2	1706,7	114,8	142,1	83,2	29,1	24,4	0,0	1985,4	94,5
	3	282,0	64,6	255,8	105,9	24,3	13,5	0,0	490,3	65,7
	4	370,0	16,0	35,3	5986,9	0,2	0,0	0,0	421,5	6,6
	5	122,0	9,5	9,3	2,0	10442,9	8,7	0,0	151,5	1,4
	6	23,8	0,4	1,1	3,9	17,8	3359,0	0,0	46,9	1,4
	7	73,0	13,7	102,3	0,0	0,0	0,0	613,6	189,0	23,5

Tabela 1 - Mudanças em Área (ha) e Porcentual para os anos de 1986, 1999 e 2016 do Embaubal, Foz do Rio Xingu. (Classes: 1 - Leito Profundo do Rio; 2 - Antepraias e Dunas Submersas; 3 - Praias Fluviais; 4 - Ilhas Desagregadas; 5 - Ilhas Agregadas; 6 - Planície de Inundação Margem Direita; e 7 - Planície de Inundação Margem Esquerda.)

Fonte: Arquivo dos autores.

Planície de Inundação Margem Direita e Ilhas Agregadas estão no último estágio da evolução do Embaubal, e são as classes menos modificadas, tanto percentualmente em números absolutos. A ampliação de área dessas unidades está condicionada, sobretudo, a agregação de ilhas. O assoreamento do igarapé Croari (Nordeste do Embaubal), que somente torna-se navegável no período de cotas fluviométricas máximas, poderá ligar permanente a ilha Croari à Planície de Inundação Margem Direita, tendo, por consequência, ampliação de área dessa planície.

Em decorrência da dinâmica fluvial do baixo rio Xingu, a Planície de Inundação Margem Esquerda figura como terceira classe mais modificada, reflexo das intervenções humanas e da erosão lateral, que transformam essa unidade geralmente em Praias Fluviais, seguido de Leito Profundo do Rio ou de Antepraias e Dunas Submersas.



As Praias Fluviais tornam-se planícies de inundação, ilhas desagregadas, ou parte das ilhas agregadas em decorrência do processo de fixação que ocorre inicialmente pela ocupação de gramíneas e herbáceas nos períodos de vazantes, seguidas por plantas aquáticas flutuantes, vegetação pioneira arbustiva e arbóreas de influência fluvial, até tornarem-se Florestas Ombrófilas Aluviais. As praias fluviais, antepraias e dunas submersas são mais susceptíveis de serem erodidas, quando comparadas a outras unidades da paisagem que possuem cobertura vegetal.

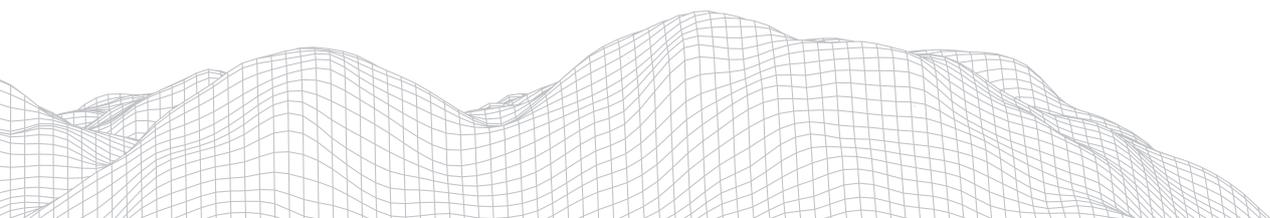
O surgimento de Praias Fluviais e, em seguida, de Ilhas Desagregadas está condicionado ao crescimento das antepraias e dunas submersas em altura (verticalmente) e em área (horizontalmente). As antepraias e dunas submersas são depósitos aluvionares de fundo de leito, não emersas com a mudança sazonal das cotas fluviométricas do rio, e estão altimetricamente mais elevadas do que Leito Profundo do Rio.

As dunas submersas e antepraias, não emergem com a mudança sazonal das cotas fluviométricas do rio, possuem estreita ligação com a evolução da paisagem fluvial, podem ser o início das praias e ilhas fluviais, quando da sua ampliação vertical. As antepraias são bordas e base da paisagem fluvial, sendo que a sua remoção implica no desmoronamento do seu entorno superior e imediato, e, sua manutenção, contribui para conservação e evolução da paisagem fluvial.

Na Figura 2 apresenta-se esquema teórico de evolução das ilhas do Embaubal, do surgimento das dunas submersas em 'A' até a agregação de ilhas em 'F'. A formação de uma nova ilha depende da formação e ampliação vertical de dunas submersas, além da dispersão da flora promovida com o transporte de sementes e plantas pelas águas do rio e pela fauna aquática e aérea.

O aumento vertical das dunas submersas promovem a emergência das cristas, que tornam-se Praias Fluviais, onde se inicia o processo de formação de solos e composição vegetal. O redirecionamento de fluxos dos canais entre as ilhas provoca deposição de sedimentos, assoreando os canais e bloqueando a entrada de água em momentos de vazões mínimas do rio Xingu, e em alguns casos também há bloqueio do trecho final desses pequenos canais, transformando o canal em um lago intermitente.

Praias fluviais, antepraias e dunas submersas são as unidades mais susceptíveis à modificações. As antepraias e dunas submersas tornam-se principalmente Leito Profundo do Rio ou Praias Fluviais, e as Praias Fluviais tornam-se Leito Profundo do Rio, Antepraias e Dunas Submersas ou Ilhas Desagregadas.



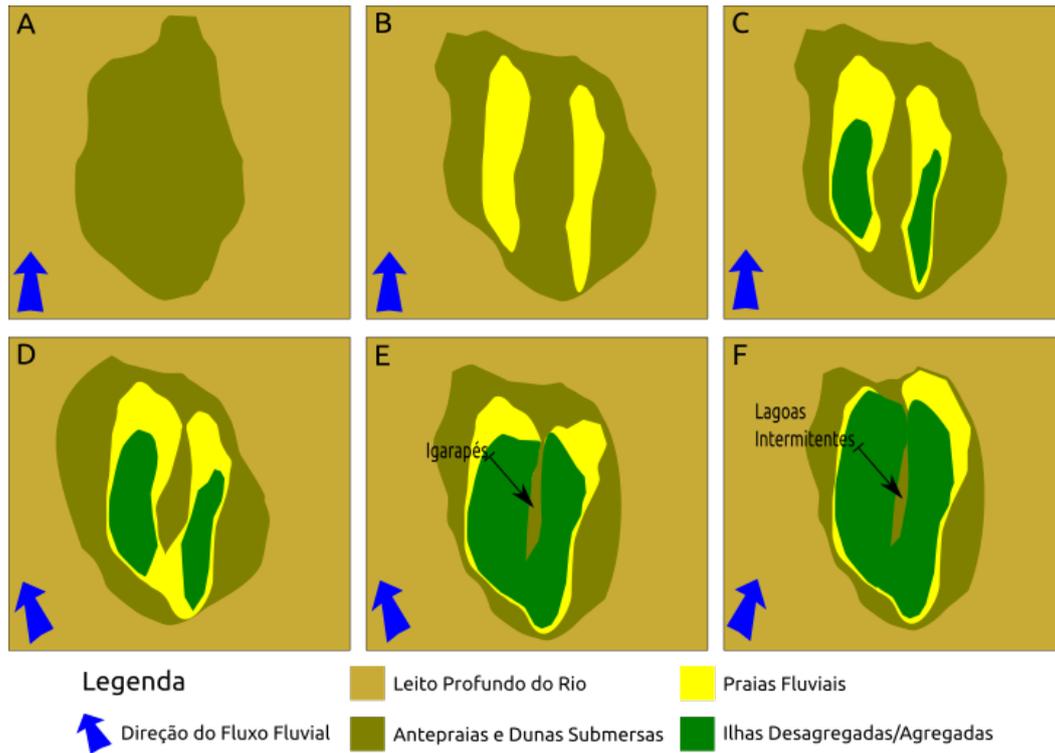


FIGURA 2: Esquema Teórico da Evolução das Unidades de Paisagem do Embaubal - Foz do Rio Xingu.

Fonte: Arquivo dos autores.

Na Figura 4 observa-se que as áreas de borda na paisagem são as mais afetadas por modificações no Embaubal nos anos de 1986, 1999 e 2016.

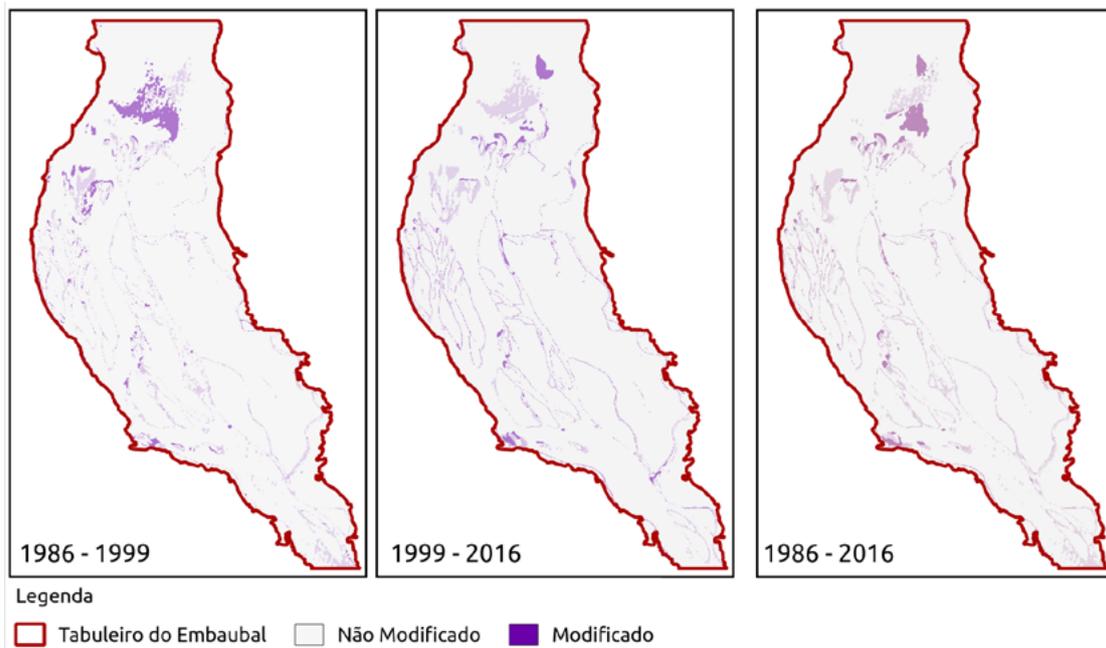
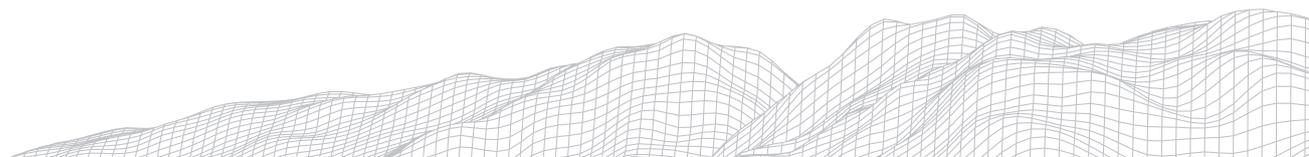


FIGURA 3: Localização das Mudanças nos Anos de 1986, 1999 e 2016 do Embaubal, Foz do Rio Xingu.

Fonte: Arquivo dos autores.



A Usina Hidroelétrica de Belo Monte iniciou sua operação em 2016, e mudou o funcionamento geocológico do rio Xingu devido à magnitude da intervenção do corredor fluvial (DE PAULA, 2019). Foram construídos dois barramentos, Pimental e Belo Monte, que proporcionam respostas diferentes dos fluxos de água e sedimento a jusante (DE PAULA, 2019). A água que passa por esses barramentos deixa de transportar de 90 a 99% dos sedimentos (GRIMSHAW; LEWIN, 1980; WILLIAMS; WOLMAN, 1984; CUNHA, 2008) e mesmo com vazão semelhante a natural, desencadeia processos de erosão horizontais e verticais da calha fluvial para restabelecer o equilíbrio da capacidade de transporte desse trecho do rio. De acordo com Cunha (2008), essa erosão avança alguns quilômetros por ano, assim o predomínio de processo deposicional no Embaubal deve ser revertido para predomínio de processos erosivos que comprometerão o seu processo evolutivo.

4. Conclusões

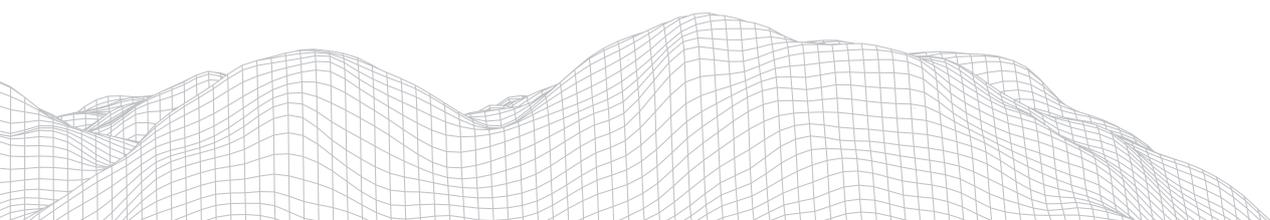
O conhecimento da evolução da paisagem fluvial construído nessa pesquisa pode fomentar o planejamento e a gestão das intervenções socioambientais no Embaubal, e em outras paisagens fluviais amazônicas. Especificamente para o Embaubal, as ilhas agregadas e as planícies de inundação da margem direita são as porções de paisagem mais antigas, e as praias fluviais as mais recente. As ilhas tendem a se unir no seu processo evolutivo, perceptível nas Planície de Inundação Margem Direita e Ilhas Agregadas, que estão no último estágio da evolução da paisagem.

O surgimento de Praias Fluviais e, em seguida, das Ilhas está condicionado ao crescimento das antepraias e dunas submersas, evidenciando a estreita ligação com a evolução da paisagem fluvial. As antepraias são bordas e base da paisagem fluvial e a sua remoção implica no desmoronamento do seu entorno superior e imediato, e, sua manutenção, contribui para conservação e evolução da paisagem fluvial.

A Usina Hidroelétrica de Belo Monte, mesmo com vazão semelhante a natural, desencadeia processos de erosão que irão erodir primeiramente as dunas submersas, antepraias e praias fluviais. Estudos de sobre vulnerabilidade ambiental da paisagem e o monitoramento da sua evolução devem ser realizados, para indicar usos sustentáveis, restringindo usos danosos a dinâmica evolutiva, além de indicar intervenções para recuperação e manutenção dos serviços ecológicos da paisagem fluvial.

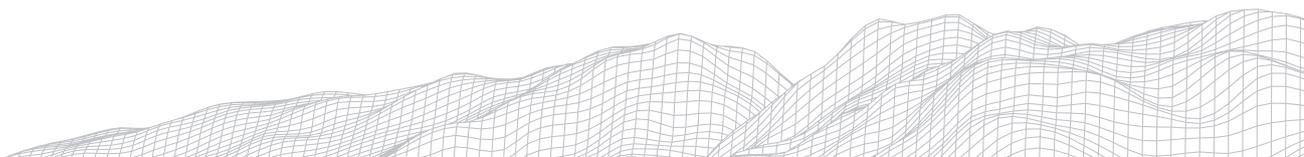
Agradecimentos

Agradeço ao Instituto de Desenvolvimento Florestal e da Biodiversidade do Estado do Pará e às Universidades Federais dos Estados do Pará e do Ceará pelo apoio científico e logístico na construção da pesquisa.



Referências

- BEROUTCHATCHVILI, N. L. **Métodos das pesquisas geofísico-paisagísticas e a cartografia do estado dos complexos territoriais naturais**. Georgia: Editora da Universidade de Tbilisi, 1983. 194 p.
- BRASIL. **Portaria nº 9, de 23 de janeiro de 2007**. Áreas Prioritárias Para a Conservação, Utilização Sustentável e Reparação de Benefícios da Biodiversidade Brasileira: Áreas Prioritárias para a Biodiversidade.
- CHRISTOFOLETTI, A.,. **Geomorfologia**. São Paulo: Editora Blucher, 2007.
- CONGEDO, Luca. **Semi-Automatic Classification Plugin Documentation**: Versão 5.3.6.1. S.i: S.i., 2017. 274 p. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.29474.02242/1>>. Acesso em: 3 abr. 2017
- CUNHA, S. B. **Geomorfologia Fluvial**. In: Guerra, A. J. T. & Cunha, S. B. (org.) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 20ed., Bertrand Brasil, 2008. p. 211-252.
- DE PAULA, E.M.S. *et al.*,. Compartimentação Geoecológica da Sub-Bacia do Baixo Rio Xingu - Amazônia Centro-Oriental, Brasil. **Revista Equador**, 5, 4, 128-150. agost. 2016
- DE PAULA, Eder Mileno Silva de; SILVA, Edson Vicente da. Estrutura E Fragmentação Geoecológica De Paisagem Fluvial No Baixo Rio Xingu - Amazônia. **Revista Geonordeste**, [s.l.], Ano XXX, n. 1, p.122-142, 5 jul. 2019. Disponível em:<https://seer.ufs.br/index.php/geonordeste/article/view/10510>. Acesso em: 11 mar. 2020.
- DE PAULA, Eder Mileno Silva. Repercussão da Exploração Hidroelétrica no Funcionamento Geoecológico de Paisagens Fluviais Amazônicas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [S.l.], v. 12, n. 6, p.2259-2270, 16 dez. 2019. Bimestral. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/241190>. Acesso em: 11 mar. 2020.
- FEARNSIDE, P.M. **Hidrelétricas na Amazônia**: Impactos ambientais e sociais na tomada de decisões sobre grandes obras. Manaus: Inpa, 2015, 296 p.
- GRIMSHAW, D. L.; LEWIN, J. Reservoir effects on sediment yield. **Journal of Hidrology**, 47: 163-171, 1980.
- ISACHENKO, A. G. **A ciência da paisagem e a regionalização físico-geográfica**. Moscou: Editora da Escola Superior, 1991. 366 p.
- RODRIGUEZ, J.M.M., SILVA, E.V., CAVALCANTI, A.P.B. **Geoecologia das Paisagens**: Uma visão geossistêmica da análise ambiental. Fortaleza: Edições UFC, 2013, 222p.
- SOTCHAVA, V. B. Por uma teoria de classificação de geossistemas de vida terrestre. **Biogeografia**. São Paulo, 1978.
- SOUZA, D. F. e. **Evolução Sedimentar Do Tabuleiro Do Embaubal, Baixo Rio Xingu**. 2015. 68 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.
- ZUANON, Jansen *et al.* Condições para a manutenção da dinâmica sazonal de inundação, a conservação do ecossistema aquático e manutenção dos modos de vida dos povos da volta grande do Xingu. **Papers do Naea**, Belém, v. 28, n. 2, p.20-62, dez. 2019. Semestral. Universidade Federal do Para. Disponível em: <https://periodicos.ufpa.br/index.php/pnaea/article/view/8106>. Acesso em: 11 mar. 2020.



EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS PLANÍCIES FLUVIAIS DO MÉDIO RIO TOCANTINS NO HOLOCENO

2969

Jandessa Silva de Jesus

Universidade de São Paulo

R. da Reitoria, 374 – Cidade Universitária, Butantã, São Paulo –
SP, 05508-220

E-mail: jandessasj@gmail.com

Fabiano do Nascimento Pupim

Universidade Federal de São Paulo

Rua São Nicolau, 210, Diadema – SP, 09913-030

E-mail: f.pupim@unifesp.br

André Oliveira Sawakuchi

Universidade de São Paulo

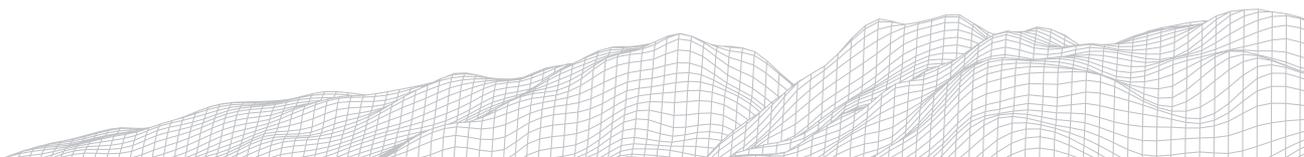
R. da Reitoria, 374 – Cidade Universitária, Butantã, São Paulo –
SP, 05508-220

E-mail: andreas@usp.br

Resumo

O rio o Tocantins é um laboratório natural para investigar os efeitos da variabilidade climática passada na transição ecossistemas floresta-savana. Utilizamos datação OSL combinada com técnicas geomorfológicas e sedimentológicas para reconstruir a evolução morfossedimentar das planícies do médio do rio Tocantins durante o Holoceno. As planícies foram mapeadas em três principais unidades geomorfológicas: i) Canal; ii) Planície Proximal e iii) Planície Distal. As idades OSL dessas unidades variam de 4.785 ± 364 ka a 661 ± 42 anos permitindo reconstruir um período de incisão e dois de deposição durante o Holoceno. Estas fases sugerem que as mudanças de precipitação relacionadas às SASM foram o principal impulsionador da evolução das planícies do rio Tocantins nos últimos 5 ka. A dinâmica do rio Tocantins moldou uma alta heterogeneidade de habitats, que é um fator fundamental para suportar a diversidade ambiente de transição entre os biomas Amazônico e Cerrado.

Palavras-chave: geomorfologia fluvial; Marabá; datação OSL; Quaternário



1. Introdução

As análises da evolução do rio a longo prazo e as respostas do sistema às mudanças ambientais fornecem um contexto importante com o qual pode se interpretar a dinâmica contemporânea e pretérita do rio. Na escala de tempo de longo-prazo (103-106 anos), fatores como controle tectônico, mudanças climáticas e no nível de base desempenham papel fundamental na dinâmica e desenvolvimento desses sistemas (MADDY; BRIDGLAND; WESTAWAY, 2001). Mudanças nessas variáveis alteram o volume de água e o suprimento de sedimentos, resultando em fases alternadas com predomínio de incisão ou agradiação, o que pode conduzir para a formação de terraços e planícies fluviais ao longo da história evolutiva dos sistemas fluviais (BRIDGLAND; WESTAWAY, 2008; BULL, 1991).

Contrastes nas características morfológicas e sedimentares entre diferentes níveis de terraços fluviais e a planície moderna de um rio indicam a ocorrência de mudanças nas condições ambientais regionais (PAZZAGLIA, 2013). Portanto, o estudo geomorfológico e sedimentológico de depósitos sedimentares preservados em terraços e planícies fluviais, acoplados a geocronologia são importantes ferramentas para a compreensão da resposta dos sistemas fluviais a mudanças ambientais ocorridas em escalas temporais de longo-prazo, principalmente durante o Quaternário (MERRITTS, 2007).

O sistema fluvial formado pelo rio Amazonas e seus afluentes têm sido alvo de muitos esforços com o objetivo de compreender sua evolução geológica ao longo do Quaternário. No entanto, os fatores que governam as mudanças nesses grandes sistemas fluviais ainda são controversos. Muitos autores argumentam que as flutuações climáticas seriam o principal fator responsável pela formação de sequências de terraços nos rios da Amazônia ocidental ao longo do Quaternário Tardio (LATRUBESSE, 2003; RÄSÄNEN et al., 1990; RIGSBY; HEMRIC; BAKER, 2009). A alternância entre períodos úmidos e secos associados a mudanças na cobertura vegetal (florestas mais ou menos densas ou floresta versus savana) (BUSH et al., 2004; CHENG et al., 2013; D'APOLITO; ABSY; LATRUBESSE, 2013; HAMMEN et al., 1992) levariam a perturbações no suprimento de sedimentos e no fluxo desses rios, promovendo fases de gradiação (período seco) e degradacional (período úmido) (LATRUBESSE, 2003).

Registros palinológicos e geoquímicos importantes no leste (ABSY et al., 1991, 2014; CORDEIRO et al., 2008; GUIMARÃES et al., 2019, 2013, 2016; HERMANOWSKI; COSTA; BEHLING, 2012, 2014; REIS et al., 2017; SAHOO et al., 2015; SIFEDDINE et al., 1994) sul (FONTES et al., 2017), oeste (BAKER et al., 2005; BEHLING; HOOGHIEMSTRA, 1999; COHEN et al., 2014; CORDEIRO et al., 2011; GROOT; BOGOT, 2011; SELTZER; ROdBELL; BURNS, 2000), central (BEHLING, 2001; MOREIRA et al., 2009; ZOCATELLI et al., 2016) e noroeste (AUGUSTO-SILVA et al., 2019; BEHLING, 2001; HÄGGI et al., 2017; SIFEDDINE et al., 2003; ZOCATELLI et al., 2013) da Amazônia contribuem para evidências de alterações paleoambientais e de vegetação que provavelmente refletem as mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário tardio na região. Por outro lado, há uma expressiva lista de publicações que indicam a influência de processos tectônicos recentes na configuração e geometria do sistema de drenagem da Amazônia (ALMEIDA-FILHO; MIRANDA, 2007; COSTA et al., 2001; FRANZINELLI; IGREJA, 2002; ROSSETTI et al., 2017, 2014; ROSSETTI; TOLEDO; VALERIANO, 2019)

A formação de terraços também foi associada a mudanças relativas no nível do mar desde o LGM. IRION et al., (2009) argumenta que a incisão que originou a atual planície e afluentes do rio Amazonas ocorreu durante o LGM, devido a condições de nível relativo do mar inferior ao atual. Depois, a elevação do nível do mar no Holoceno teria afogado os vales esculpido, gerando espaço de acomodação para a deposição de sedimentos que preenchem a planície atual.



Apesar dos recentes avanços no entendimento dos fatores que influenciam os sistemas fluviais na Amazônia Ocidental, existe uma lacuna no entendimento dos depósitos fluviais do rio Tocantins que drena o extremo leste da Amazônia. Os dados geológicos disponíveis são escassos (VALENTE; LATRUBESSE, 2012) e muitas questões ainda estão em debate, principalmente sobre quais são os fatores alogênicos e/ou fatores autogênicos mais importantes para a evolução desses sistemas. As escalas temporais e espaciais em que atuam e se as mudanças na precipitação, cobertura vegetal, regime de fluxo, calibre e disponibilidade de materiais trouxeram mudanças significativas na morfologia dos sistemas fluviais na Amazônia durante o Quaternário.

No entanto, dados paleoambientais indicam que o padrão de precipitação e vegetação não foi homogêneo em toda a região drenada pelos rios amazônicos, pelo menos nos últimos 100 ka, com diferenças marcantes entre leste-oeste e norte-sul (BUSH; SILMAN; URREGO, 2004; CHENG et al., 2013; WANG et al., 2017; ZHANG et al., 2016). Assim, a segunda hipótese de trabalho é que os sistemas fluviais do extremo leste da Amazônia, que drenam terrenos do Brasil Central (BERTASSOLI et al., 2019; PUPIM et al., 2016; SAWAKUCHI et al., 2015) known as the Volta Grande do Xingu (\“Xingu Great Bend\” como o rio Tocantins, apresentam respostas diferentes dos rios que drenar terrenos andinos, no extremo oeste da Amazônia.

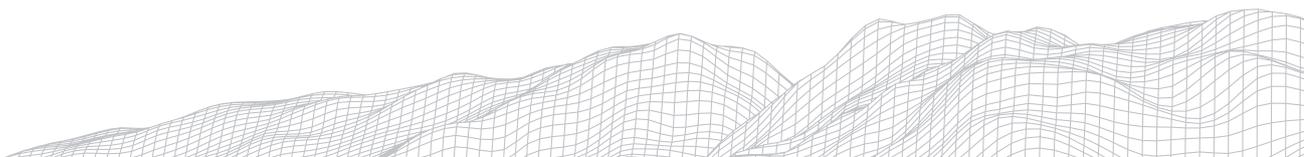
Embora reconhecendo o imperativo das mudanças regionais ou específicas de ajustes geomórficos no final do Quaternário, é instrutivo considerar a natureza e extensão da perturbação e sistema associado (GUPTA, 2007). Neste contexto o objetivo foi a elaboração de um modelo de evolução geológica-geomorfológica para os depósitos fluviais no Médio rio Tocantins baseado na análise geomorfológica, sedimentológica e geocronológica. Isto visa compreender os principais fatores responsáveis pela evolução durante o Quaternário Tardio

A escolha da área de estudo deve-se à localização, pois esse trecho do rio Tocantins recebe água e sedimentos de áreas de transição entre os biomas Amazônia e Cerrado, assim, os depósitos sedimentares têm grande potencial para registrar flutuação nesses ambientes, e a existência de uma lacuna de estudos que abordam a evolução geomorfológica dessa região, com exceção de VALENTE; LATRUBESSE, (2012).

O mapeamento geomorfológico por meio de produtos de sensoriamento remoto e análise de fácies sedimentares possibilitaram compreender a distribuição espacial e características dos ambientes e subambientes deposicionais atuais e pretéritos. Detalhada cronologia absoluta dos depósitos sedimentares por meio de datação por OSL permitiram determinar a idade de soterramento dos sedimentos, assim como definir fases com domínio de processos agradacionais e degradacionais ao longo da evolução da planície. Este conjunto de dados forneceu subsídios para a elaboração de um modelo geológico-geomorfológico evolutivo da planície fluvial do Médio rio Tocantins e as mudanças ambientais que podem ter influenciado o fluxo de sedimentos e o desenvolvimento dos sistemas fluviais situados na região leste da Amazônia.

2. Área de estudo

As planícies fluviais em estudo localizam-se no Submédio Tocantins da Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia (RHTA) (Figura 1), o qual, segundo a classificação do Plano Nacional de Recursos Hídricos (MMA, 2006), corresponde à Mesorregião do Sudeste Paraense. A área está compreendida entre as coordenadas 5°10' e 5°30'S e 49°35' e 48°95'W, região historicamente denominada de Bico do Papagaio, confluência do rio Araguaia e Tocantins e o Paleocanal do Tocantins, expressão nominada por Ab'Saber (MATTOS, 2014).



Essa região consiste em uma marcante expressão geológica-geomorfológica. São expressivos terraços com numerosas lagoas que podem estar relacionados com fenômenos localizados de endorreísmo e com a natureza siltico-argilosa dos aluviões (RADAMBRASIL, 1974).

O Paleocanal do Tocantins foi classificado como Reserva Biológica (Área de Proteção ao Ecossistema para Preservação da Flora e da Fauna) em função das condições naturais representadas pelo ambiente físico e biótico oferecido pelas Florestas e Campos de Várzea (RADAMBRASIL, 1974), visando sobretudo, a proteção da flora e da fauna ribeirinha. Nessas áreas a existência de zonas inundáveis e mesmo lagoas, oferecem condições para a criação natural de larvas e alevinos.

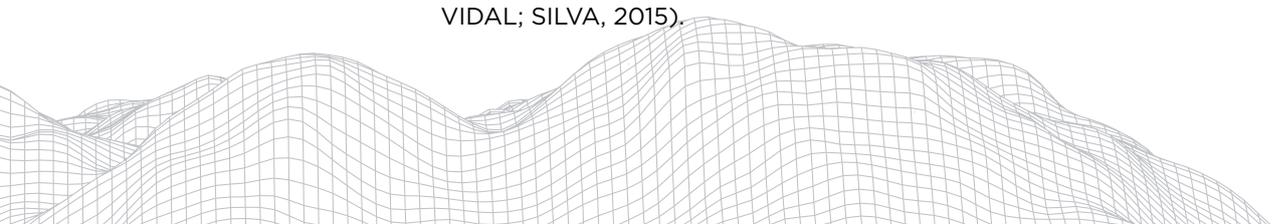
Em 1984 Ab'Saber em visita a região de Carajás "batizou" a área de Paleocanal do Tocantins. O trecho do artigo escrito por MATTOS (2014, p. 74) a partir da entrevista feita com Nóe Atzingen, ex-presidente da FCCM, instituição pioneira nos estudos do Paleocanal do Tocantins, relata o momento.

"Ao passar pela PA-70 (atual BR-222), Nóe mostrou a área para o geógrafo Ab'Saber; este analisou a região e verificou que ela compunha o antigo leito do rio Tocantins, quando ele era mais largo, com nível mais alto de água, que posteriormente foi drenado, reduzindo-se ao leito atual. O rio teria uma largura de 10 ou 15 km: uma coisa imensa! Isso talvez, há 40 mil anos, no período do degelo".

Assim como o (RADAMBRASIL, 1974), a FCCM, o (IDESP, 1992), (AB'SABER, 2010) também propôs que esses paleocanais arenosos de grandes rios que mudaram de posição no entorno de tabuleiros necessitam de proteção sob planejamento inteligente. Contudo, apesar dos esforços e de vários projetos da FCCM a área continua sem proteção necessária.

Apesar da dimensão geográfica e do contexto socioeconômico e hidroelétrico, a bacia dos rios Tocantins-Araguaia é praticamente ignorada na literatura internacional sobre grandes rios (LATRUBESSE; STEVAUX, 2002). Contudo esta região possui a principal bacia sedimentar quaternária do Brasil Central - Ilha do Bananal, localizada na região ecotônica do Cerrado - Amazônia (OLIVEIRA; MARQUIS, 2002). A Ilha do Bananal apresenta evidências de sedimentação ativa há pelo menos 240 ka (Pleistoceno Médio), havendo importantes períodos de desenvolvimento de depósitos fluviais com predomínio de areia grossa e um sistema avulsivo entre 70 e 34 ka e entre 24 e 17 ka (VALENTE; LATRUBESSE, 2012). Os autores interpretaram que tais depósitos foram consequência de um sistema fluvial com alto aporte de sedimentos e baixa descarga de água, devido às condições regionais dominadas por vegetação de cerrado e pluviosidades inferiores às atuais. Mudanças significativas ocorreram durante a passagem do Pleistoceno para o Holoceno (cerca de 10 ka), sendo que o aumento da umidade e desenvolvimento da vegetação de floresta levou a uma maior estabilidade do sistema fluvial moderno, com menos eventos de avulsão e o desenvolvimento de depósitos lamosos nas planícies de inundação e consequente estabilização do sistema fluvial moderno (VALENTE; LATRUBESSE, 2012).

Apesar de drenarem predominantemente terrenos cristalinos ocorrem potenciais áreas que podem ter registros da dinâmica da bacia, principalmente no curso médio e baixo Tocantins. No trecho médio rio Tocantins, ocorre uma área com expressão geomorfológica e sedimentar peculiar na confluência do rio Araguaia e Tocantins, conhecida como Bico do Papagaio e o Paleocanal do Tocantins. Nesse trecho ocorre grande variação da dinâmica fluvial, extensas áreas dominadas por lagos estreitos e extensos, além de paleodiques e paleocanais inseridos em terraços e amplas planícies. O Paleocanal do Tocantins foi alvo de estudos geológicos e geomorfológicos por (FELIPE, 2012) e (MASCARENHAS; VIDAL; SILVA, 2015).



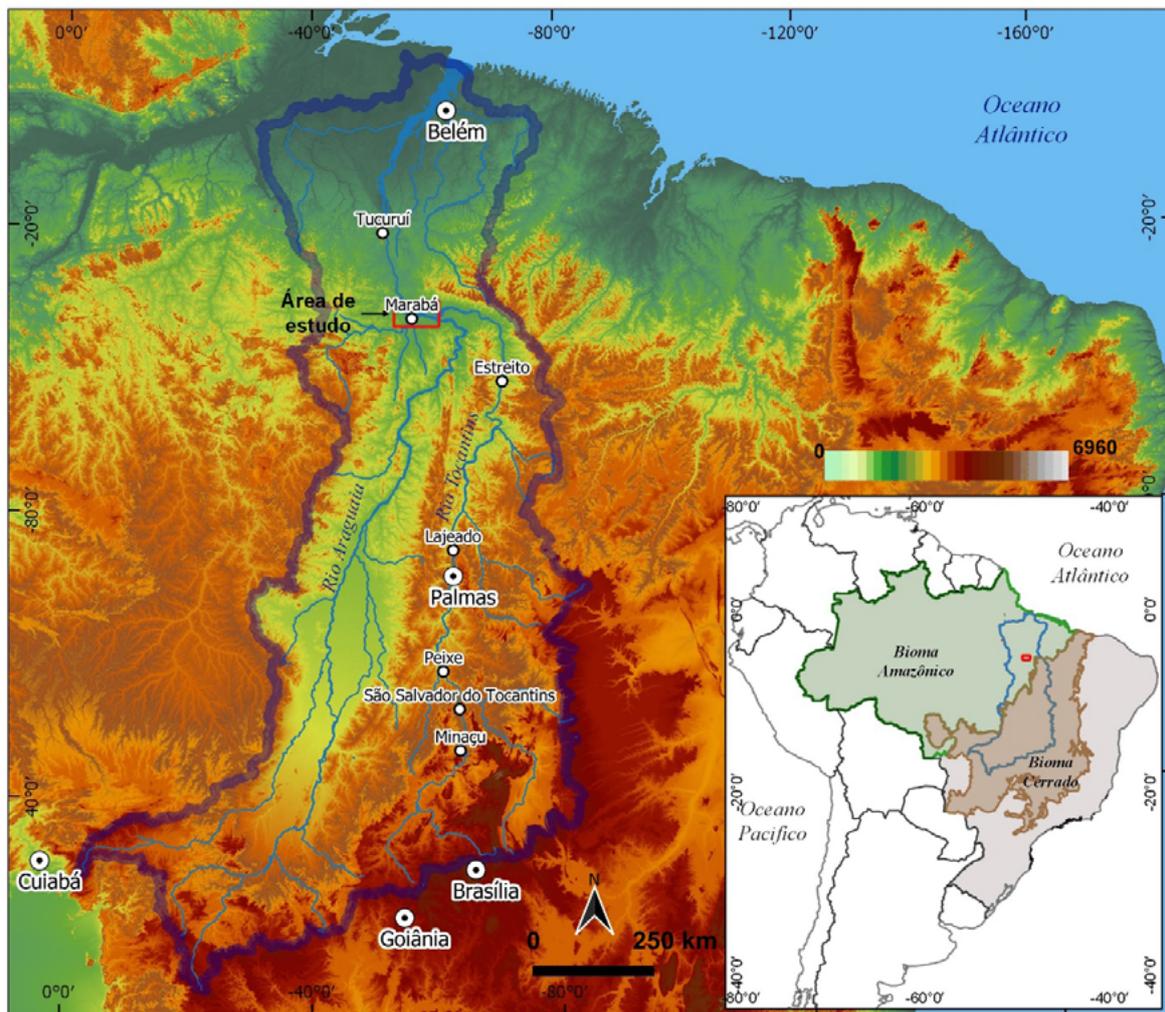


FIGURA 1: Localização da área de estudo na porção setentrional da Bacia Hidrográfica Tocantins-Araguaia e no ecótono Amazônia-Cerrado. Fonte: IBGE, MapBiomas e ANA.

3. Metodologia

3.1 Mapeamento Geomorfológico e Sensoriamento Remoto

O mapeamento combinou interpretação visual de feições geomórficas e análise morfométrica por meio de imagens de sensoriamento remoto, Modelo Digital de Elevação (DEM) e levantamentos de campo. Usamos um DEM de resolução de 1 arco segundo (~ 30 m) derivado de imagens da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), (USGS, 2015) e um DEM de resolução de 3 arco segundo do Modelo Digital de Elevação de Terreno Melhorado Removido de Multi-Erro (MERIT-DEM) (YAMAZAKI et al., 2017) para caracterizar aspectos morfométricos, realizar perfis topográficos e mapear os principais acidentes geográficos, como planícies fluviais e níveis de terraço. Técnicas de processamento digital de imagens foram aplicadas no DEM para realçar formas de relevo de baixa amplitude topográfica, segundo MERINO et al., (2015). As paletas de cores foram personalizadas com intervalos altimétricos locais, de 3 a 15 m, para destacar conjuntos de valores de elevação das unidades geomórficas. Imagens ópticas do Landsat-8 OLI, composição 432 (RGB), Google Earth Pro© e Esri World Imagery® também foram utilizadas para o reconhecimento e interpretação das feições geomórficas da superfície em escala detalhada.

Os critérios para interpretação de imagens em acidentes geográficos fluviais foram aplicados conforme sugerido por AKTER et al., (2018); FRYIRS; BRIERLEY, (2012); LEWIN; ASHWORTH, (2014). As unidades geomórficas foram diferenciadas ou correlacionadas com base no nível topográfico, características erosivas ou deposicionais, ocorrência de feições morfológicas e seu padrão de preservação. Levantamentos de campo foram realizados para verificar os limites entre as unidades e descrever formas de relevo e material geológico. A classificação geomorfológica foi baseada no sistema hierárquico proposto por ZINCK, (2016), que é construído sob os critérios básicos de configuração, composição e organização hierárquica que refletem o nível da geoforma na paisagem. Detalhes sobre o mapeamento geomorfológico podem ser encontrados em JESUS et al., (2020).

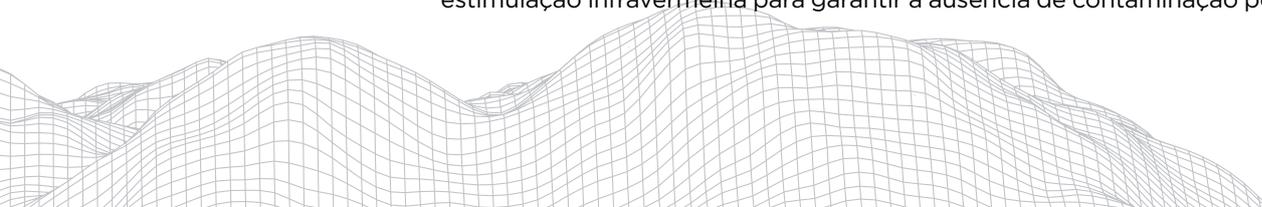
A caracterização morfométrica e os perfis topográficos foram derivados do MERIT DEM. A determinação da cronologia relativa das unidades cartográficas foi realizada através da análise de atributos morfológicos e topográficos, tais como a presença de canais ativos ou paleocanais e lagos, grau de preservação das formas, superposição de formas e truncamentos e nível topográfico das superfícies dos terraços (ex. PUPIM; ASSINE; SAWAKUCHI, 2017; VERSTAPPEN, 1977). Em geral, os níveis topográficos mais altos são mais antigos do que os níveis mais baixos, assim como as características morfológicas mais preservadas são mais recentes do que as características mais degradadas (PAZZAGLIA, 2013).

3.2 Descrições Sedimentológica

As descrições sedimentológicas foram realizadas em afloramentos naturais (por exemplo, margens de rios), corte de estradas, trincheiras e perfurações rasas realizadas usando trado manual. A análise de fácies sedimentares foi realizada de acordo com MIALL, (2014). Os depósitos sedimentares foram descritos, fotografados e registrados em perfis litoestratigráficos, incluindo características como textura, estruturas sedimentares e superfícies limítrofes. A análise do tamanho do grão (fácies arenosa e lamacenta) foi realizada usando a técnica de difração a laser em um Malvern Mastersizer 2000. As análises dos atributos de composição e forma dos clastos conglomerados foram baseadas no método de (GRAHAM, (1986) com adaptações, dada a geometria dos depósitos aflorantes. Foram classificados e medidos (eixo curto, eixo maior e altura) 400 clastos, divididos em 5 malhas de 1m² espaçadas ao longo do horizonte do conglomerado. O número mínimo de 400 clastos é proposto por (HOWARD, 1993) (1993), para que os erros de amostragem e contagem possam ser minimizados.

3.3 Datação de Luminescência Opticamente Estimulada

A estratégia de amostragem para datação OSL consistiu em coletar pelo menos duas amostras em dois perfis sedimentares por unidade geomórfica. Evitamos amostrar em horizontes mais rasos que 1 m de profundidade para prevenir a mistura de sedimentos devido a processos pedogenéticos. Todas as amostras foram coletadas em tubos plásticos opacos. A preparação da amostra para o isolamento do quartzo foi realizada em ambiente de luz moderada usando as seguintes etapas: 1) peneiramento úmido para isolar a fração de tamanho de grão entre 180 e 250 μ m; 2) tratamento com peróxido de hidrogênio (H₂O₂, 29%) para remoção de matéria orgânica e ácido clorídrico (HCl, 10%) para eliminação de minerais carbonáticos; 3) separação do quartzo de minerais pesados e grãos de feldspato com solução de metatungstato de lítio (LMT) com densidades de 2,75 g/cm³ e 2,62 g/cm³, respectivamente; 4) tratamento com ácido fluorídrico (HF, 40%) por 40 min para remoção dos grãos remanescentes de feldspato e da camada externa dos grãos de quartzo, eliminando a contribuição da radiação alfa na taxa de dose; 5) lavagem com água destilada e peneiramento úmido adicional para eliminar grãos mais finos que 180 μ m. A pureza dos concentrados de quartzo foi verificada pela estimulação infravermelha para garantir a ausência de contaminação por feldspato.



Alíquotas de grãos de quartzo (~100-200 grãos) foram montadas em discos de aço inoxidável. Todas as medições de luminescência foram realizadas em dois leitores automatizados Risø TL / OSL Modelo DA-20 equipados com fontes $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta com taxas de dose de $0,0768 \pm 0,001$ e $0,1197 \pm 0,001$ Gy / s, diodos emissores de luz azul (470 ± 20 nm) operado a 90% da potência (~40mW / cm²) para estimulação e filtro Hoya U-340 para detecção de luz na banda ultravioleta (290-340 nm) com um tubo bialcalino PM (Thorn EMI 9635QB). O protocolo de dose regenerativa de alíquota única (SAR) (MURRAY; WINTLE, 2000, 2003) first suggested by Murray and Roberts. In this approach, each natural or regenerated dose OSL measurement is corrected for changes in sensitivity using the OSL response to a subsequent test dose (10-20% of D_e , foi usado para estimativas de dose equivalente (D_e). Os dados OSL para cálculo de D_e foram analisados usando o pacote de software Analyst (DULLER, 2015). O sinal OSL foi calculado usando a integral inicial de 0,8 s de emissão de luz com subtração dos últimos 10 s de emissão de luz como fundo. As curvas de dose-resposta foram ajustadas usando quatro doses regenerativas com o auxílio de uma única equação da curva de crescimento exponencial de saturação. Apenas alíquotas com taxa de reciclagem entre 0,9 e 1,1, recuperação inferior a 5% e sinal de estimulação infravermelho insignificante foram consideradas no cálculo de doses equivalentes (MURRAY; WINTLE, 2003). A dose equivalente de cada amostra foi calculada pelo Central Age Model (CAM) (GALBRAITH et al., 1999).

As amostras de sedimento (cerca de 300-500g) para estimativa da taxa de dose foram coletadas em torno de 15 cm das amostras coletadas para medições OSL. O preparo da amostra envolveu os seguintes procedimentos: 1) secagem e pesagem da amostra para estimativa da saturação de água (peso da água em relação ao peso seco da amostra); 2) embalagem em recipiente plástico lacrado e armazenamento por no mínimo 21 dias para reequilíbrio do radônio; 3) espectrometria de raios gama de alta resolução por 24h para determinação das concentrações de radionuclídeos (U, Th e K); e 4) determinação da radiação de fundo em recipiente de plástico vazio. A espectrometria de raios gama foi realizada usando um detector de germânio de alta pureza (HPGe Detector) com 55% de eficiência relativa, 2,1 keV de resolução de energia a 1332 keV e envolto em um escudo de fundo ultrabaixo (Canberra Industries).

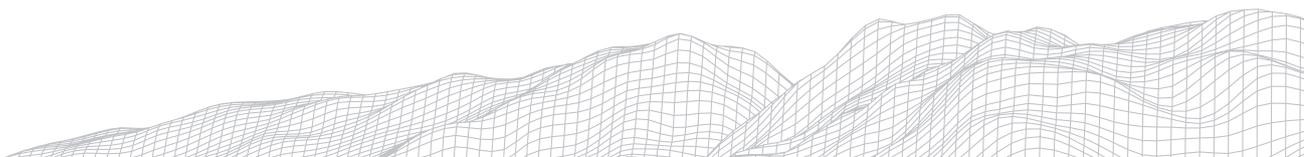
O cálculo da taxa de dose considerou os fatores de conversão de GUÉRIN; MERCIER; ADAMIEC, (2011). A contribuição da radiação cósmica para a taxa de dose foi calculada conforme descrito por PRESCOTT; HUTTON, (1994), considerando a latitude, longitude, altitude, profundidade e densidade de cada amostra..

4. Resultados e Discussões

4.1 Resultados

4.1.1 Canal

O trecho estudado do rio Tocantins compreende um canal misto de leito rochoso-aluvionar. O canal principal está cortando substratos rochosos no trecho a montante, com corredeiras e algumas barras laterais de sedimento. O estilo do rio muda para um canal predominantemente rico em areia e ampla planície de inundação das cidades de Marabá a Itupiranga (Figura 2). As menores unidades geomórficas reconhecidas dentro do canal são barras longitudinais e laterais. Barras longitudinais são corpos de areia alongados na direção do fluxo de água e com e / ou sem cobertura vegetal. Os depósitos são predominantemente arenosos com conjuntos decimétricos de cruzamento, laminação cruzada e níveis de grânulos bem selecionados e sub-arredondados. As barras vegetadas associadas às barras longitudinais têm acúmulo de deposição que leva a um relevo relativamente estável e de alta altitude adequado para o crescimento da



vegetação. Esta condição mantém a superfície livre da inundação por longos períodos e apoia o desenvolvimento da vegetação. Barras laterais são corpos de areia presos a afloramentos rochosos no leito do rio que consistem em obstáculos ao acúmulo de sedimentos. A cobertura vegetal é incipiente, mas pode ocorrer nas barras mais largas. As barras são compostas por cascalho na parte inferior e areia grossa na parte superior cuja morfologia é controlada por juntas e fraturas de afloramentos de ardósia e filitos. Esse controle estrutural é proeminente no trecho superior da área de mapeamento, levando ao desenvolvimento de irregularidades no substrato do canal e nos buracos de formação, degraus e poças.

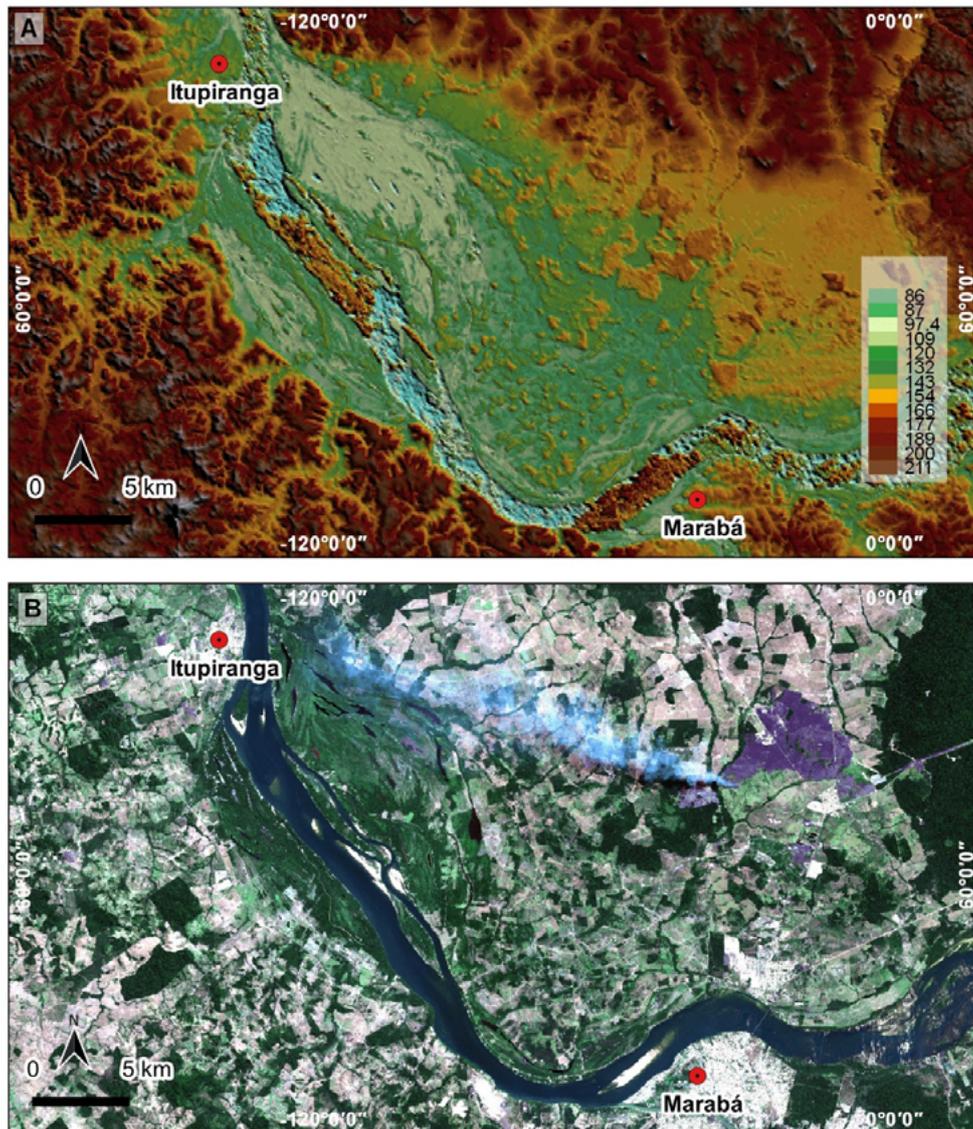


FIGURA 2: Aspectos superficiais dos canais fluviais na área de estudo. (A) Modelo Digital de Elevação (DEM) elaborado a partir de MERIT DEM, com resolução de 3 segundos de arco (SRTM3 v2.1 e AW3D-30m v1); (B) Landsat imagem, composição RGB 432, 2019.

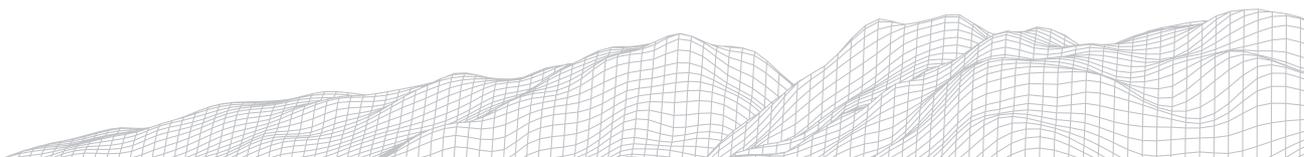
4.2.2 Planícies

As planícies aluviais foram reconhecidas em ambas as margens do rio Tocantins, porém a planície da margem direita é mais ampla e complexa em termos de relevo, com a presença de numerosos lagos, paleocanais, áreas pantanosas, diques e crevasse splay (Figura 3). O terreno é quase plano, com relevo local em que as elevações mais altas variam de 84 a 79 metros acima do nível do mar (m.a.s.l.)

e as mais baixas de 78 a 66 m.a.s.l.. Estas são áreas deposicionais com acúmulo de lama e areia média a fina devido à inundação sazonal do rio Tocantins. As planícies de inundação foram divididas em planícies de inundação proximal e distal devido a diferenças na morfologia, período de inundação e cronologia.

A planície de inundação distal é a área mais baixa dessa unidade geomórfica, com cota de 66 a 78 m.a.s.l. Corresponde a uma superfície plana com grandes e suaves depressões preenchidas por finas camadas de lama e areias finas (Fsm, Sh e Sm). Essa região é abastecida por água e carga suspensa durante as cheias do rio Tocantins, que ocorrem de dezembro a maio. Lagos perenes e paleocanais, cristas e vales são características diagnósticas desta unidade geomórfica, mas também ocorrem em planícies de inundação proximais e terraços mais jovens. As idades OSL foram de $2,3 \pm 0,2$ a $4,8 \pm 0,4$ ka para sedimentos da planície de inundação distal.

A planície de inundação proximal consiste em terrenos inundados periodicamente imediatamente ao lado do rio Tocantins. Possui geometria alongada e paralela ao canal principal, com variações de largura. A sedimentação em áreas pantanosas é dominada por lama, mas areias finas não são raras em outros subambientes como diques, paleo-diques e crevasse splay. Os sedimentos da planície de inundação proximal mostram idades OSL de $0,6 \pm 0,04$ a $1,2 \pm 0,1$ ka.



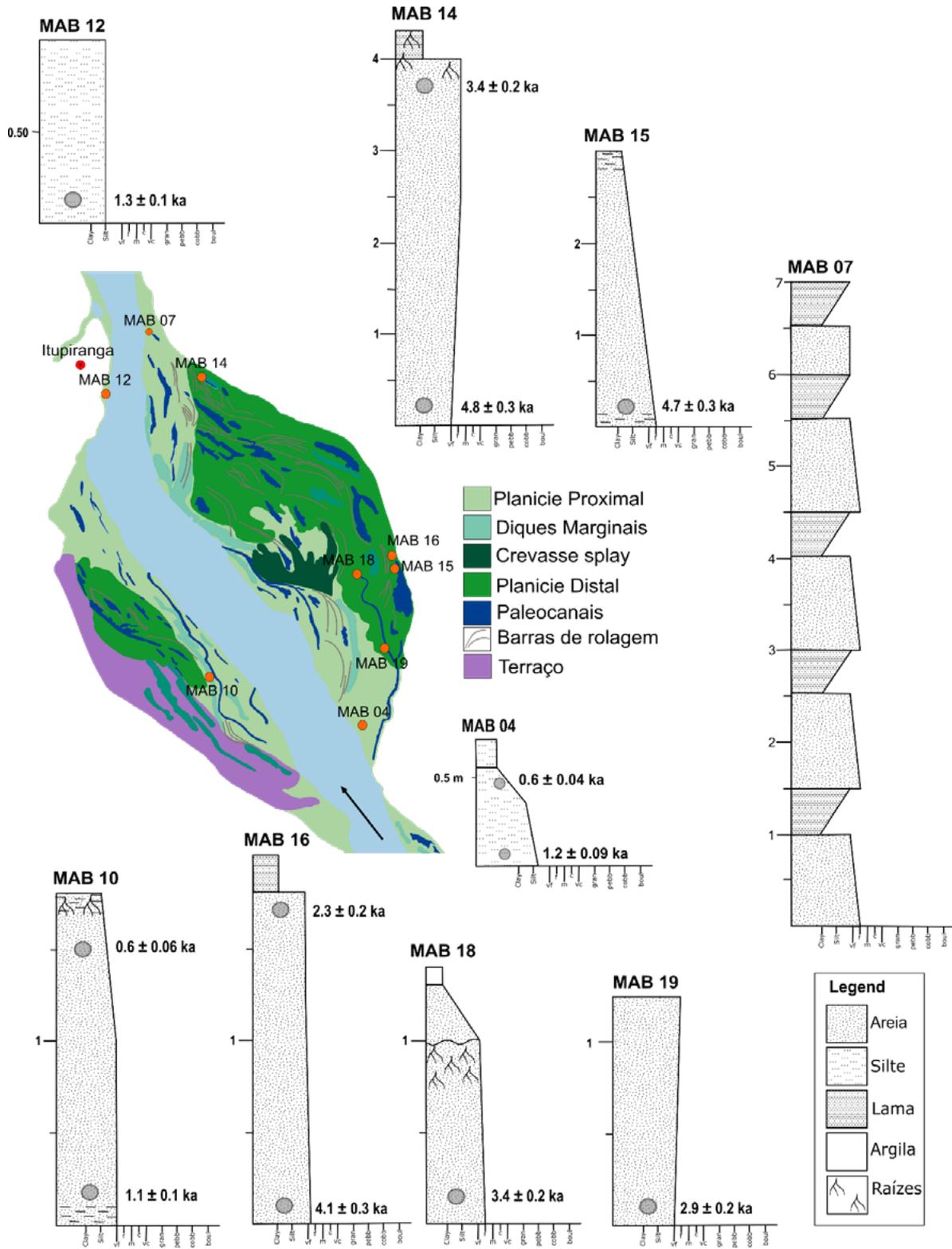
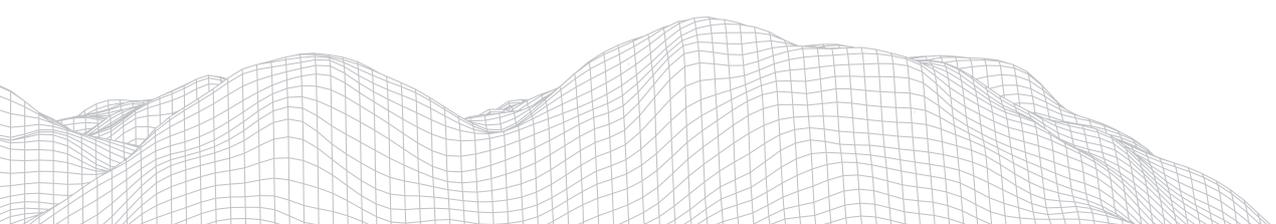


Figura 3: Seções sedimentares descritas nas planícies e respectivas idades OSL.



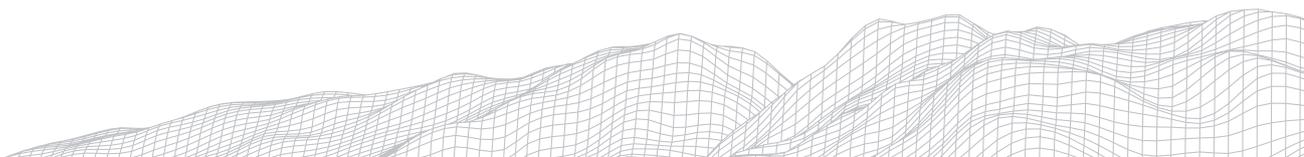
4.2 Discussão

O período de grande incisão ocorreu em torno de 6 a 5 ka, que culminou no estabelecimento da planície moderna desde $4,8 \pm 0,4$ ka. Além disso, a análise geomorfológica e a datação OSL indicam pelo menos duas unidades de planície de inundação diferentes que foram formadas em dois estágios principais de deposição de sedimentos. As idades OSL da Planície de inundação Distal registram o primeiro estágio de $4,8 \pm 0,4$ a $2,4 \pm 0,2$ ka e os sedimentos da Planície de inundação Proximal o segundo estágio de $1,2 \pm 0,1$ ka até o presente. O gap em idades OSL entre 2,4 e 1,2 ka são interpretados como um período de instabilidade fluvial, com rápida migração lateral do canal e erosão das margens dos rios. A principal evidência que apoia esta interpretação é o truncamento/erosão dos paleocanais das unidades de Planície distal e a sobreposição por formas da Planície

Proximal. A presença de várias barras de rolagem reforça a interpretação da frequente migração do canal lateral do rio Tocantins. As características não emparelhadas dos terraços e planícies indicam uma migração preferencial do canal da margem direita para a esquerda que pode estar ligada a litologia do embasamento. Além disso, a diversidade de ambientes na planície de inundação moderna desempenha um papel fundamental nos processos ecológicos (STEVANUX; CORRADINI; AQUINO, 2013) the relationship between a dominant variable (e.g. flood pulse. Esta diversidade é sustentada pela sazonalidade das cheias e mudanças geomórficas frequentes devido à migração lateral do canal, incluindo os lagos perenes e efêmeros, paleocanais ligados ao canal principal e cristas e vales aluviais que suportam organismos não inundados durante a estação chuvosa.

A incisão fluvial interpretada em torno de 6-5 ka é sincrônica com registros de maior precipitação na Caverna do Paraíso e expansão da cobertura florestal na bacia hidrográfica, sugerindo um aumento na vazão e capacidade de transporte de rio durante o Holoceno médio. A planície de inundação moderna do rio Tocantins a partir de $4,8 \pm 0,4$ ka provavelmente acompanhou uma capacidade reduzida do rio e estabilização das margens do rio pela vegetação durante o Holoceno médio e inicial, sob o qual sedimentos de granulação fina e areia foram depositados em sequências de granulação ascendente por meandro lateral mudando. A estabilidade das margens do rio pode estar associada à presença de uma Floresta Tropical Úmida Perenifólia permanente registrada nos sedimentos do Lago Marabá desde 5 ka (GUIMARÃES et al., 2013).

Características geomórficas e datação OSL indicam que uma instabilidade fluvial ocorreu a partir de 2,4 e 1,2 ka, resultando no abandono parcial da Planície de inundação Distal (de $2,4 \pm 0,2$ ka) e a subsequente deposição da Planície de inundação Proximal ($1,2 \pm 0,1$ ka). A lacuna na sedimentação fluvial é sincrônica com uma mudança no acúmulo de sedimentos na confluência entre os rios Xingu e Amazonas (BERTASSOLI et al., 2019). Os registros geoquímicos mostram uma diminuição na descarga de água do rio Amazonas de cerca de 2.600 para 1.400 ano cal AP, sugerindo uma diminuição da precipitação devido a temperaturas mais baixas no hemisfério sul extratropical que enfraqueceu a monção de verão da América do Sul (BERTASSOLI et al., 2019). Esta condição mais seca pode diminuir a potência da corrente e o suprimento de sedimentos, limitando a acreção lateral devido à migração do canal. O restabelecimento do clima mais úmido a partir de 1,2 ka permitiu o retorno das condições hidrológicas que levaram à deposição da planície de inundação Proximal.



5. Considerações finais

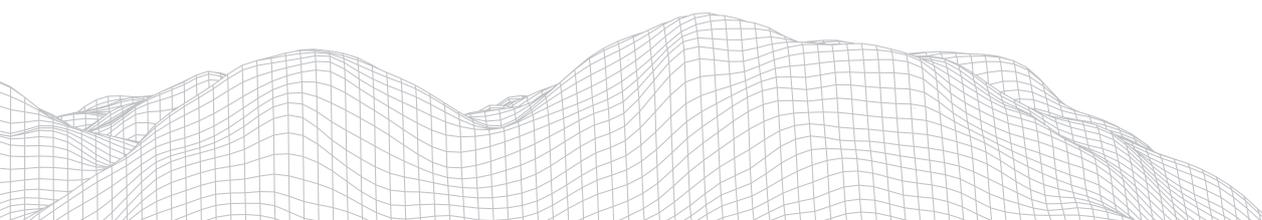
A abordagem integrada usando correlações morfoestratigráficas e datação OSL forneceu a primeira estrutura cronológica robusta que suporta um modelo de evolução para a planície fluviais do médio rio Tocantins desde 5 ka, o maior sistema fluvial da Amazônia oriental. Nossos dados mostram que as fases principais de deposição e erosão estão ligadas a proxies paleoclimáticos de espeleotemas e lagos no leste da Amazônia e Cerrado, indicando que as mudanças climáticas do Holoceno foram o principal motor da dinâmica fluvial do rio Tocantins. Nossa descoberta de que a fase de incisão entre 6-5 ka é sincrônica com a formação de planícies na Amazônia central e ocidental sugere que os sistemas fluviais da Amazônia oriental, que drenam terrenos do Brasil central, apresentam-se semelhantes respostas dos rios com cabeceiras drenando terrenos andinos durante o Holoceno.

Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pela CAPES: [Código de Financiamento 001]; CNPq [Concessão nº 302411 / 2018-6304727 / 2017-2]; FAPESP: [Concessão nº 2014/23334-42016 /02656-1]; FAPESP, National Science Foundation (NSF, United States) e NASA (United States) 1241066: [Concessão nº 2012/50260-6].

Referências

- AB'SABER, A. N. Zoneamento fisiográfico e ecológico do espaço total da Amazônia Brasileira. **Estudos Avançados USP**, [S. l.], v. 24, n. 68, p. 15-24, 2010.
- ABSY, M. L. *et al.* Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, [S. l.], v. 312, n. 6, p. 673-678, 1991. Disponível em: <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:31917>.
- ABSY, M. L.; CLEEF, A. M.; D'APOLITO, C.; SILVA, M. F. F. Palynological differentiation of savanna types in Carajás, Brazil (southeastern Amazonia). **Palynology**, [S. l.], v. 38, n. 1, p. 78-89, 2014. DOI: 10.1080/01916122.2013.842189.
- AKTER, S.; ALI, R. Md. E.; KARIM, S.; KHATUN, M.; ALAM, M. Geomorphological, Geological and Engineering Geological Aspects for Sustainable Urban Planning of Mymensingh City, Bangladesh. **Open Journal of Geology**, [S. l.], v. 08, n. 07, p. 737-752, 2018. DOI: 10.4236/ojg.2018.87043.
- ALMEIDA-FILHO, Raimundo; MIRANDA, Fernando P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. **Remote Sensing of Environment**, [S. l.], v. 110, n. 3, p. 387-392, 2007. DOI: 10.1016/j.rse.2007.03.005.
- AUGUSTO-SILVA, Pétala Bianchi; MACINTYRE, Sally; RUDORFF, Conrado M.; CORTÉS, Alicia; MELACK, John Michael. Stratification and mixing in large floodplain lakes along the lower Amazon River. **Journal of Great Lakes Research**, [S. l.], v. 45, n. 1, p. 61-72, 2019. DOI: 10.1016/j.jglr.2018.11.001. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2018.11.001>.
- BAKER, P. A.; FRITZ, S. C.; GARLAND, J.; EKDAHL, E. Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca , Bolivia / Peru , and its relationship to North Atlantic climate variation. [S. l.], v. 20, p. 655-662, 2005. DOI: 10.1002/jqs.987.
- BEHLING, Hermann. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuçá region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazonon lowland. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. l.], v. 111, n. 479, p. 1009-1010, 2001. DOI: 10.1192/bjp.111.479.1009-a.
- BEHLING, Hermann; HOOGHIEMSTRA, Henry. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum from lake records El Pinal and Carimagua. **Journal of Paleolimnology**, [S. l.], v. 21, n. 4, p. 461-476, 1999. DOI: 10.1023/A:1008051720473.



BERTASSOLI, D. J.; SAWAKUCHI, A. O.; CHIESSI, C. M.; SCHEFUSS, E.; HARTMANN, G. A. Spatiotemporal variations of riverine discharge within the Amazon Basin during the late Holocene coincide with extratropical temperature anomalies. *[S. l.]*, p. 0–3, 2019. DOI: 10.1029/2019GL082936.

BRIDGLAND, David; WESTAWAY, Rob. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, *[S. l.]*, v. 98, n. 3–4, p. 285–315, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.12.032.

BULL, W. B. **Geomorphic Responses to Climatic Change**. [s.l.: s.n.]. v. 83

BUSH, M. B.; DE OLIVEIRA, P. E.; COLINVAUX, P. A.; MILLER, M. C.; MORENO, J. E. Amazonian paleoecological histories: One hill, three watersheds. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, *[S. l.]*, v. 214, n. 4, p. 359–393, 2004. DOI: 10.1016/S0031-0182(04)00401-8.

BUSH, M. B.; SILMAN, M. R.; URREGO, D. H. 48,000 Years of Climate and Forest Change in a Biodiversity Hot Spot. **Science**, *[S. l.]*, v. 303, n. 5659, p. 827–829, 2004. DOI: 10.1126/science.1090795.

CHENG, Hai *et al.* Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. **Nature Communications**, *[S. l.]*, v. 4, 2013. DOI: 10.1038/ncomms2415.

COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D. F.; PESSENDA, L. C. R.; FRIAES, Y. S.; OLIVEIRA, P. E. Late Pleistocene glacial forest of Humaitá-Western Amazonia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, *[S. l.]*, v. 415, p. 37–47, 2014. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.12.025. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.025>.

CORDEIRO, R. C. *et al.* Biogeochemical indicators of environmental changes from 50Ka to 10Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, *[S. l.]*, v. 299, n. 3–4, p. 426–436, 2011. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.11.021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.021>.

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. S.; SIFEDDINE, A.; VOLKMER-RIBEIRO, C. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. **Global and Planetary Change**, *[S. l.]*, v. 61, n. 1–2, p. 49–62, 2008. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2007.08.005.

COSTA, João Batista Sena; BEMERGUY, Ruth; HASUI, Yociteru; BORGES, Mauro Silva. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. **Journal of south American Earth Sciences**, *[S. l.]*, v. 14, p. 335–347, 2001.

D'APOLITO, Carlos; ABSY, Maria Lúcia; LATRUBESSE, Edgardo M. The Hill of Six Lakes revisited: New data and re-evaluation of a key Pleistocene Amazon site. **Quaternary Science Reviews**, *[S. l.]*, v. 76, p. 140–155, 2013. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.07.013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.013>.

DULLER, G. A. T. The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements. *In: Ancient TL*. [s.l.: s.n.]. v. 33p. 35–42.

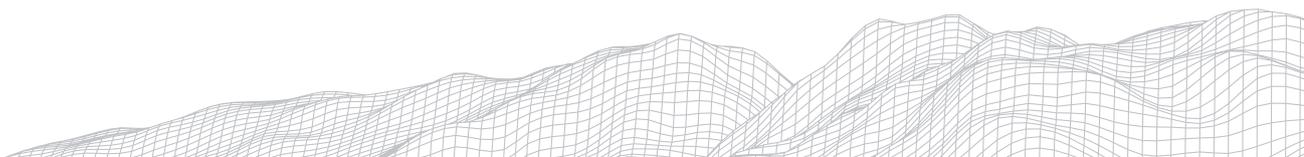
FELIPE, Leonardo Brasil. **Geologia, Geomorfologia e Morfotectônica da Região de Marabá-PA**. 2012. Universidade Estadual Paulista (UNESP), *[S. l.]*, 2012. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/103038>.

FONTES, D.; CORDEIRO, R. C.; MARTINS, G. S.; BEHLING, H.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A.; SEOANE, J. C. S.; MOREIRA, L. S.; RODRIGUES, R. A. Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci. **Quaternary Science Reviews**, *[S. l.]*, v. 173, p. 161–180, 2017. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.08.021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.021>.

FRANZINELLI, Elena; IGREJA, Hailton. Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, *[S. l.]*, v. 44, n. 3–4, p. 259–271, 2002. DOI: 10.1016/S0169-555X(01)00178-7. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X01001787>. Acesso em: 5 sep. 2019.

FRYIRS, Kirstie A.; BRIERLEY, Gary J. **Geomorphic Analysis of River Systems**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2012. DOI: 10.1002/9781118305454. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1002/9781118305454>.

GALBRAITH, R. F.; ROBERTS, R. G.; LASLETT, G. M.; YOSHIDA, H.; OLLEY, J. M. Optical Dating of Single and Multiple Grains of Quartz From Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, Experimental Design and Statistical Models. **Archaeo-**



metry, [S. I.], v. 41, n. 2, p. 339-364, 1999.

GRAHAM, S. A. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. **Foreland basins**, [S. I.], n. May, p. 425-436, 1986. DOI: 10.1002/9781444303810.ch23.

GROOT, M. H. M.; BOGOT, R. G. of the Past Ultra-high resolution pollen record from the northern Andes reveals rapid shifts in montane climates within the last two glacial cycles. [S. I.], p. 299-316, 2011. DOI: 10.5194/cp-7-299-2011.

GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. Dose-rate conversion factors : Update Dose-rate conversion factors : update. [S. I.], n. May 2014, 2011.

GUIMARÃES, J. T. F. et al. Upland lakes of the Carajás region : origin and development through time. **Preprints**, [S. I.], n. May, p. 1-25, 2019. DOI: 10.20944/preprints201905.0214.v1.

GUIMARÃES, José Tasso Felix; COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; FRANÇA, Marlon Carlos; ALVES, Igor Charles Castor; SMITH, Clarisse Beltrão; PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz; BEHLING, Hermann. An integrated approach to relate Holocene climatic, hydrological, morphological and vegetation changes in the southeastern Amazon region. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. I.], v. 22, n. 3, p. 185-198, 2013. DOI: 10.1007/s00334-012-0374-y.

GUIMARÃES, José Tasso Felix; SAHOO, Prafulla Kumar; SOUZA-FILHO, Pedro Walfir M.; MAURITY, Clóvis Wagner; SILVA JÚNIOR, Renato Oliveira; COSTA, Francisco Ribeiro; DALL'AGNOL, Roberto. Late Quaternary environmental and climate changes registered in lacustrine sediments of the Serra Sul de Carajás, south-east Amazonia. **Journal of Quaternary Science**, [S. I.], v. 31, n. 2, p. 61-74, 2016. DOI: 10.1002/jqs.2839.

GUPTA, A. **Large rivers: Geomorphology and management**. Singapore. DOI: 10.1002/rra.1204. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1002/rra.1204>.

HÄGGI, Christoph; CHIESSI, Cristiano M.; MERKEL, Ute; MULITZA, Stefan; PRANGE, Matthias; SCHULZ, Michael; SCHEFUSS, Enno. Response of the Amazon rainforest to late Pleistocene climate variability. **Earth and Planetary Science Letters**, [S. I.], v. 479, p. 50-59, 2017. DOI: 10.1016/j.epsl.2017.09.013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.013>.

HAMMEN, Thomas; DUIVENVOORDEN, J. F.; LIPS, J. M.; URREGO, L. E.; ESPEJO, N. Late quaternary of the middle Caquetá River area (Colombian Amazonia). **Journal of Quaternary Science**, [S. I.], v. 7, n. 1, p. 45-55, 1992. DOI: 10.1002/jqs.3390070105.

HERMANOWSKI, Barbara; COSTA, Marcondes Lima; BEHLING, Hermann. Environmental changes in southeastern Amazonia during the last 25,000yr revealed from a paleoecological record. **Quaternary Research**, [S. I.], v. 77, n. 1, p. 138-148, 2012. DOI: 10.1016/j.yqres.2011.10.009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2011.10.009>.

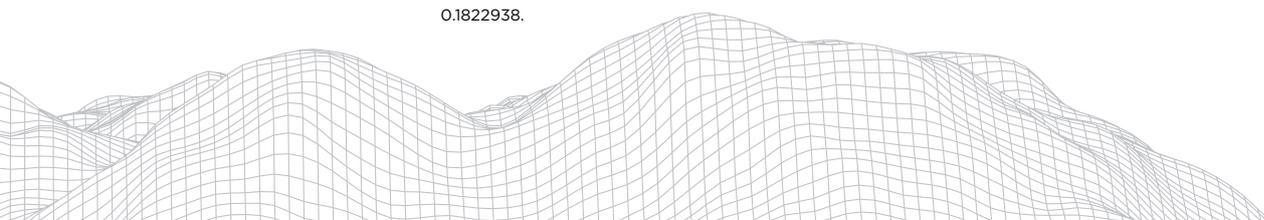
HERMANOWSKI, Barbara; COSTA, Marcondes Lima; BEHLING, Hermann. Possible linkages of palaeofires in southeast Amazonia to a changing climate since the Last Glacial Maximum. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. I.], v. 24, n. 2, p. 279-292, 2014. DOI: 10.1007/s00334-014-0472-0.

HOWARD, JEFFREY L. The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. **Sedimentology**, [S. I.], v. 40, n. 2, p. 157-174, 1993. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1993.tb01759.x.

IDESP. Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará. [S. I.], v. Edição Esp, 1992.

IRION, Georg; MÜLLER, Jens; MORAIS, Jäder O.; KEIM, Gertrud; MELLO, Jose Nunes; JUNK, Wolfgang J. The impact of Quaternary sea level changes on the evolution of the Amazonian lowland. **Hydrological Processes**, [S. I.], v. 23, n. 22, p. 3168-3172, 2009. DOI: 10.1002/hyp.7386. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.7386>. Acesso em: 20 aug. 2019.

JESUS, Jandessa Silva; PUPIM, Fabiano do Nascimento; SAWAKUCHI, André Oliveira; FELIPE, Leonardo Brasil. Geomorphology of fluvial deposits in the middle Tocantins River, eastern Amazon. **Journal of Maps**, [S. I.], v. 16, n. 2, p. 710-723, 2020. DOI: 10.1080/17445647.2020.1822938. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/17445647.2020.1822938>.



LATRUBESSE, E. M. The Late Quaternary Paleohydrology of Large South American Fluvial Systems. *In*: GREGORY, K; BENITO, G. (ed.). **Palaeohydrology: Understanding Global Change**. [s.l.] : Wiley & Sons, 2003. p. 193-213.

LATRUBESSE, Edgardo M.; STEVAUX, José C. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia fluvial basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband**, [S. l.], v. 129, n. January 2002, p. 109-127, 2002.

LEWIN, J.; ASHWORTH, P. J. The negative relief of large river floodplains. **Earth Science Reviews**, [S. l.], v. 129, p. 1-23, 2014. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.10.014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.014>.

MADDY, Darrel; BRIDGLAND, David; WESTAWAY, Rob. Uplift-driven incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. **Quaternary International**, [S. l.], v. 79, n. 1, p. 23-36, 2001. DOI: 10.1016/S1040-6182(00)00120-8.

MASCARENHAS, A. L. S.; VIDAL, M. R.; SILVA, E. V. O Uso do SIG para Definição de Aspectos Geomorfológicos no Médio Curso do Rio Tocantins Parte Oriental da Bacia Amazônica. **Revista Geoamazônia**, [S. l.], v. 2, n. 1, p. 68-78, 2015. DOI: 10.17551/2358-1778/geoamazonia.n1v2p68-78.

MATTOS, Maria Virgínia Bastos De. Projeto Paleocanal. *In*: COORDENAÇÃO NOÉ VON ATZINGEN (ed.). **O Penta - Revista 30 anos Fundação Casa da Cultura de Marabá - FCCM**. Edição Comemorativa ed. Marabá : Halley Gráfica e Editora , 2014. p. 100. Disponível em: https://issuu.com/amauryaquino/docs/revista_fccm_420x280mm_ebookbaixa. Acesso em: 7 oct. 2019.

MERINO, E. R.; PUPIM, F. N.; MACEDO, H. A.; ASSINE, M. L. Enhancement and integration of optical satellite images with SRTM data for mapping and study of large fluvial plains: Examples in the Brazilian Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 16, p. 49-62, 2015.

MERRITTS, D. J. FLUVIAL ENVIRONMENTS | Terrace Sequences. *In*: **Encyclopedia of Quaternary Science**. [s.l.] : Elsevier, 2007. p. 694-704. DOI: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00112-6.

MIALL, Andrew D. **Fluvial depositional systems**. Toronto. DOI: 10.1007/978-3-319-00666-6.

MOREIRA, Luciane Silva; MOREIRA-TURCQ, Patrícia Florio; CORDEIRO, Renato Campello; TURCQ, Bruno Jean. Reconstituição paleoambiental do Lago Santa Ninha, Várzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil. **Acta Amazonica**, [S. l.], v. 39, n. 3, p. 609-616, 2009. DOI: 10.1590/s0044-59672009000300016.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, [S. l.], v. 32, n. 1, p. 57-73, 2000. DOI: 10.1016/S1350-4487(99)00253-X.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. **Radiation Measurements**, [S. l.], v. 37, n. 4-5, p. 377-381, 2003. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00053-2.

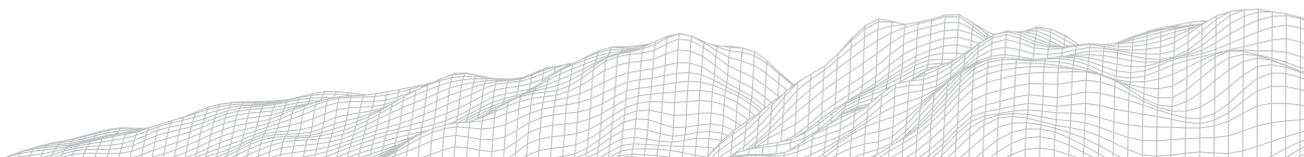
OLIVEIRA, P. S.; MARQUIS, R. J. **The Cerrados of Brazil: Ecology and Natural History of a Neotropical Savanna**. New York Chichester,: Columbia University Press, 2002.

PAZZAGLIA, Frank J. Fluvial Terraces. *In*: SHRODER, J. F. (ed.). **Treatise on Geomorphology**. 1. ed. [s.l.: s.n.], p. 379-412. Disponível em: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.211.535&rep=rep1&type=pdf>. Acesso em: 3 aug. 2019.

PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. **Radiation Measurements**, [S. l.], v. 23, n. 2-3, p. 497-500, 1994. DOI: 10.1016/1350-4487(94)90086-8.

PUPIM, F. N.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: Channel patterns and paleoenvironmental changes. **Quaternary International**, [S. l.], v. 438, p. 108-125, 2017. DOI: 10.1016/j.quaint.2017.01.013.

PUPIM, Fabiano do Nascimento; SAWAKUCHI, André Oliveira; MINELI, Thays Desire; NOGUEIRA, Luciana. Evaluating isothermal thermoluminescence and thermally transferred optically stimulated luminescence for dating of Pleistocene sediments in Amazonia. **Quaternary Geochronology**, [S. l.], v. 36, p. 28-37, 2016. DOI: 10.1016/j.quageo.2016.08.003.



RADAMBRASIL. **Radam Brasil Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**. Rio de Janeiro. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv24021.pdf>. Acesso em: 7 oct. 2019.

RÄSÄNEN, M. E.; SALO, J. S.; JUNGNERT, H.; PITTMAN, L. Romero. Evolution of the Western Amazon Lowland Relief: impact of Andean foreland dynamics. **Terra Nova**, [S. l.], v. 2, n. 4, p. 320-332, 1990. DOI: 10.1111/j.1365-3121.1990.tb00084.x.

REIS, Luiza Santos; GUIMARÃES, José Tasso Felix; SOUZA-FILHO, Pedro Walfir Martins; SAHOO, Prafulla Kumar; FIGUEIREDO, Mariana Maha Jana Costa; DE SOUZA, Everaldo Barreiros; GIANNINI, Tereza Cristina. Environmental and vegetation changes in southeastern Amazonia during the late Pleistocene and Holocene. **Quaternary International**, [S. l.], v. 449, p. 83-105, 2017. DOI: 10.1016/j.quaint.2017.04.031.

RIGSBY, Catherine A.; HEMRIC, Erin M.; BAKER, Paul A. Late Quaternary Paleohydrology of the Madre de Dios River, south-western Amazon Basin, Peru. **Geomorphology**, [S. l.], v. 113, n. 3-4, p. 158-172, 2009. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.11.017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.11.017>.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M.; VALERIANO, M. M. Neotectonics and tree mortality in a forest ecosystem of the Negro basin: Geomorphic evidence of contemporary seismicity in the intracratonic Brazilian Amazonia. **Geomorphology**, [S. l.], v. 329, p. 138-151, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.12.028.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; GRIBEL, R.; COHEN, M. C. L.; TATUMI, S. H.; YEE, M. The imprint of Late Holocene tectonic reactivation on a megafan landscape in the northern Amazonian wetlands. **Geomorphology**, [S. l.], v. 295, n. July, p. 406-418, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.026>.

ROSSETTI, Dilce F.; COHEN, Marcelo C. L.; BERTANI, Thiago C.; HAYAKAWA, Ericson H.; PAZ, Jackson D. S.; CASTRO, Darcilea F.; FRIAES, Yuri. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena**, [S. l.], v. 116, p. 19-37, 2014. DOI: 10.1016/j.catena.2013.11.021. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.021>.

SAHOO, Prafulla Kumar; SOUZA-FILHO, P. W. M.; GUIMARÃES, J. T. F. S.; SILVA, M. S.; COSTA, Francisco Ribeiro; MANES, Carmem Lara Oliveira; OTI, Douglas; SILVA JR., Renato Oliveira Silva; DALL'AGNOL, Roberto. Use of multi-proxy approaches to determine the origin and depositional processes in modern lacustrine sediments: Carajás Plateau, Southeastern Amazon, Brazil. **Applied Geochemistry**, [S. l.], v. 52, p. 130-146, 2015. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2014.11.010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.11.010>.

SAWAKUCHI, A. O. *et al.* The Volta Grande do Xingu: Reconstruction of past environments and forecasting of future scenarios of a unique Amazonian fluvial landscape. **Scientific Drilling**, [S. l.], v. 20, p. 21-32, 2015. DOI: 10.5194/sd-20-21-2015.

SELTZER, Geoffrey; RODBELL, Donald; BURNS, Stephen. Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. [S. l.], n. 1, p. 35-38, 2000.

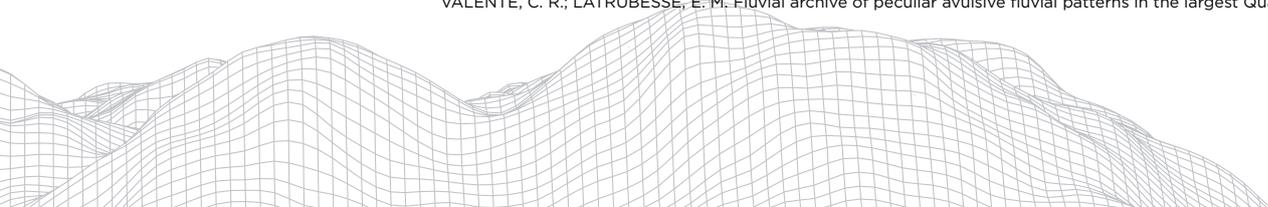
SIFEDDINE, A. *et al.* A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 189, n. 1-2, p. 25-34, 2003. DOI: 10.1016/S0031-0182(02)00591-6.

SIFEDDINE, Abdelfettah; FROHLICH, Francois; FOURNIER, Marc; MARTIN, Louis; SERVANT, Michel; SOUBIÈS, Francois; TURCQ, Bruno; SUGUIO, Kenitiro; VOLKMER-RIBEIRO, Cecília. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, [S. l.], v. 318, p. 1645-1652, 1994.

STEVAUX, J. C.; CORRADINI, F. A.; AQUINO, S. Connectivity processes and riparian vegetation of the upper Paraná River, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 46, p. 113-121, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2011.12.007. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2011.12.007>.

USGS. **USGS EROS Archive - Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global**. 2015. DOI: 10.5066/F7PR7TFT. Disponível em: https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects.

VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracra-



tonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 356-357, p. 62-74, 2012. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.10.002.

VERSTAPPEN, Herman Theodoor. **Remote sensing in geomorphology**. Amsterdam. v. 4

WANG, Xianfeng; EDWARDS, R. Lawrence; AULER, Augusto S.; CHENG, Hai; KONG, Xinggong; WANG, Yongjin; CRUZ, Francisco W.; DORALE, Jeffrey A.; CHIANG, Hong Wei. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. **Nature**, [S. l.], v. 541, n. 7636, p. 204-207, 2017. DOI: 10.1038/nature20787. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/nature20787>.

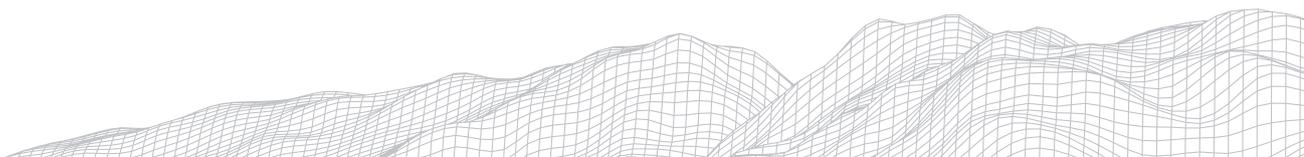
YAMAZAKI, D.; IKESHIMA, D.; TAWATARI, R.; YAMAGUCHI, T.; O'LOUGHLIN, F.; NEAL, J. C.; SAMPSON, C. C.; KANAE, S.; BATES, P. D. A high-accuracy map of global terrain elevations. **Geophysical Research Letters**, [S. l.], v. 44, n. 11, p. 5844-5853, 2017. DOI: 10.1002/2017GLO72874.

ZHANG, Yancheng *et al.* Equatorial Pacific forcing of western Amazonian precipitation during Heinrich Stadial 1. **Scientific Reports**, [S. l.], v. 6, n. October, p. 1-7, 2016. DOI: 10.1038/srep35866.

ZINCK, Joseph Alfred. **Geopedology: An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies**. Springer ed. Cham: Springer International Publishing, 2016. DOI: 10.1007/978-3-319-19159-1. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-19159-1>.

ZOCATELLI, R.; MOREIRA-TURCQ, P.; BERNARDES, M.; TURCQ, B.; CORDEIRO, R. C.; GOGO, S.; DISNAR, J. R.; BOUSSAFIR, M. Sedimentary evidence of soil organic matter input to the curuai amazonian floodplain. **Organic Geochemistry**, [S. l.], v. 63, p. 40-47, 2013. DOI: 10.1016/j.orggeochem.2013.08.004. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.orggeochem.2013.08.004>.

ZOCATELLI, Renata; MOREIRA-TURCQ, Patricia; JACOB, Jérémy; CORDEIRO, Renato Campello; BOUSSAFIR, Mohammed; LE MILBEAU, Claude; BERNARDES, Marcelo; TURCQ, Bruno. Holocene land cover dynamics in the Curuai Floodplain inferred from lacustrine biomarkers. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 443, p. 237-248, 2016. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.11.046.



FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS DO MUNICÍPIO DE CAJUEIRO DA PRAIA-PI E OS CONFLITOS AMBIENTAIS

2987

Luziane Lima de Oliveira

Graduanda em Geografia - Universidade Estadual do Piauí

Rua: João Cabral, Matinha, Teresina – PI, 64002-150

E-mail: luzianelima798@gmail.com

Lucas dos Reis Santos

Graduando em Geografia – Universidade Estadual do Piauí

Rua: João Cabral, Matinha, Teresina – PI, 64002-150

E-mail: lucasreissantos9718@gmail.com

Jorge Eduardo de Abreu Paula

Doutor em Geografia - Universidade Estadual do Piauí

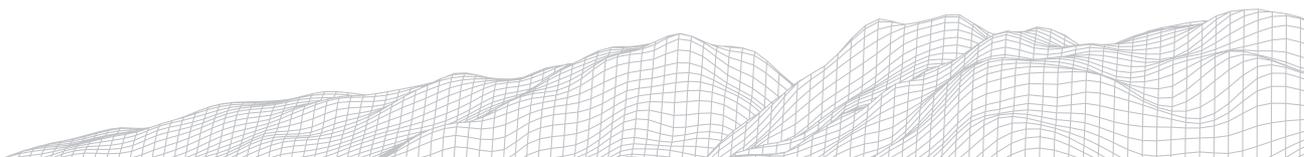
Rua: João Cabral, Matinha, Teresina – PI, 64002-150

E-mail: jorgeabreupaula@cchl.uespi.br

Resumo

O ambiente costeiro, por ser extremamente frágil, apresentando um alto grau de complexidade e sensibilidade, conformando sistemas deposicionais efêmeros, tanto espacial, quanto temporal gerando, assim, morfologias variadas e que sofrem constante mudança. O litoral do Piauí é caracterizado por extensos depósitos de areias marinhas, que formam cordões arenosos, pontais e planícies de cristas de praia, apresentam, também, segmentos por terraços lamosos ocupados por manguezais e falésias com sedimentos consolidados. A presente pesquisa busca por meio de análise sistêmica organizar os dados obtidos através da pesquisa bibliográfica e observações de campo (In loco), procurando exaltar as feições geomorfológicas ali existentes, como também, apontar os possíveis impactos ambientais causados na região costeira do município.

Palavra Chave: Geomorfologia, Impactos Ambientais, Município de Cajueiro da Praia



1. Introdução

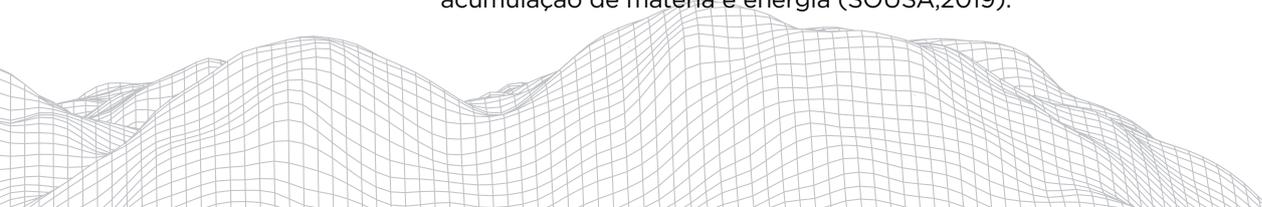
A zona costeira do Município de Cajueiro da Praia, no litoral do Piauí, é composta de ambientes que apresentam alto grau de complexidade e fragilidade, uma vez que apresenta sistemas morfológicos diversos, que estão relacionados à depósitos geológicos antigos e também recentes, e que tem dinâmica bastante particularizada.

Segundo Cunha & Guerra (1995, p. 191) “a evolução do relevo, geralmente resultado de uma longa interação entre tectonismo, litologia e clima, pressupõe, para sua compreensão, a reconstituição paleogeográfica da área considerada”. Neste caso, o estudo da região costeira e seus processos atuais requer uma caracterização de sua cobertura sedimentar e sua mobilidade em função de parâmetros oceanográficos, como ondas, correntes e marés, além de eventos meteorológicos e hidrológicos (Cunha & Guerra, 1995). No geral, as praias são ambientes altamente dinâmicos, e estão sofrendo constantes alterações morfológicas (ARAUJO, 2008). Com esses efeitos atuantes na zona litorânea formam-se feições geomorfológicas ao longo dos anos, mas que também, vem sofrendo com ações antrópicas, principalmente, associado ao turismo, um dos maiores fatores que tem propiciado as modificações na zona costeira, tanto em sua morfologia, dinâmica, diminuição das faixas praias, dentre outras.

O ambiente costeiro, por ser extremamente frágil, apresenta alto grau de complexidade e sensibilidade, conformando sistemas deposicionais efêmeros, tanto espacial, quanto temporal. Esses sistemas são caracterizados por morfologias variadas e que sofrem constante mudança, entre eles estão ambientes fluviomarinhos, dunas fixas e móveis, praias, estuários, cordões arenosos, falésias vivas e mortas, entre outros (SILVA, 2019). A caracterização dessas feições ocorre pela origem geológica do ambiente, que a partir daí originam as feições geomorfológicas costeiras, que surgem através das mudanças climáticas (meteorológicas), da dinâmica costeira (ação das ondas, marés) e ações antrópicas (turismo, construção civil). De acordo com Cavalcante (2000), no estudo da zona costeira, consideram-se os aspectos geomorfológicos, morfológicos, climáticos e oceanográficos, detendo-se das análises especialmente no desenvolvimento, evolução e os efeitos dos organismos, sedimentos, ondas e correntes.

O litoral brasileiro é caracterizado por extensos depósitos de areias marinhas, que formam cordões arenosos, pontais e planícies de cristas de praia, apresentam, também, segmentos por terraços lamosos ocupados por manguezais e falésias com sedimentos consolidados (MMA, 2008). Pela disposição geológico-geomorfológica (por estar numa margem continental passiva), ocorrência de modificações na posição da linha de costa e a mudança no nível relativo do mar, bem como no clima de ondas, as praias brasileiras apresentam baixa declividade, principalmente nas regiões Norte e Nordeste, representando uma elevação do nível do mar muito ampliada em comparação com plataformas de maior declividade (MMA, 2008).

Nesse aspecto é possível afirmar que as mudanças e intervenções ambientais, com contribuição das ações antrópicas (que degradam a linha de costa), causam essas declividades, gerando a formação de algumas feições ou alterando as já existentes, modificando a paisagem costeira. Mesmo sendo o menor litoral da costa brasileira, o litoral piauiense tem uma diversidade ambiental variada que desencadearam ao longo de sua história, a execução de atividades econômicas e sociais como a pesca artesanal, a extração mineral de sal, a aquicultura, a urbanização, o turismo entre outros (PAULA, 2013). De maneira geral, as atividades econômicas exercem pressão sobre as áreas naturais, ocasionando as modificações na paisagem costeira, alterando suas funções ambientais: produção, regulação, transporte e acumulação de matéria e energia (SOUZA, 2019).



De acordo com Barbosa (2018) as feições morfológicas são definidas como um arranjo de formas altimétricas e fisionomicamente semelhantes em seus diversos tipos de modelados, dentre

eles estão praia, deltas, canais fluviais, planície eólica, planície marinha, terraços marinhos, planície lacustre, tabuleiro costeiro entre outros. No litoral do Piauí e em mais detalhe no município de Cajueiro da Praia, destaca algumas destas feições:

O litoral do Estado do Piauí, inserido numa paisagem costeira geológica recente no Nordeste setentrional do Brasil, é marcado por uma variedade de feições geomorfológicas distintas, praias arenosas baixas, recifes de arenito, sistemas estuarinos e marinhos complexos, lagoas costeiras, planícies de marés, esporões arenosos (spits), extensos campos de dunas, planícies deltaicas entre outras. (PAULA, 2013, p. 11).

A área do município de Cajueiro da Praia tem relevância para estudo por ser um dos municípios que fazem parte da Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba (PAULA, 2013), área reconhecida por sua grande biodiversidade. Assim, Cajueiro da Praia apresenta áreas alimentação e reprodução de peixes e outros animais, como o peixe-boi marinho, cavalos- marinhos, tartaruga-de-couro, espécies estas ameaçadas de extinção(SOUSA, 2019).

Com base nesta exposição sobre a importância dessa zona costeira, o presente trabalho tem por objetivo caracterizar as feições geomorfológicas do município de Cajueiro da Praia-PI desde sua origem e as modificações que ocorreram ao longo do tempo, buscando relacioná-las com os conflitos ambientais, tanto por efeitos naturais, como também pela ação humana, que crescem num ritmo cada vez mais acelerado nas zonas costeiras, e por fim buscar sugerir ações que possam minimizar os problemas verificados.

2. Área de estudo

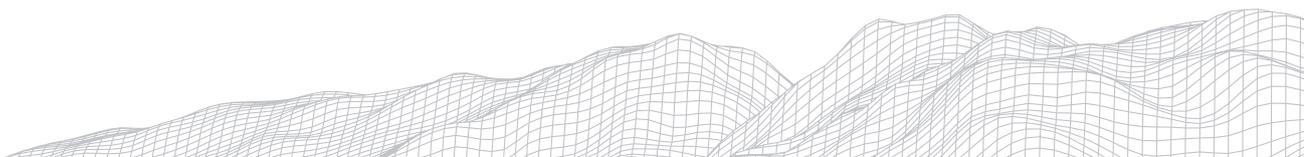
2.1 Localização geográfica

A presente pesquisa teve como foco o município de Cajueiro da Praia, localizado no litoral do Estado do Piauí, sua localização geográfica é de 02° 55' 40" latitude sul e a uma longitude 41° 20' 10" oeste, estando a uma altitude aproximada de 10 metros em relação ao nível do mar, tendo uma população estimada em 2019 de 7.674 habitantes (IBGE, 2019) e possui uma área de 283,86 km² (PMCJ, 2021). Possuindo uma faixa litorânea de 13 quilômetros de extensão (DUTRA, 2015).O litoral do município piauiense limita-se ao Estado do Ceará (a leste) e com o município de Luis Correia (a oeste).

De acordo com o Governo Municipal de Cajueiro da Praia a origem do nome do município surgiu devido ao grande número de cajueiros existentes. Na sede do município, surgiu um cajueiro ainda maior próximo à foz dos rios Ubatuba e Timonha

Um frondoso cajueiro, cuidado com especial carinho por uma família de pescadores, pioneiros do lugar, denominaram o local pela sua vegetação tropicalista de Cajueiro da Praia. Sua população nasceu devido às constantes visitas de dois destemidos pescadores que vinham das bandas do Ceará, que costumavam pescar no seu litoral. Receosos da presença dos índios Tremembés que naquela época habitavam no local, não ancoravam para conhecer de perto a riqueza natural dessa terra (PMCJ, 2021).

Percorrendo o sentido Leste-Oeste, o município conta com as praias de Praia do Itam ou Praia do Mangue (praia fluvial e marinha junto à foz dos rios Ubatuba e Timonha); Praia de Cajueiro de Baixo (situada na sede do município), Praia do Morro Branco, Praia do Sardim, Praia de Barrinha, Praia de Barra Grande e Praia da Ponta do Anel (até à foz dos rios Cardoso/Camurupim).



2.2 Geologia e Geomorfologia

As bases geológicas que sustentam o município de Cajueiro da Praia são o Embasamento Cristalino Pré-Cambriano, as formações Pale-Mesozóica da Bacia Sedimentar do Maranhão- Piauí, os sedimentos terciários da Formação Barreiras e os sedimentos costeiros Quaternários (SOUSA, 2019).

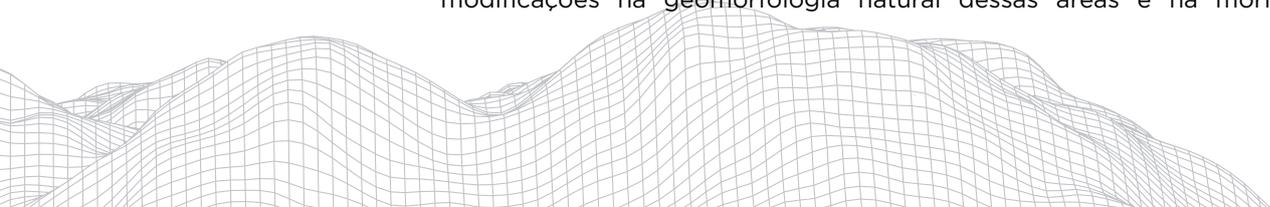
De forma geral o litoral do Estado do Piauí está inserido em mais de 90% de seu território na Bacia Sedimentar do Parnaíba ou bacia do Maranhão-Piauí ou ainda Bacia Sedimentar do Meio Norte (BAPISTA, 2010), mas, tendo como embasamento geológico principal a Formação Barreiras (BAPTISTA, 2014), com sua formação datada no período Terciário. Essa bacia geológica é caracterizada por três ciclos de deposição de sedimentos constatados no litoral piauiense: I - Era Paleozóica (no período Siluriano inferior até o período Siluriano superior); II - Era Mesozóica (no período Triássico e no período Cretáceo) e na III - Era Cenozóica (no período Quaternário) (BAPTISTA, 2010; PAULA, 2013). É ainda caracterizado por embasamento geológico da Formação Barreiras (datada do período Terciário), composta essencialmente por sedimentos arenosos e areno-argilosos (BAPTISTA, 2014; PAULA, 2013), e também onde podem ser encontradas feições mais recentes datadas como Depósitos do Quaternário (DUTRA, 2015), caracterizados principalmente pelos depósitos de areias quartzosas e materiais finos (siltes e argilas). Existem ainda de forma esparsa na área de estudo (já no limite com o município de Luis Correia e mais expressivamente na divisa com a cidade de Chaval, já no Estado do Ceará) afloramentos do Pré-Cambriano classificados por Silva et al. (2003) como sendo Complexos Granitóides da Suite Intrusiva de Chaval, que em função da erosão diferencial foram sendo exumados.

Esses depósitos geológicos foram sendo moldados pelas ações e dinâmicas geradas pelos climas pretéritos e atuais fazendo surgir às unidades geomorfológicas.

Já as unidades geomorfológicas da área de estudo compreendem geralmente por relevos de agradação como é caso dos tabuleiros, planícies fluviais e fluviomarinhas, planície costeira, planícies flúvio-lagunares, planícies eólicas, terraços marinhos, dentre outros (BARBOSA, 2018). São expressivas ainda feições de recifes no litoral de quase todo o município de Cajueiro da Praia, desde a Praia de Cajueiro de Baixo, passando pelas praias de Praia do Morro Branco, Praia do Sardim, Praia de Barrinha, Praia de Barra Grande. Baptista (2010) estudou estas feições associando-as à materiais associados à concreções da formação Barreiras. Há ainda feições de *beach rocks* resultantes da consolidação de antigas faixas de praias (PAULA et. al, 2016). Em função da interação com os sistemas fluviais o litoral de Cajueiro apresenta coberturas sedimentares variando de média a muito fina (PAULA, 2013) e em alguns setores apresenta comportamento típicos de planície de maré, como ocorre na Praia do Itam. As praias adjacentes em geral são planas a partir da zona de estirâncio inferior e se mantém planas no antepraia por longa extensão. Dias (2005) confirma a predominância de materiais finos derivados da descarga dos sistemas estuarinos da região, se refletindo na morfologia das praias.

3. Metodologia

Os estudos e pesquisas direcionados aos ambientes costeiros e marinhos, sobretudo aqueles que são habitados pela sociedade, são de extrema relevância e se fazem cada vez mais necessários, pois permitem análises e avaliações do grau de impactos da ação antrópica sobre estes ambientes e quais as áreas e setores mais atingidos por tais interferências, esses impactos vão desde ações diretas e ações indiretas provocadas no ambiente, o que acaba caracterizando modificações na geomorfologia natural dessas áreas e na morfologia das



unidades ambientais. Muitas dessas modificações acontecem pela instalação de equipamentos urbanos próximos a linha de costa, até as consequências refletidas pela natureza em virtude das ações provocadas pela interferência humana nestes ambientes.

Denominar o método é crucial para qualquer pesquisa científica. “Chama-se método científico o procedimento que norteia a ação do cientista que busca analisar e entender um determinado fenômeno ou processo” (CASTELLO, KRUNG, 2017). Assim, adotou-se nesta pesquisa o método científico para atingir os objetivos propostos.

Segundo Meireles (2014) a melhor metodologia a ser empregada nos estudos costeiros está relacionada à Teoria Geral de Sistemas em Geografia Física e às demais categorias que analisam o território.

O termo Teoria Geral de Sistemas (TGS), é um sistema que pode ser definido como um complexo de elementos interatuantes. [...] um sistema aberto é definido como sistema que troca matéria com o meio circundante, que exibe importação e exportação, constituição e degradação de seus componentes matérias. Diante da possibilidade de interdependências entre os componentes morfológicos – a faixa de praia, por exemplo, resultante dos componentes geológicos, geomorfológicos, tectônicos, clima e evolução geoambiental da borda das crostas continentais – de uma planície costeira, (MEIRELES, 2014 p. 396).

Para esta pesquisa, buscou-se utilizar de procedimentos como pesquisa bibliográfica, onde foram levantados trabalhos (teses, artigos, livros e dissertações de autores diversos relacionados com a temática da pesquisa) de modo a verificar as feições morfológicas do litoral do município. Buscou-se ainda nestes trabalhos verificar os relatos sobre os conflitos socioambientais de modo a complementar a análise. Foram feitos fichamentos dos trabalhos para organizar e categorizar as feições morfológicas discutidas.

Na pesquisa bibliográfica, as realizações da fundamentação teórica foram organizadas através de leituras diversas de artigos, teses e dissertações, que proporcionaram o entendimento da dinâmica da zona costeira, entre eles estão:- Cunha & Guerra (1995); Araújo (2008); Silva (2019); Cavalcante (2000); MMA (2008); Paula (2013); Paula et. al. (2016); Baptista (2010);

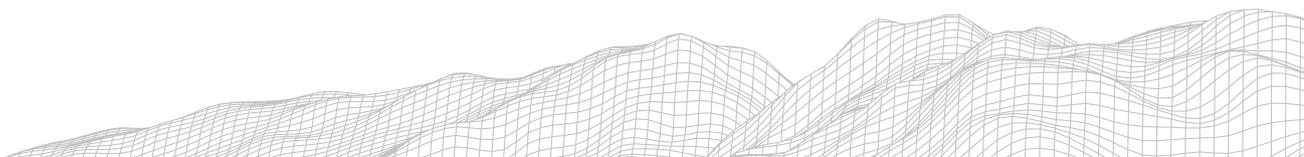
Baptista & Horn Filho (2014); Dutra (2015); Barbosa (2018); Sousa (2019); Meireles (2014); Calliari et al. (2003); Dias (2005); Castelo & Krung (2017).

Cunha e Guerra (1995) apontam que a leitura é a pratica de aquisição e troca de conhecimento mais difundida. É a partir dela que ocorre a assimilação dos conhecimentos teóricos dos diversos autores e a refutação destes. Ainda de acordo com Cunha & Guerra (1995):

Evidentemente não basta fazer a apologia dos novos tipos de documentos. Mas, nos cabe aprender retirar deles o maior número possível de informações seletivas, dirigidas para interpretações razoáveis e boas aplicações a serem desenvolvidas em conjunto com outros níveis de pesquisa e campos do conhecimento. (CUNHA & GUERRA, 1995, p. 16).

Como ferramenta complementar à análise utilizou-se da fotointerpretação de imagens disponíveis através do software Google EarthPro, que possibilitou uma melhor definição das feições já descritas pelos autores. A utilização do Google Street View também foi ferramenta útil para verificar algumas alterações e formas de uso na área.

De acordo com Cunha & Guerra (1995, p. 15) as imagens de satélite têm ajudado bastante na análise geográfica. Os usos delas “ampliaram-se as nossas possibilidades de entendimento e visualização, ao mesmo tempo em que nos



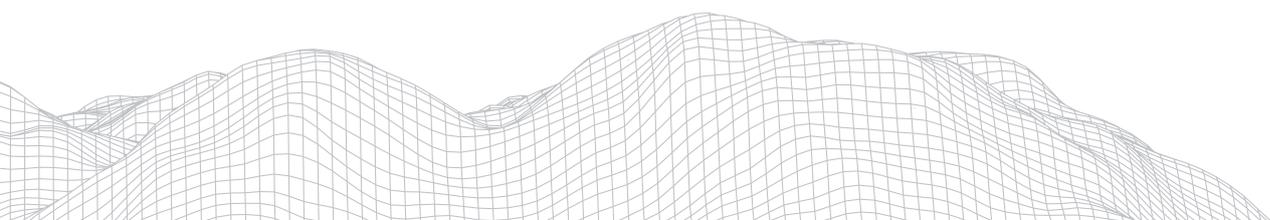
tornamos mais expostos a críticas (CUNHA & GUERRA, 1995, p. 15)”.

O entendimento das formas de organização dos ambientes na planície costeira, bem como das atividades humanas ocorrente no ambiente do litoral é item fundamental na compreensão da relação entre as atividades humanas e as alterações no comportamento da resultante dos processos costeiros (PAULA, 2013). Através das observações por meio de imagens de satélite já foi possível um reconhecimento preliminar da área de estudo, possibilitando maior compreensão do ambiente, sendo possível uma projeção cartográfica da área. A partir disso foi possível ainda compreender a caracterização da costa e de seu alinhamento o que permite trazer informações sobre a gênese de algumas feições como os campos de dunas e cordões arenosos. Feições estas que, sem a fotointerpretação, não seria possível apenas com a análise *in situ*. A fotointerpretação proporcionou o entendimento da dinâmica costeira atuante nos limites Leste e Oeste da área destacando a intensa dinâmica a qual são submetidas os sistemas estuarinos dos rios Timonha e Ubatuba (à Leste) e rios Camurupim e São Miguel (à Oeste).

Após a realização da pesquisa bibliográfica e da fotointerpretação de imagens aéreas da área foram realizadas campanhas de campo no município de Cajueiro da Praia, com observações/registros *in loco* das feições geomorfológicas costeiras existentes e seus elementos como associações vegetais e de solos. Percorreu-se o litoral do município de Cajueiro da Praia passando pelas praias do Praia do Itam (limite Leste); Praia de Cajueiro de Baixo, Praia do Morro Branco, Praia do Sardim, Praia de Barrinha, Praia de Barra Grande e Praia da Ponta do Anel (extremo Oeste da área). Além dos registros fotográficos das principais feições existentes, buscou-se ainda verificar e descrever os processos antrópicos atuantes que pudessem gerar conflitos com a vulnerabilidade da área.

4. Resultados e discussões

O litoral sofre constantes mudanças ao longo do tempo, e essas mudanças em sua maioria são influenciadas pela dinâmica climática local, e ainda “são controladas pela geologia e configuração da costa” (CALLIARI et. al, 2003 p. 02). Assim, um dos agentes atuantes para essas constantes mudanças é o comportamento do clima de ondas que ocasiona a troca bidirecional de sedimentos entre a região de estirâncio e a ante-praia. Abreu (2011) destaca também que o transporte de sedimentos está relacionado ao fluxo de energia necessário para movimentar as partículas sobre a camada superficial de fundo. Nesse sistema dinâmico as feições morfológicas do Município de Cajueiro da Praia foram sendo construídas e esculpidas, ao longo do tempo geológico, podendo ser caracterizadas como: Pediplano Sertanejo (Superfície de Erosão sobre o Embasamento); Tabuleiros litorâneos; Planícies Lacustres, Flúvio-Lacustres e Planícies Fluviais; Planície Flúvio-Marinha; Faixa praial, terraços marinhos e campo de dunas (Figura 1).



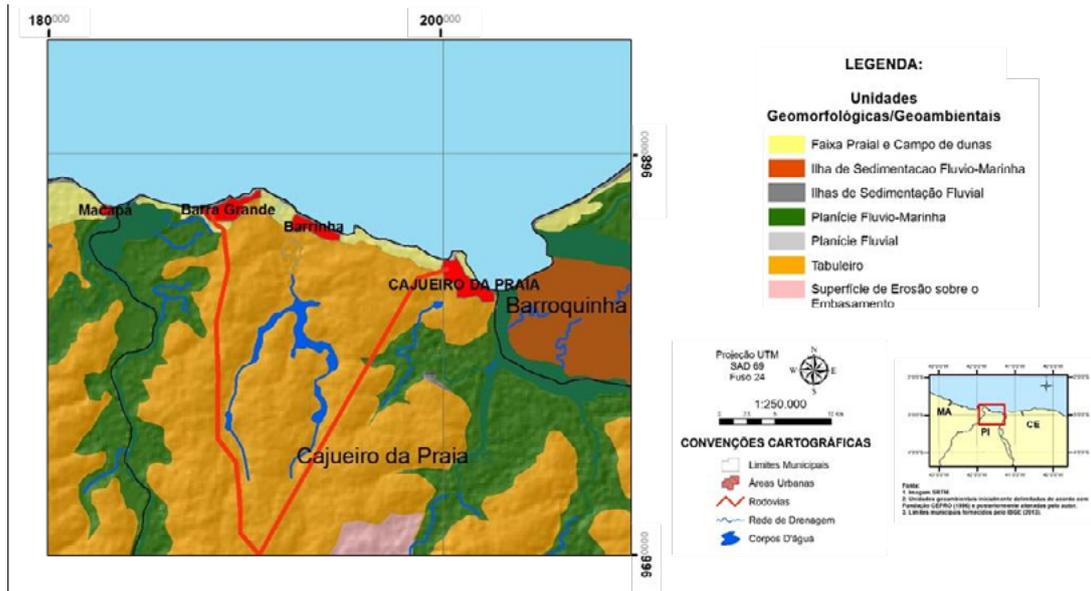


FIGURA 1: Unidades Geomorfológicas/Geoambientais de Cajueiro da Praia.
Fonte: Arquivo dos autores, elaborado no ArcGis 3.0.

4.1 Feições morfológicas e atividades humanas associadas

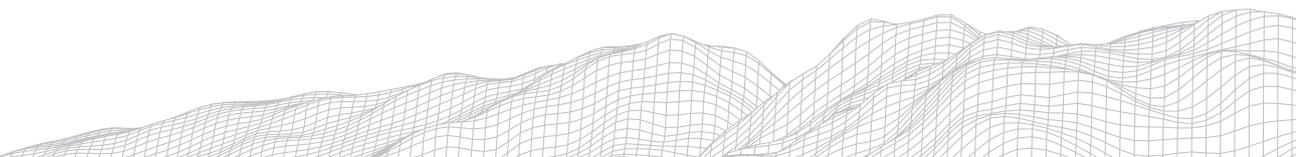
4.1.1 Pediplano Sertanejo (Superfície de Erosão sobre o Embasamento)

Na área do município já no limite com o município de Luis Correia (PI) e Chaval (CE) pode ser encontrado Pediplano Sertanejo que representa uma Superfície de Erosão sobre o Embasamento Cristalino composto por afloramento Gnaissico/Granitóideda Suite Intrusiva de Chaval foi exposta. As feições locais são blocos de rochas e superfícies dômicas arrasadas. Nessa área as atividades principais em desenvolvimento são o extrativismo vegetal, o extrativismo mineral onde o material do embasamento tem servido de base para a construção civil através da abertura de lavras de extração (Figura 2).



FIGURA 2: Superfícies arrasadas do Cristalino, exumadas pela erosão diferencial gerando feições dômicas.

O Material tem sido servido como lava de extração para a construção civil.



Fonte: Arquivo dos autores.

4.1.2 Tabuleiros

Os Glacisde acumulação pré-litorânea, são depósitos da Formação Barreiras sendo composta por conglomerados, arenitos grosseiros e finos com intercalações locais de siltitos e argilitos (PAULA, 2013) Tércio-Quaternários de coloração variando de cinza claros, vermelho- alaranjada, e amarelo-avermelhada. Sua estratificação é indistinta e em geral com suave inclinação para o mar. Os depósitos da formação barreiras estão associados aos depósitos colúvio-aluvionares em uma época que o nível do mar era mais baixo que o atual, permitindo o recobrimento de uma extensa plataforma formando uma superfície bem mais ampla que os limites atuais. Sua disposição paralela à linha de costa é cortada pelas planícies fluviais e flúvio- marinhas.

Em alguns setores do litoral do Piauí os tabuleiros são utilizados para a produção agrícola com expressivos investimentos dos Governos Federal e Estadual, entretanto no município de Cajueiro da Praia essa unidade geomorfológica pouco tem sido aproveitada. O que se verifica é a extração mineral de sedimentos da Formação Barreiras de forma não sistematizada e feita de forma individualizada. Como consequência desse processo verificam-se cavas abandonadas das antigas áreas de extração representando importante alteração da paisagem.

É possível ainda destacar feições como as falésias vivas da Praia de Cajueiro de Baixo, ganhando destaque por ser a única falésia ativa no litoral do Estado do Piauí. “Como sendo uma zona de interface entre a terra e o mar, esta área apresenta alto grau de complexidade e sensibilidade ambiental, sendo extremamente frágil” (SILVA, 2019, p. 31), sofrendo assim, ações diretas das ondas, marés e correntes marinhas, alterando a sua forma e degradando com o tempo.

As falésias de Cajueiro da Praia (Figura 3) é uma feição já se encontra bastante degradada devido à ação natural do ambiente, podendo passar despercebida, por também, apresentar uma baixa altimetria (não ultrapassando cotas de 3 metros no topo). A contínua dinâmica das marés, ondas, correntes tem gerado a alteração desse depósito com o contínuo solapamento da base da falésia, provocando o surgimento de uma plataforma de abrasão, que são compostas principalmente por concreções ferruginosas associados à Formação Barreiras. Outro fator que merece destaque é que sobreposto ao material ferruginoso existe o material marinhos onde encontram-se sedimentos tato arenosos como bioclásticos, com restos de esqueletos marinhos e conchas, o que revela que o nível do mar nesta área, no passado, já ocupou posição mais elevada do que o atual.

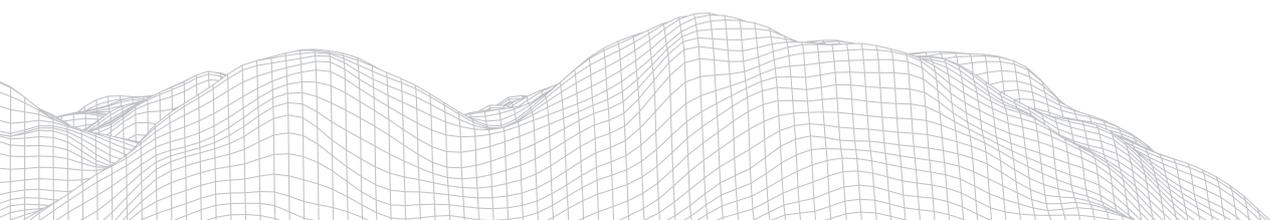




FIGURA 3: Falésia visa no município de Cajueiro da Praia e exposição de superfície de abrasão com matriz de concreções ferruginosas.

Fonte: Arquivo dos autores.

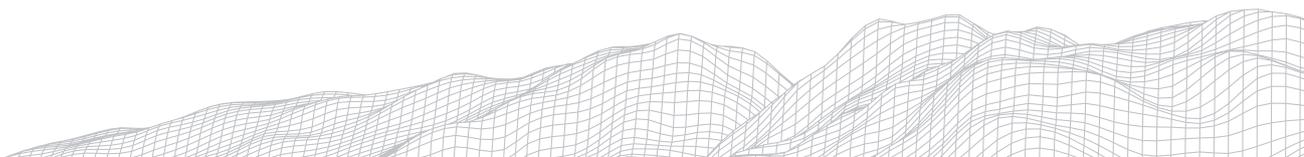
Elas estão fixadas devido a presença de vegetação do tipo herbácea, cajueiros, carnaúbas e coqueiros, a presença dessa vegetação permite que os sedimentos não sejam carregados pela ação eólica. Entretanto, atividades associadas à especulação imobiliária na área são as principais ameaças à manutenção destas feições, uma vez que já foi atado fogo na vegetação para favorecer a ocupação e o loteamento na área. Foi ainda verificado na área a presença de resíduos sólidos, como garrafas pet, sacolas plásticas e outros materiais que geram impactos negativos principalmente para o ambiente praiado e marinho. Outro ponto observado é o aumento das atividades turísticas bem como o crescimento gradativo da cidade, principalmente junto à praia muitas vezes sem o planejamento adequado do uso e, o que gera uma situação preocupante do ponto de vista da preservação do ambiente costeiro e marinho.

4.1.3 Planícies Lacustres, Flúvio-Lacustres e Planícies Fluviais

As planícies lacustres e flúvio-lacustres da área são caracterizadas pelas planícies da Lagoa do Camelo e da Lagoa Comprida. Já as planícies fluviais são representadas pelas planícies dos rios São Miguel, Camurupim, Ubatuba, Carpina e Timonha e de pequenos vales litorâneos. Nas áreas das planícies fluviais já podem ser verificadas atividades associadas à aquicultura, mas ainda de forma pouco expressiva.

4.1.4 Planície Flúvio-Marinha e Planície de Maré

As planícies fluviomarinhas da área são representadas pelas planícies de interação fluvial e marinha dos rios Ubatuba/Timonha e Camurupim/São Miguel. Esses ambientes recebem diariamente contribuições do regime de marés da região (caracterizadas como sendo de mesomarés) com amplitude que chega a 3,7m em alguns meses. Assim a zona de mistura de água fluvial e marinha atinge até mais de 26km continente. Conseqüentemente essa dinâmica cria ambientes razoavelmente planos que acabam recebendo influência das marés compondo ainda ilhas de sedimentação fluviomarinhas e planícies de marés da região e à medida que estas regridem surgem as áreas de salgado. A partir da maior interação entre os ambientes fluvial e marinho torna-se também mais expressivas as atividades associadas à aquicultura (carcinicultura e piscicultura) nos



rios Camurupim/São Miguel e Ubatuba/Timonha alterando significativamente as planícies fluviomarinhas. Além destas atividades destaca-se ainda a produção de sal (em salinas do rio Ubatuba e Crapina). Essas atividades tem como possível comprometimento a alteração nos regimes fluviais e descarga de nutrientes para o sistema estuarino.

Na Planície Flúvio-Marinha de Cajueiro da Praia e Planície de Maré na praia do Itam, devido a concentração de conchas de moluscos e crustáceos, as marisqueiras fazem a coleta de pequenos moluscos e crustáceos para alimentação e venda. A praia contém sedimentos argilo-arenoso, ambiente propício para esses animais.

Contudo, fazem-se necessárias ações do poder público que possam propor políticas de preservação e orientação de preservação/conservação no ambiente natural, voltadas aos turistas e moradores locais, destacando a importância dos ambientes para a biodiversidade, além da manutenção das áreas sensíveis às ações humanas.

4.1.5 Faixa praial, terraços marinhos e campo de dunas

Na área são encontradas ainda as faixas praiais, os terraços marinhos e os campos de dunas costeiros. As praias são o ambiente de contato transicional continente-oceano suavemente declivoso para o oceano e delimitados pelos eventos de preamar e baixamar do regime de marés. Nessa feição são ainda encontradas feições menores que compõem a praia propriamente dita denominadas pelos terraços marinhos holocênicos, pós-praia, dunas frontais, zona de berma, estirâncio e antepraia. Com a dinâmica eólica atuante são mobilizados sedimentos que acabam adentrando o continente. Inicialmente na forma de dunas frontais próximo à faixa praial. Mas à medida que o regime de ventos se mantém constante e forte os sedimentos avançam cada vez mais para dentro do continente formando os campos de dunas da região.

Outra feição de destaque no litoral do município é o cordão arenoso (*spit*) que forma a Praia da Ponta do Anel (Figura 4). Ele deriva dos processos costeiros associados principalmente à corrente de deriva costeira e processo de deslocamento da desembocadura dos rios Camurupim e São Miguel. A corrente costeira atuante de Leste para Oeste criou um cordão arenoso de alinhamento paralelo à costa no extremo oeste do município, a partir da Praia de Barra Grande.

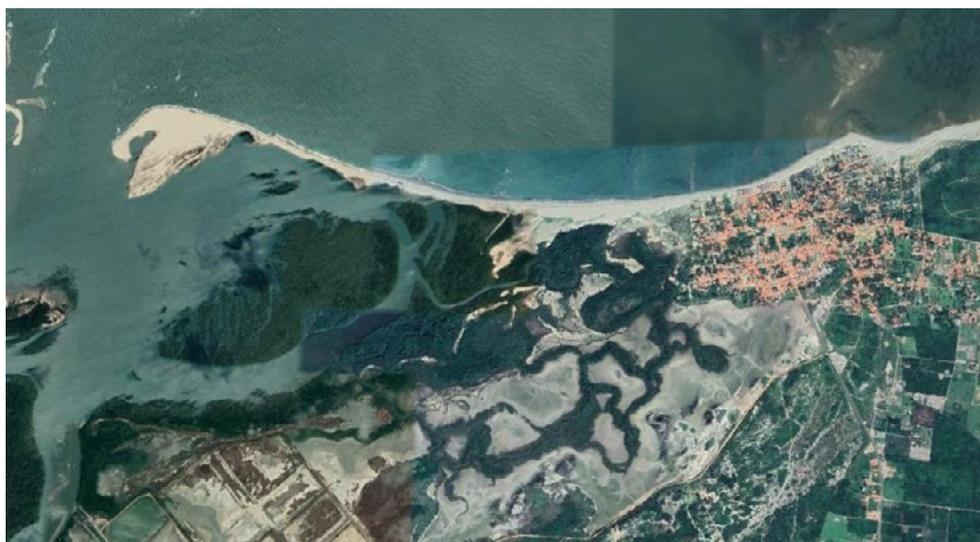


FIGURA 4: Cordão arenoso (*spit*) e ilhas de sedimentação fluviomarinhas da Praia do Anel, próximo à localidade de Barra Grande (extremo Oeste do município).

Fonte: Imagens adaptado de Google Earth Pro, 2021.

As dunas não exercem predominância no município de Cajueiro da Praia, observando-se principalmente dunas frontais junto à faixa de praia com vegetação de médio porte, que servem como fixadoras dessas dunas. Na região do pós-praia sotoposta às dunas frontais há superfícies de erosão eólicas já arrasadas.

Na área das faixas praias são ainda encontrados os recifes de arenito ferruginosos dispostos ao longo de todos o litoral do município e os arenitos de praia. Estes últimos expressivos na porção Leste da Praia de Barrinha.

Os recifes de arenito influenciam na morfologia das praias de diversas maneiras, protegendo-as principalmente da erosão costeira, mantendo a sua estabilização ao anteparar parte da energia das ondas dissipativas, onde estas influenciam no fluxo de sedimentos costeiros retardando a entrada destas na costa adentro. Os recifes são mais resistentes a erosão costeira por conter uma cimentação ferruginosa, criando em sua superfície uma camada limonítica que evita a desagregação dos grãos de sedimentos (BAPTISTA, 2014). Em algumas praias do município, como em Barra Grande, os arenitos chegam à atingir mais de 1km mar adentro.

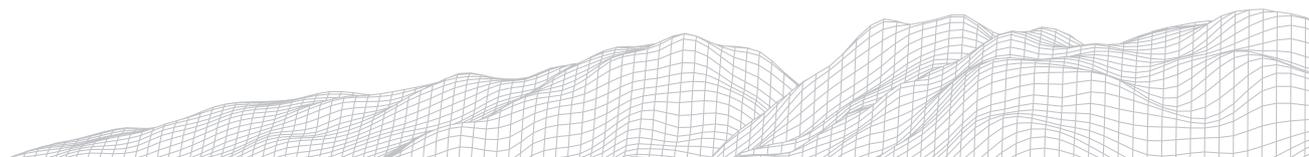
Os recifes de arenito de praia (*beachrocks*) são exclusivos das praias da Barrinha (Figura 5). Tais formações se encontram distribuídas descontinuamente, ao longo da linha de costa geralmente aflorados entre a zona de arrebenção e zona de estirâncio. Os recifes de arenito da praia da Barrinha tem estratificação cruzada e mergulho em direção ao mar sugerindo antiga faixa de praia, tem textura predominantemente arenosa, mas com algumas variações mais grossas ou conglomerática (PAULA, 2013). Esses arenitos são cimentados por carbonato de cálcio, disposto paralelo a linha de costa, apresentando pouca descontinuidade, com presença de aberturas nas rochas chamadas de marmitas, ocasionadas pelos processos erosivos do mar (BAPTISTA, 2014).



FIGURA 5: Recifes de arenito de praia (*beachrocks*), na faixa de praia da Barrinha, município de Cajueiro da Praia.

Fonte: Arquivo dos autores.

De acordo com Baptista (2010) a sua morfologia corresponde a faixas longas e contínuas sobre a praia e sua composição se dá, além do quartzo, por fragmentos de conchas ou biofragmentos. Tendo um leve mergulho rumo ao oceano, significa uma formação de proteção para a costa. Por ser uma praia pacata, com movimentação de turistas relativamente pequena, “sendo habitada, em maioria por nativos ou por pessoas que venderam suas terras em Barra Grande”



(DUTRA, A. S. 2015, p. 61), parecer haver uma maior conservação dos recifes de arenito até o momento, como também, do seu ambiente natural, preservando a sua linha de costa de erosões e mantendo a estabilidade de sua biodiversidade.

Apesar de ser um pouco diferente da praia de Barra Grande, a praia da Barrinha encontra-se mais preservada ambientalmente, pois ainda é pacata, dispondo de poucos empreendimentos comerciais e equipamentos turísticos, mas há que se considerar que alguns empreendimentos hoteleiros já estão investindo na região com construções resorts com edificações de até 2 andares, muitas vezes muito próximo à áreas frágeis como a as planícies fluviomarinhas e área de salgado. Muitas vezes esse crescimento ocorre sem a devida supervisão do poder público municipal e estadual, já que é possível se observar no local que muitas construções estão avançando em direção a linha de costa da praia, podendo causar prejuízos futuros.

Verificou-se com a campanha de campo que a praia de Barra Grande tem alta declividade nas zonas de berma e estirâncio superior, mas possui baixa declividade nas zonas de estirâncio e ante praia. Na porção Leste da praia os recifes de arenito ferruginosos da região da ante praia geram o processo de difração de ondas causando alterações em sua corrente costeira e na morfologia da costa. A difração de ondas causada pelos recifes geram também a formação de bancos arenosos submersos, que são riscos potenciais ao banho de mar (PAULA, 2013).

A zona de pós-praia é composta por terraços marinhos que foram ocupados pela urbanização onde alguns empreendimentos (barracas, pousadas e casas de veraneio) já se aproximam da área de influência das marés.

Nessas áreas já é possível verificar a produção elevada de resíduos sólidos, e é importante frisar que o município não conta com aterro sanitário regulamentado para o correto destino dos resíduos. Foram ainda constatadas nas faixas praias problemas relacionados à falta de infraestrutura sanitária, onde se verificou o despejo de esgoto sem tratamento direto no mar na faixa de praia, que consequentemente irá para o mar. Isso tanto compromete o aspecto visual da paisagem do município, quanto a qualidade ambiental da praia e das águas com reflexos na balneabilidade. Isso pode ainda gerar receio ao turista que observa o lançamento do esgoto na praia, o que acaba deixando no turista um sentimento de descaso e abandono do poder público.

Tal situação evidencia que as praias do município, em alguns pontos, aparentam estar abandonadas pelo poder público, necessitando de mais atenção e cuidado, pois a falta de atenção das autoridades pode gerar danos irreversíveis na dinâmica natural do ambiente costeiro e marinho e à qualidade ambiental desta área.

Portanto, há a necessidade da criação de políticas públicas que possam garantir a manutenção das praias, do ambiente costeiro e marinho e que haja efetivação na fiscalização do cumprimento de políticas que venham a ser institucionalizadas no município de Cajueiro da Praia. Logo, à medida que crescem a urbanização e atividades relacionadas ao turismo e lazer é preciso que as políticas públicas socioambientais também se desenvolvam de modo a equilibrar os usos e a proteção ambiental para as gerações atual e futuras.

5. Considerações Finais

O Município costeiro de Cajueiro da Praia, no Piauí, possui uma área de 283,86km² e uma faixa litorânea de 13 quilômetros de extensão. A população estimada para o município em 2019 foi de 7.674 habitantes. Em termos ambientais, o município é caracterizado por ambientes que apresentam alto grau de comple-



xidade e fragilidade.

As bases geológicas que formam a região costeira de Cajueiro da Praia são o Embasamento Cristalino Pré-Cambriano, as formações Paleo-Mesozóica da Bacia Sedimentar do Maranhão-Piauí, os sedimentos terciários da Formação Barreiras e os sedimentos costeiros Quaternários. Já as unidades geomorfológicas da área de estudo compreendem o Pediplano Sertanejo (Superfície de Erosão sobre o Embasamento), por relevos de agradação como é caso dos Tabuleiros, Planície litorânea composta de faixa praial, terraços marinhos, cordões litorâneos e campo de dunas, falésia viva, recifes de arenito e de arenito de praia (*beach rocks*), planícies fluviomarinhas, planícies lacustres e flúvio-lacustres e planícies fluviais.

Resultante do desenvolvimento da atividade turística e crescimento da urbanização na região tem havido na área alguns conflitos decorrentes das formas de uso e ocupação desordenados. Alguns locais e feições morfológicas acabam sendo mais impactadas como a faixa de praia, onde se verifica desde locais de acúmulo de lixo, como também, pontos de esgoto próximo a praia, gerando comprometimento da qualidade ambiental do lugar, e risco a usuários e turistas.

Os resultados denotam a necessidade da criação de políticas públicas que possam garantir a manutenção do ambiente costeiro e marinho, como as praias e dunas, dentre outras.

Sugere-se ainda que haja efetivação na fiscalização ambiental no município, e ainda que sejam propostas políticas públicas socioambientais para serem institucionalizadas pelo município de Cajueiro da Praia de modo que as atividades se desenvolvam de modo a equilibrar os usos e a proteção ambiental para as gerações atual e futuras.

Agradecimentos

Agradecemos à Universidade Estadual do Piauí (UESPI) e Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós- Graduação através do Programa de Bolsa de Iniciação Científica pela oportunidade de

desenvolver este projeto de pesquisa, e também ao orientador pelo auxílio que me foi dado durante a pesquisa, proporcionando uma nova experiência e conhecimento.

Referências

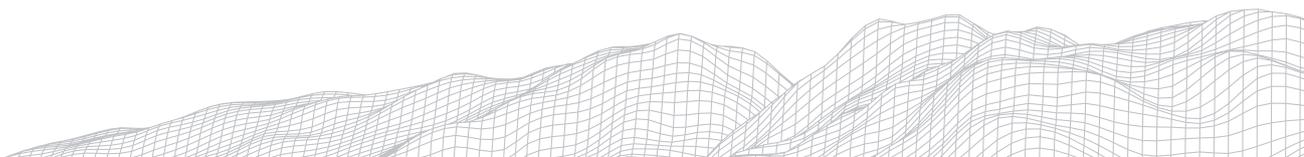
ABREU, Janete Josina de. **Transporte Sedimentar Longitudinal e Morfodinâmica Praial**: Exemplo do Litoral Norte de Santa Catarina - Universidade Federal de Santa Catarina; Programa de Pós-Graduação em Geografia - Florianópolis/SC, 2011.

BAPTISTA, Elizabeth Mary de Carvalho. **Estudos Morfossedimentares dos Recifes de Arenito da Zona Litorânea do Estado do Piauí, Brasil** - Universidade Federal de Santa Catarina; Centro de Filosofia e Ciências Humanas; Programa de Pós-Graduação em Geografia, DOUTORADO - Florianópolis/SC, agosto de 2010.

BARBOSA, Wellynne Carla de Sousa; VALLARES, Gustavo Souza. **Mapeamento Geomorfológico do Município de Cajueiro da Praia, Costa Litorânea do Estado do Piauí** - Revista Brasileira de Geografia Física, v.11, n.04 (2018).

PMCP - PREFEITURA MUNICIPAL DE CAJUEIRO DA PRAIA. **História de Cajueiro da Praia** - Prefeitura Municipal de Cajueiro da Praia, 2021. Desenvolvido por JK. Disponível em: <https://cajueirodapraia.pi.gov.br/cidade/historico>. Acesso em: 10/07/2021.

CALLIARI, Lauro Júlio; MUEHER, Dieter; HOEFEL, Fernanda Gamael; JR, Elirio Toldo -



Morfodinâmica Praia: uma breve revisão - Rev. Bras. Oceanogr. 5J (único)63:78, 2003.

BAPTISTA, Elizabeth Mary; HORN FILHO, N. O - **Relação dos Arenitos com a Geomorfologia Costeira** - Revista Geonorte, Edição Especial 4, V.10, N.1, p 140-145, 2014. (INSS 2237-1419).

CASTELLO, Jorge P; KRUG, Luiz C. - **Asa Ciências do Mar** - Introdução as Ciências do Mar, 2017.

CAVALCANTE, Agostinho Paula Brito; CAMARGO, José Carlos Godoy. **Impactos e Condicionantes Ambientais da Zona Costeira do Estado do Piauí** - Do Natural, do Social e de suas Interações: visões geográficas - 2000.

CUNHA, Sandra Baptista da; GUERRA, Antonio José Teixeira. **Geomorfologia Exercícios, Técnicas e Aplicações** - Editora Bertrand Brasil; 7ª edição, 1995.

DIAS, Carolina Braga. **Dinâmica do Sistema Estuarino Timonha/Ubatuba (Ceará - Brasil):** Considerações Ambientais - Universidade Federal do Ceará; Instituto de Ciências do Mar; Pós- Graduação em Ciências Marinhas Tropicais - Fortaleza/CE, C. B. 2005.

DUTRA, André da Silva; PEREIRA, Raquel Maria Fontes do Amaral. **O Município de Cajueiro da Praia (PI), Brasil:** características naturais e a conservação de um patrimônio socioambiental - Resgate - Rev. Interdiscip. Cult., Campinas, v.23, n.30. p. 57-68 jun./dez. 2015 - e-ISSN: 2178- 3284.

IBGE. **Estimativa da População 2019.** Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pi/cajueiro-da-praia/panorama>. Acesso em: 20/05/2021.

MEIRELES, Antonio Jeovah de Andrade. **Geomorfologia costeira:** funções ambientais e sociais/Antonio Jeovah de Andrade Meireles - Fortaleza: Imprensa Universitária, 2014. 489 p.

MMA, Ministério do Meio Ambiente. **Documento Síntese do I Simpósio Nacional Sobre Erosão Costeira** - Secretaria de Mudanças Climáticas e Qualidade Ambiental; Departamento de Qualidade Ambiental na Indústria, Gerência e Qualidade Costeira e do Ar - Governo Federal, 2008.

PAULA, J. E. de A.; MORAIS, J. O.; BAPTISTA, E. M. de C.; GOMES, M. L.; PAULA, J. E. de A.; MORAIS, J. O.; BAPTISTA, E. M. de C.; GOMES, M. L.; PINHEIRO, L. de S. Piauí beach systems.

In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. F. (Editors). **Brazilian Beach Systems.** Austrália: Springer, 2016.

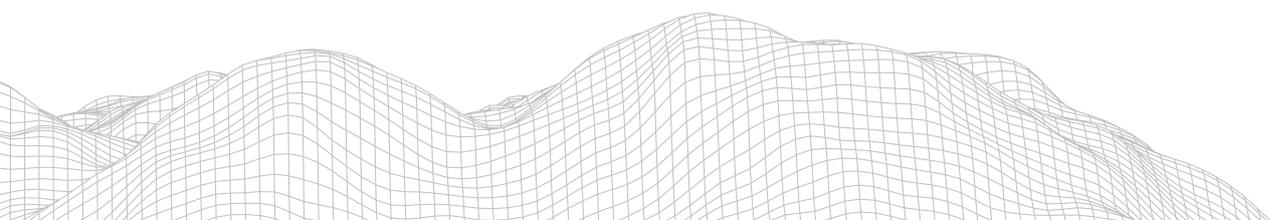
PAULA, Jorge Eduardo de Abreu. **Dinâmica Morfológica da Planície Costeira do Estado do Piauí:** Evolução, Compartimento dos Processos Costeiros e a Variação da Linha de Costa - Universidade Federal do Ceará - UFC; Instituto de Ciências do Mar - LABOMAR; Programas de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, DOUTORADO - Fortaleza - CE, 2013.

SILVA, Carlos Henrique Santos da; LIMA, Iracilde Maria de Moura Fé. **Falésias de Cajueiro da Praia:** testemunho da dinâmica da costa piauiense - Regne; Volume 5, Numero Especial, 2019.

SILVA, A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. - Capítulo II - Bacias

Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Editores) - **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Brasília, 2003.

SOUSA, Roneide dos Santos. **Zoneamento Geoecológico do Complexo Fluviomarinho dos Rios Cardoso/Camurupim e Porção Costeira Adjacente, Litoral Leste Piauiense** - Universidade Federal do Ceará; Centro de Ciências; Departamento de Geografia; Programa de Pós-Graduação em Geografia - Fortaleza/CE, 2



GEOMORFOLOGIA COSTEIRA APLICADA À EXTENSÃO: LITTER LESS – MENOS LIXO NA COSTA

3002

Ana Clara Aguiar Bernardo
Universidade Federal do Ceará
Instituto de Ciências do Mar - Labomar
Av. da Abolição, 3207 – Meireles - Fortaleza - CE CEP 60165-081
E-mail: anaclaraaaguiar@gmail.com

Leticia Costa da Cruz Sampaio
Universidade Federal do Ceará
Instituto de Ciências do Mar - Labomar
Av. da Abolição, 3207 – Meireles - Fortaleza - CE CEP 60165-081
E-mail: leticiaacsampaio@gmail.com

Filipe Galiforni Silva
University of Kiel CAU
Institute of Geosciences
Ludewig-Meyn-Straße 10, 24118 - Kiel, Alemanha
E-mail: filipe.galiforni@ifg.uni-kiel.de

Paulo Henrique Gomes de Oliveira Sousa
Universidade Federal do Ceará
Instituto de Ciências do Mar - Labomar
Av. da Abolição, 3207 – Meireles - Fortaleza - CE CEP 60165-081
E-mail: paulosousa@ufc.br

1. Apresentação/Problemática

O lixo marinho representa é uma das maiores problemáticas da atualidade e está presente em várias praias ao redor do mundo, ele consiste em qualquer resíduo sólido de origem antropogênica introduzido de alguma forma no ambiente marinho (COE e ROGERS, 1997), com 80 milhões de toneladas de resíduos urbanos por ano, o Brasil é o campeão da geração de lixo na América Latina e um dos cinco maiores do mundo (ABNT, 2020).

Uma das tentativas de evitar que mais lixo chegue no ambiente marinho por meio dos usuários da praia é através da Educação Ambiental, que proporciona mudanças de perspectivas visualizando ações a médio e longo prazo (PINHEIRO, 2018 *apud* SCHWAMBACH, 2016).

Dentro dessa perspectiva, estamos apresentando o projeto “LITTER LESS – MENOS LIXO NA COSTA” a ser desenvolvido pelo Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) da Universidade Federal do Ceará (UFC). No qual buscaremos envolver a população local com o ambiente marinho de forma que se inicie um processo de redução dos resíduos no litoral de Fortaleza.

3003

2. Objetivos

Avaliar a distribuição do lixo marinho na Praia do Meireles, Fortaleza, entre o espigão do Náutico e as rochas da Praia da Volta da Jurema. Como também, promover a conscientização da população/usuários da praia (moradores, comerciantes, frequentadores, pescadores) em relação à problemática do lixo marinho.

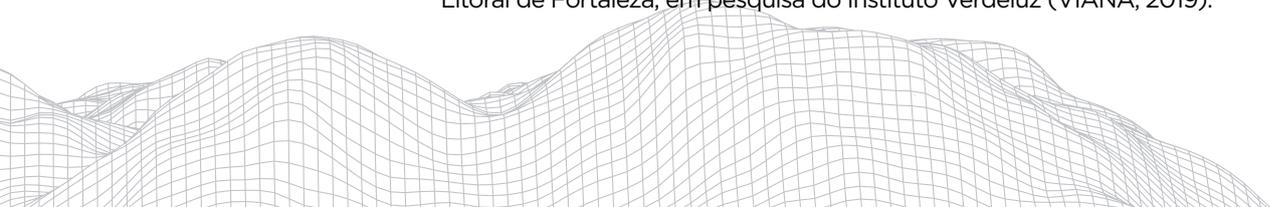
3. Referencial teórico

Conforme o Plano Nacional de Combate ao Lixo no Mar, a questão dos resíduos no ambiente costeiro é um problema complexo a ser enfrentado, pois demanda ações intersetoriais e envolve a sociedade civil (BRASIL, 2019). No estudo socioeconômico do lixo marinho realizado pela *UN Environment* em 2017 se torna evidente a extensão das consequências da poluição marinha, em escala local e global, além de afetar a vida humana desde a alimentação até atividades de lazer.

Segundo o documento traduzido, dentre essas consequências trazem: “[...] Redução do fornecimento de recursos marinhos, redução da atratividade das áreas costeiras que leva a uma redução no turismo e nas atividades recreativas, e, em alguns casos, diminuiu a capacidade dos ecossistemas para proporcionar proteção costeira” (UN Environment, 2017).

Uma das tentativas de gerar atores ativos no enfrentamento do lixo no mar é através da Educação Ambiental. De acordo com Gohn (2014), a educação não formal pode ser uma ferramenta importante na participação dos indivíduos em ações interativas. Como argumentação cabe citar o trabalho “Lixo Marinho como Tema de uma Oficina de Educação Ambiental em uma comunidade Quilombola no Rio Grande do Sul” (PINHEIRO, 2018), que utilizou da educação não formal para incentivar o interesse da população a respeito do tema.

Em decorrência das diversas atividades a que a zona costeira está sujeita, a produção de resíduos sólidos merece atenção (Dias Filho, M, 2011). A poluição do litoral afeta o meio ambiente, a economia, a sociedade e as autoridades locais, pois a presença de lixo marinho pode contribuir com a evasão turística no local, aumentar os gastos com a limpeza da praia, causar impactos negativos no ecossistema local e causar riscos para a população através da ingestão de animais contaminados (IEEP, 2016). Segundo matéria do jornal Diário do Nordeste, 10 mil tipos de resíduos diferentes foram encontrados no Litoral de Fortaleza, em pesquisa do Instituto Verdeluz (VIANA, 2019).



4. Proposta de metodologia

A coleta de dados do Projeto *Litter Less* será realizada de acordo com a metodologia proposta no *Marine Debris Shoreline Survey Field Guide* (NOAA, 2012) e no *Guidelines on Survey*

and Monitoring of Marine Litter (CHESHIRE, 2009). Em um primeiro momento, serão realizados levantamentos morfodinâmicos com GPS Geodésico para fazer identificar as feições de praia, desde o limite da ocupação até a praia a fim de obter um modelo digital do terreno e avaliar as zonas de acúmulo de resíduo, esse levantamento será realizado na maré (seca) de sizígia onde ocorre uma maior amplitude, sendo possível observar o lixo transportado pelas ondas na maré alta na linha de preamar, a partir desse levantamento será possível determinar os pontos de coleta em cada praia.

3004

Serão realizadas as coletas dos lixos maiores manualmente e utilizaremos uma peneira de 2 cm para os resíduos de meso escala. Também serão realizadas análises do sedimento utilizando método de granulometria no laboratório para avaliar o tamanho dos grãos e a presença de resíduos. Os dados serão organizados em planilhas eletrônicas que irão alimentar um banco de dados em SIG do projeto. Após a classificação, será feita a coleta seletiva desse material e o encaminhamento para os ecopontos da cidade ou para os catadores locais, variando com a demanda de resíduos.

Em um segundo momento, após identificar os principais dejetos lançados na praia e conhecer as zonas da praia onde há acúmulo de lixo, serão definidas ações voltadas para a situação verificada de acordo com usos, situação socioeconômica e grau de antropização do litoral. A partir disso serão realizadas atividades junto à população no intuito de promover a conscientização ambiental acerca dos problemas do lixo no mar.

5. Desafios/Dificuldades

Os principais desafios estão relacionados à pandemia de Covid-19 que dificulta os trabalhos de campo e, possivelmente, o desenvolvimento das atividades junto à comunidade e a disponibilidade dos catadores locais para recolher o material coletado. Entretanto, estamos confiantes na melhoria da situação com a vacinação. Além disso, é totalmente viável realizar as ações junto às escolas por meio de interação remota com os alunos.

6. Resultados Esperados

Com o presente trabalho espera-se obter um levantamento científico a respeito do lixo marinho na Praia do Meireles, Fortaleza, organizando e alimentando um banco de dados a respeito do material encontrado e contribuindo com futuras pesquisas a respeito desse tema.

Propondo também um intercâmbio de conhecimento sobre a problemática entre a população local e a comunidade acadêmica através de oficinas e atividades de Educação Ambiental, blog/newsletter/redes sociais e cartilhas educativas.



7. Referências

ABNT NBR 10004:2004. **Resíduos sólidos – Classificação**

ABNT, **boletim Enfrentando os Desafios da Gestão de Resíduos**, volume 17, nº 246 , nov/dez 2020

BRASIL, Ministério do Meio Ambiente. **Agenda Nacional de Qualidade Ambiental Urbana: Plano de Combate ao Lixo no Mar**, Brasília-DF, 2019

CARVALHO, Isabel Cristina de Moura; STEIL, Carlos Alberto. O habitus ecológico e a educação da percepção: fundamentos antropológicos para a educação ambiental. **Educação & realidade**, v. 34, n. 3, 2009.

Cheshire, A.C.; Adler, E.; Barbière, J.; Cohen, Y.; Evans, S.; Jarayabhand, S.; Jeftic, L.; Jung, R.T.; Kinsey, S.; Kusui, E.T.; Lavine, I.; Manyara, P.; Oosterbaan, L.; Pereira, M.A.; Sheavly, S.; Tkalin, A.; Varadarajan, S.; Wenneker, B.; Westphalen, G. (2009). UNEP/IOC **Guidelines on Survey and Monitoring of Marine Litter**. UNEP Regional Seas Reports and Studies, Nº. 186; IOC Technical Series Nº. 83

COE, J.M. & ROGERS, D.B. **Marine Debris: sources, impacts and solutions**. Springer - Verlag, Nova york. 431 p., 1997.

Dias Filho, M.; Silva-Cavalcanti, J. S.; Araujo, M. C. B.; Silva, A. C. M. **Avaliação da Percepção Pública na Contaminação por Lixo Marinho de acordo com o Perfil do Usuário: Estudo de Caso em uma Praia Urbana no Nordeste do Brasil Revista de Gestão Costeira Integrada - Journal of Integrated Coastal Zone Management**, vol. 11, núm. 1, 2011, pp. 49-55 Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos Lisboa, Portugal

GOHN, Maria da Glória. Educação não formal, aprendizagens e saberes em processos participativos. **Investigar em Educação**, v. 2, n. 1, 2014

ICMBio – MMA. **Programa de Monitoramento dos Resíduos Sólidos do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos**, Caravelas, 2018

IEEP, Institute for European Environmental Policy. **Plastics Marine Litter and the Circular Economy**. 2016.

MARINHA do Brasil, **Combate ao lixo no mar**. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/combate-ao-lixo-no-mar>>. Acesso em 30 de jul. de 2021

NOAA Marine Debris Program, **Shoreline Survey Field Guide**. Jan. de 2012

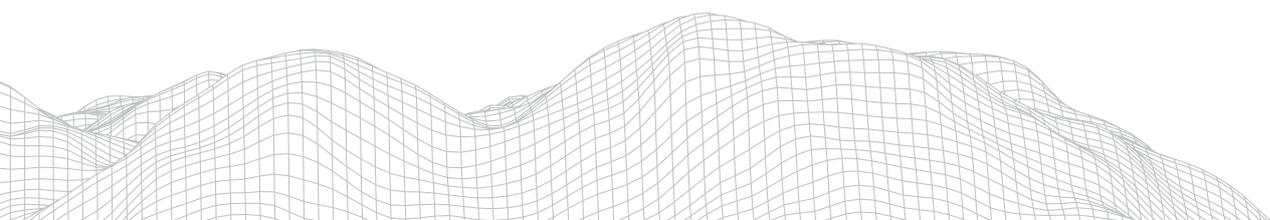
PINHEIRO, Maristela do Santos, Ladelfo J.; Costa E.S. **Lixo Marinho como Tema de uma Oficina de Educação Ambiental em uma comunidade Quilombola no Rio Grande do Sul - 6º Congresso Internacional de Tecnologias para o Meio Ambiente Bento Gonçalves - RS, Brasil, 10 a 12 de Abril de 2018**

UN Environment. **Marine Litter Socio Economic Study**, United Nations Environment Programme, Nairobi. Kenya, 2017

VIANA, Theyse. 10 mil tipos de lixo são encontrados no litoral de Fortaleza. **Diário do Nordeste**, 05 de jun. de 2019

ZONA Litorânea RM, **Orla Metropolitana de Fortaleza**. Disponível em:

<[https://sites.google.com/site/orlametropolitanafortaleza/configuracao-espacial/zona-litoranea intrametropolitana](https://sites.google.com/site/orlametropolitanafortaleza/configuracao-espacial/zona-litoranea_intrametropolitana)>. Acesso em 29 de jul. de 2021



MAPEAMENTO DE BARRAMENTOS NA PLANÍCIE DO RIO MACAÉ COMO SUBSÍDIO À COMPREENSÃO DA DINÂMICA DOS PROCESSOS FLUVIAIS

3006

Pedro Pessanha Frotté

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Ilha do Fundão – Cidade Universitária, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

(21941-972)

e-mail: frotte5@gmail.com

Talita Florêncio de Araújo

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Ilha do Fundão – Cidade Universitária, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

(21941-972)

e-mail: talitaaflorencio342@gmail.com

Christina Barbara Giesebart

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Ilha do Fundão – Cidade Universitária, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

(21941-972)

e-mail: chris.giesebart@gmail.com

Mônica dos Santos Marçal

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Ilha do Fundão – Cidade Universitária, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

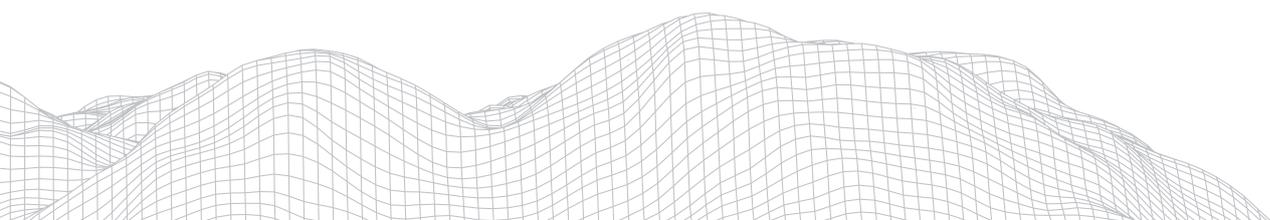
(21941-972)

e-mail: monicamarcal@ufrj.br

Resumo

O trabalho tem como objetivo apresentar o mapeamento e a caracterização dos tipos de barramentos e represamentos de água antropogênicos localizados na rede de drenagem das subbacias dos córregos das Aduelas e do rio Jurumirim, afluentes do Rio Macaé, no norte do Rio de Janeiro. A metodologia foi baseada na elaboração do mapa de declividade do relevo e o mapeamento em detalhe dos barramentos e seus respectivos represamentos, além da consulta no Cadastro Ambiental Rural. Foram identificados 96 barramentos com corpos d'água, com três tipos de forma de ocorrência. Os barramentos e represamentos configuram-se como bloqueios na rede de drenagem, impedindo o fluxo e a continuidade da dinâmica dos processos característicos desse tipo de canais fluviais. O número elevado dessas construções nas propriedades rurais tem se configurado um importante elemento atual de modificação dos processos fluviais na paisagem dessas duas subbacias.

Palavras-chave: comportamento de canais fluviais, estilo fluvial, impedimentos, barramentos antropogênicos, domínio colinoso.



1. Introdução

Os estudos em geomorfologia fluvial envolvem análises de dados geomorfológicos, hidrológicos e sedimentológicos fundamentais para compreensão da dinâmica dos processos de erosão, transporte e sedimentação, tornando possível observar padrões, tendências e anomalias geradas na dinâmica de evolução, dentro de um sistema fluvial (SCHUMM, 1977; BRIERLEY e FRYIRS, 2005; FRYIRS et al., 2007).

A compreensão espacial e temporal sobre as características e comportamento dos processos fluviais e de seus depósitos associados têm motivado os estudos em geomorfologia fluvial a buscar informações relevantes sobre a história ambiental das intervenções naturais e antrópicas, no âmbito de uma bacia de drenagem. São informações tanto de caráter de intervenção natural (distribuição e intensidade de chuvas, por exemplo) como antrópicas (intervenções diretas nas redes de drenagem e o uso da terra, por exemplo) que podem ou não serem determinantes aos ajustes ou mesmo mudanças de comportamento dos processos atuais.

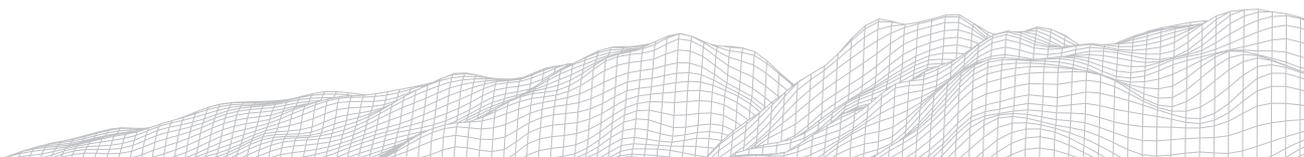
Ou seja, a dinâmica dos processos fluviais é resultante dos eventos de natureza diversa, onde as variações e intensidades das chuvas, ou mesmo as mudanças do uso e ocupação da terra, são determinantes para estabelecerem novas condições de ajustes e/ou mudanças de comportamentos dos processos. Além disso, essas variações podem apresentar registros na paisagem devido a magnitude e intensidade dos processos, sendo esse aspecto, muitas vezes, restringido às alterações mais recentes da paisagem (de até 50 anos) em função da disponibilidade de dados (BRIERLEY & FRYIRS, 2005).

Downs & Piegay (2019) apontam que as atividades humanas em conjunto com fatores de ordem naturais, tais como eventos de inundação e tendências climáticas, podem representar importantes veículos de mudança e/ou os ajustes na dinâmica dos processos fluviais, causando importantes variações nos atributos morfológicos dos rios (largura, profundidade, sinuosidade, padrão do canal, etc).

Nesta perspectiva, as pesquisas se direcionam para a importância em se reconhecer as diferentes formas e intensidades das intervenções no sistema fluvial, e destacar a importância desse resgate para avaliar as relações e implicações nas ocorrências de problemas ambientais atuais (como assoreamento, inundações, falta de água, etc.) e poder, com isso, trabalhar com manejo sustentável dos rios e seus recursos hídricos.

As mudanças do uso e ocupação da terra são determinantes para se estabelecer dinâmicas e variações dos processos fluviais, sobretudo quando estas relacionam-se a retirada de vegetação nativa em detrimento de atividades agropastoris. As novas atividades de uso também podem impor novas dinâmicas de utilização e apropriação dos espaços hídricos, como a retificação de canais, construção de barramentos, mineração etc.

Assim, Fryirs *et al.*, (2007) enfatizam a importância em se reconhecer e caracterizar os impedimentos ou bloqueios que interrompem o transporte de sedimentos nas bacias de drenagem, ao longo do tempo. De acordo com estes autores, os bloqueios podem configurar-se como feições geomorfológicas naturais e/ou antropogênicas, ou seja, originadas por agentes naturais ou por intervenções antrópicas, além dos aspectos de uso e cobertura da terra, que podem dificultar o aporte de sedimento aos canais fluviais. Com isso, a ocorrência das formas de bloqueios no sistema fluvial pode condicionar novos ajustes e/ou mudanças do comportamento dos canais, sendo importante associá-los às novas dinâmicas sociais e culturais, para serem consideradas nas ações de planejamento e gestão da bacia (ASHMORE, 2015; MARÇAL e LIMA, 2016; MOULD et. al., 2018).



Neste sentido, o trabalho tem como objetivo apresentar o mapeamento e a caracterização dos tipos de barramentos e represamento de água antropogênicos localizadas na rede de drenagem das subbacias dos córregos das Aduelas e do rio Jurumirim, afluentes pela margem esquerda do Rio Macaé, em domínio de relevo colinoso a suave colinoso. A pesquisa proposta busca contribuir com evidências que apontem se a quantidade de barramentos construídos para represamento de água na área das subbacias pode ou não representar mais um elemento importante na paisagem contemporânea, responsável pelos ajustes dos processos fluviais atuais e com a crescente falta d'água na região.

2. A Área de Estudo

Localizadas no norte do estado do Rio de Janeiro, as subbacias do córrego das Aduelas e do rio Jurumirim são afluentes pela margem esquerda do rio Macaé, com áreas de 99 km² e 111 km², respectivamente. Representam cerca de 11% da área da Bacia do rio Macaé, em sua porção nordeste, abrangendo os municípios de Macaé, Conceição de Macabu e Carapebus.

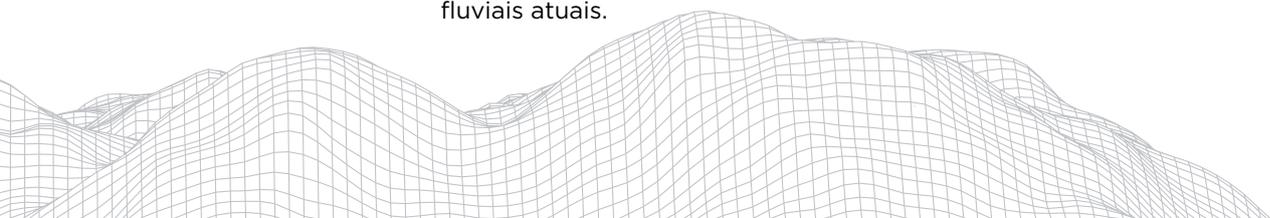
A litologia predominante na área da subbacia do córrego das Aduelas é formada pelas unidades geológicas São Fidélis kinzigito, Imbé, depósitos gravitacionais e depósitos colúvio-aluvionares. Já na subbacia do rio Jurumirim predominam a Unidade São Fidélis - (sillimanita) - biotita gnaisse e os depósitos colúvio-aluvionares (ALMEIDA e SILVA, 2012).

Correspondem a superfície aplainada do litoral leste fluminense, que consiste em uma extensa zona colinosa, com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude de relevo, em cotas que variam de 20 a 100m de altitude (DANTAS, 2000; SILVA, 2002). Estas áreas caracterizam-se pela ocorrência da descontinuidade da linha de drenagem dos canais, com extensos fundos de vales preenchidos por sedimentos de origem fluvial e fluviolagunar pertencentes ao rio Macaé e seus afluentes, os rios São Pedro, Jurumirim e córrego das Aduelas (Figura 1).

Em termos de intervenções históricas nas áreas das duas subbacias, pode-se destacar a retirada quase que completa da Mata Atlântica desde o período colonial, que era representada pela vegetação característica de relevo mais baixo e próximo ao litoral. Atualmente, essas áreas são ocupadas pelas atividades agropastoris, sendo dominante a pecuária extensiva, que singularizam a paisagem, predominantemente, pela mudança nos processos erosivos, contribuindo também para mudanças nos processos de escoamento superficial e subsuperficial da água (MARÇAL, 2013).

Outra importante intervenção foram as alterações significativas na morfologia dos canais, através de obras de retificação realizadas pelo extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS), durante as décadas de 1960 a 1980. Com a retificação de vários canais houve a perda da sinuosidade, modificações no padrão de drenagem, alterações no regime das descargas, no padrão de escoamento, na velocidade dos fluxos, além da perda ou destruição de *hábitats* naturais, da mata ciliar e de mangues, entre outros impactos (ASSUMPÇÃO & MARÇAL, 2012). Talvez esta possa ser considerada uma das mais significativas intervenções que condicionam todo o comportamento dos processos fluviais atuais (MARÇAL, *et. al.*, 2017).

Além dessas intervenções, deve-se considerar as novas dinâmicas de uso e ocupação da terra na área, que através do número elevado de construções de pequenos barramentos no curso dos rios, em grande parte em propriedades rurais, podem estar interferindo na dinâmica do comportamento dos processos fluviais atuais.



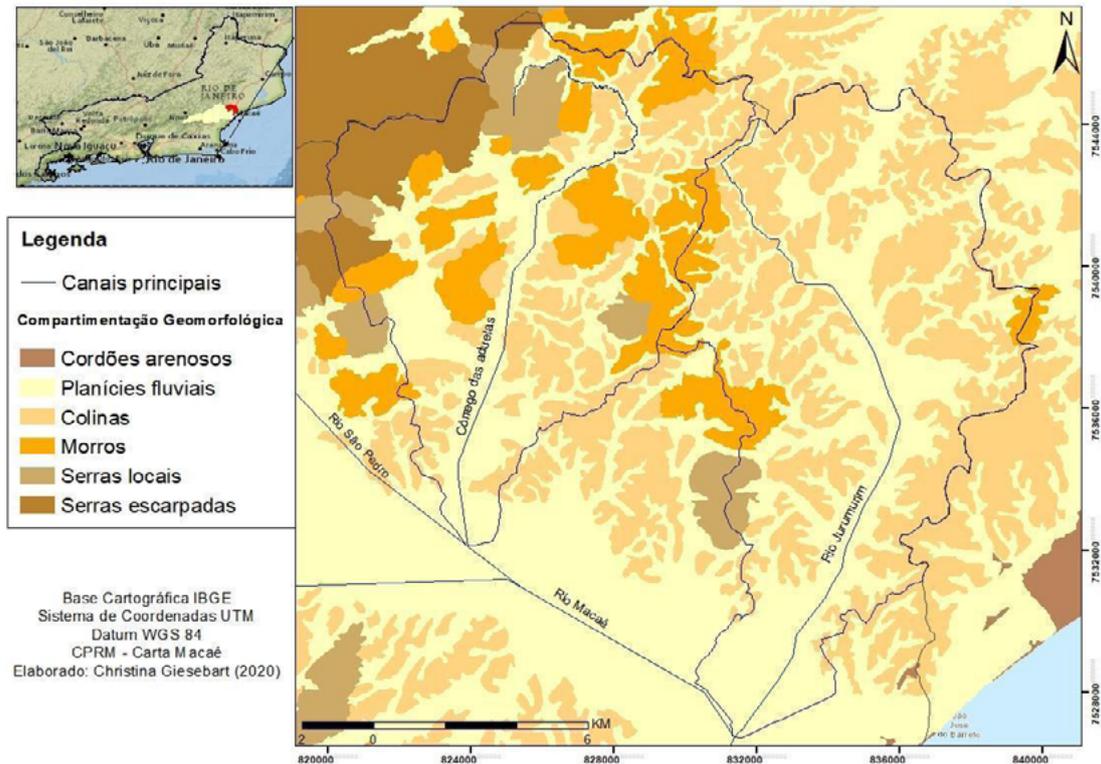


FIGURA 1: Compartimentação geomorfológica da carta onde se localizam as subbasias do córrego das Aduelas e do rio Jurumirim. **Fonte:** SILVA, 2012; CPRM, 2012.

3. Materiais e Métodos

O mapa de declividade do relevo foi considerado como importante ferramenta para identificação dos barramentos na rede de drenagem, nas duas subbasias analisadas e localizadas em áreas com relevo de colinas. Além de proporcionar a análise de outros parâmetros morfométricos de investigação sobre o confinamento dos vales e hierarquização de canais.

O mapa de declividade do relevo foi gerado a partir de técnicas de geoprocessamento utilizando o software *ArcGIS* 10.5 e do modelo digital de elevação (MDE) extraído de a partir do mosaico de duas imagens *Aster GDEM* disponibilizadas on-line e gratuitamente pelo USGS com resolução espacial de arco de 1 segundo (aproximadamente 30 metros). Foi utilizada a ferramenta *Slope* disponível no *ArcToolbox*, seguindo a seguinte sequência de comandos na caixa de ferramentas *Spatial Analyst Tools > Surface > Slope*. Os valores de declividade podem ser expressos em percentual (%) e/ou em graus (°), a classificação pode ser feita de acordo com Marques (1971), Herz e De Biase (1989), Lepsch (1991), ITESP (2000) e EMBRAPA (2006). No presente trabalho optou-se por utilizar a classificação das classes de declividade proposta pela EMBRAPA (2006) que expressa em percentual (%) seis classes: Plano, onde os desnivelamentos são muito pequenos, com declividades variáveis de 0 a 3%; Suave ondulado, apresentando declives suaves, predominantemente variáveis de 3 a 8%; Ondulado, apresentando declives moderados, predominantemente variáveis de 8 a 20%; Forte ondulado, com declives fortes, predominantemente variáveis de 20 a 45%; Montanhoso, predomínio de formas acidentadas apresentando desnivelamentos relativamente grandes e declives fortes e muito fortes, predominantemente variáveis de 45 a 75%; Escarpado predomínio de formas abruptas, compreendendo superfícies muito íngremes e escarpamentos.

Para o mapeamento dos barramentos e seus respectivos represamentos de água foram considerados os que ocorrem no fluxo ou linha de drenagem dos canais. A base cartográfica da rede de drenagem utilizada é a disponibilizada pelo IBGE com escala 1:25.000. Através da identificação visual dos espelhos d'água foram delimitadas as zonas de acumulação de água em que foi verificado a existência de uma barreira física transversal ao leito do rio, podendo este ser representado por um pequeno acesso terrestre, estrada não pavimentada ou trincheira. A identificação e caracterização dos elementos acima foram realizadas a partir do mapeamento de detalhe na escala de 1:5.000 em imagens do sensor *WorldView 2 do ano de 2014* com resolução de 2m. Todas as etapas digitais de pré-processamento da imagem foram executados pelo Laboratório Espaço de Sensoriamento Remoto e Estudos Ambientais da UFRJ, que disponibilizou a imagem.

Dados do Cadastro Ambiental Rural (CAR) foram utilizados para relacionar o tamanho das propriedades e a distribuição dos bloqueios. A classificação das propriedades segue as diretrizes estabelecidas pela EMBRAPA (2012), definindo os módulos fiscais para minifúndios, pequenas propriedades, médias propriedades e grandes propriedades, e a dimensão de um módulo fiscal nos municípios de abrangência das duas subbacias. O tamanho dos reservatórios foi obtido pela quantificação das áreas dos espelhos d'água em km².

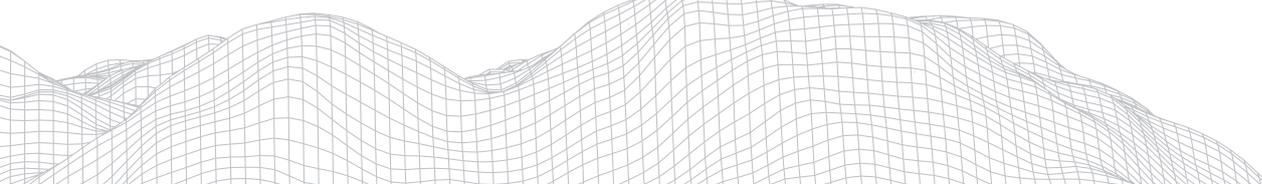
4. Resultados

As áreas das subbacias do córrego das Aduelas e do rio Jurumirim são caracterizadas por relevo colinoso a suave colinoso, possuindo rede de drenagem densa e extremamente bem drenada, com grande parte de seus canais principais retificados. Os canais ocorrem de forma contínua e/ou descontínua, bastante preenchidos por sedimentos e com ocorrência alternada de áreas alagadas que formam brejos (ou pântanos) em seu leito, cuja vegetação pode alcançar, por vezes, alturas de até 10 metros (RIBEIRO, 2016).

Para Brierley e Fryirs (2005) estes tipos de canais correspondem a um estilo fluvial caracterizado pelos processos de incisão e preenchimentos do rio (*cut and fill*) e são definidas como zonas, nas quais, os canais não são lateralmente confinados pelo seu vale. Ou seja, são canais que ocupam e podem se mover por todo o fundo do vale, com fluxo baixo, com deposição vertical de sedimentos finos e predomínio de sedimentos em suspensão, em decorrência de inundações. Podendo, ainda, serem canais contínuo ou descontínuos, dependendo do seu estágio de ajuste. Devido a estas características e comportamentos, estes canais respondem de forma relativamente rápida às mudanças ocorridas no sistema fluvial na área da bacia, ou mesmo em seu curso fluvial. Ainda, de acordo com estes autores, quando há descontinuidade nos canais, essa favorecerá à formação de brejos, áreas alagadas e lagoas, sendo que as últimas, seguem a linha preferencial da drenagem. O estágio de preenchimento de sedimentos que entulham os canais e os vales é caracterizado pela ausência de canais ou por sua descontinuidade, ocorrendo em períodos de aproximadamente 100 ou 200 anos, quando os fundos de vale ficam suscetíveis a um lento e progressivo processo de agradação, resultando numa limitação da sua capacidade de ajuste (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

4.1. Mapeamento da rede de drenagem

A identificação e o mapeamento da rede de drenagem desses canais são dificultados devido às características predominantes de relevo baixo, associado pelo entulhamento de sedimentos em seu vale, sendo importante realizá-los em imagens com boa resolução espacial. Assim, o mapa de declividade foi uma importante ferramenta na identificação desses canais, pois os processos de escoamento são diretamente influenciados pelo grau de declividade em que as

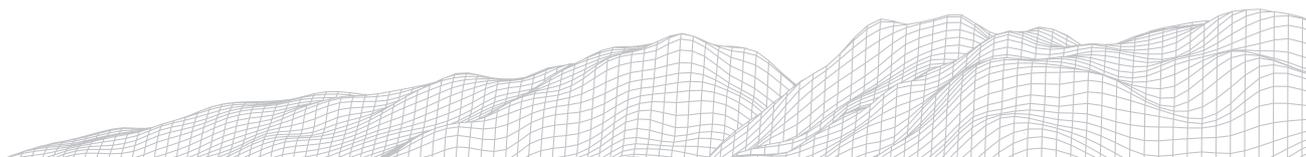


encostas estão fisicamente conectadas aos canais. Com isso, as áreas com declividade superior à 75% estão localizadas apenas na parte superior da subbacia do córrego das Aduelas, e representam as cabeceiras do canal principal e de dois de seus tributários (Figura 2).

Nas áreas das duas subbacias, Aduelas e Jurumirim, são predominantes as baixas classes de declividade do relevo, de oeste para leste, que variam de 3 a 20% e representam pouco mais de 50% do total da área das subbacias, conforme se aproximam da planície costeira do norte fluminense (Figura 2 e Tabela 1). A suavidade do relevo nestas áreas faz com que a velocidade do escoamento superficial seja baixa. Em condições de cobertura vegetal preservada, favoreceria o processo de infiltração.

Tabela 1 – Relação percentual entre as classes de declividade, forma de relevo e o número de ocorrências de barramentos, nas subbacias do córrego das Aduelas e rio Jurumirim.

CLASSES DE DECLIVIDADE DE RELEVO (%)	RELEVO	ÁREAS EM KM²	%	NÚMERO DE BARRAMENTOS
0 - 3	Plano	0,35	0,16	0
3 - 8	Suave	45,87	21,84	19
8 - 20	Ondulado	64,34	30,63	53
20 - 45	Forte Ondulado	69,67	33,17	19
45 - 75	Montanhoso	28,33	13,49	5
> 75	Escarpado	0,63	0,3	0



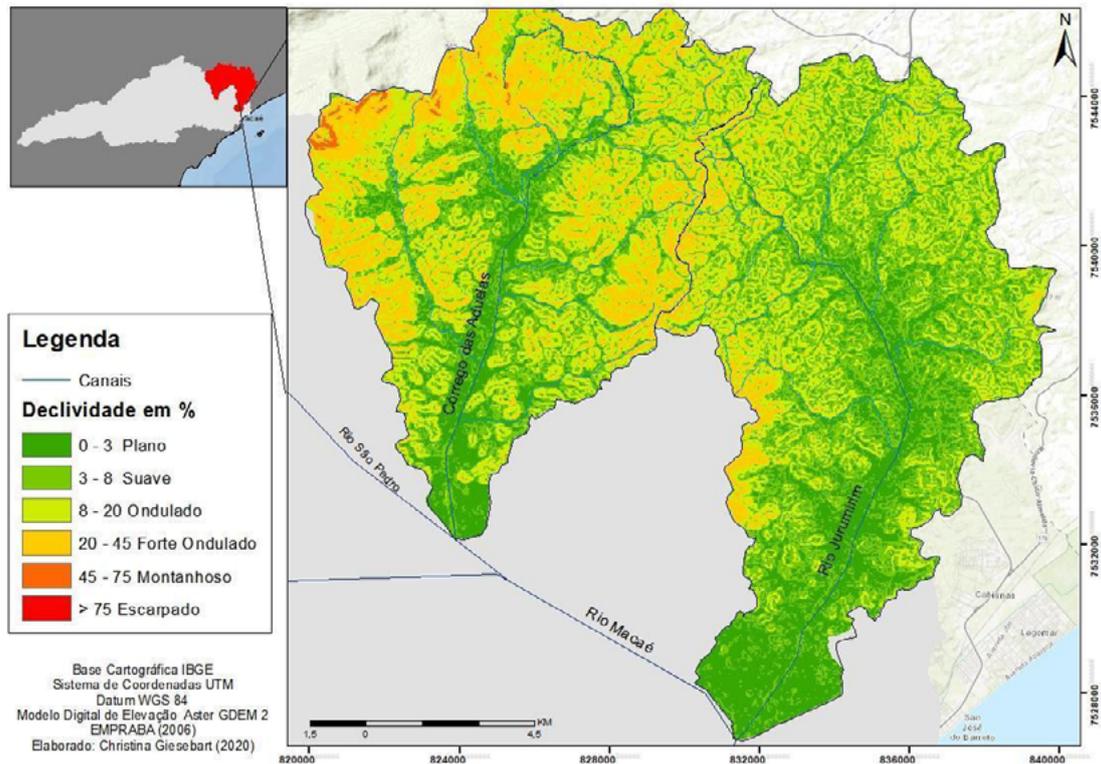


FIGURA 2: Mapa de declividade do relevo nas subbacias do córrego das Aduelas e rio Jurumirim.

4.2- Identificação dos barramentos e das propriedades no CAR

Atualmente, as áreas dessas duas subbacias estão ocupadas por pequenos sítios com cerca de dois hectares e por grandes fazendas, com até 2.800 hectares, onde as antigas áreas de plantação de cana de açúcar deram lugar às áreas de pasto, atividades agrícolas, piscicultura, pecuária e recreação. Atualmente, há um total de 125 propriedades rurais no Cadastro Ambiental Rural (CAR), ocupando uma área de 185 km², equivalente a 88% da área de estudo.

Os barramentos e os represamentos das águas ocorrem com frequência na rede de drenagem, e constituem-se em um tipo de bloqueio antrópico que pode interromper a conectividade entre os ambientes fluviais, além de interromper o fluxo de água. Foram identificados 96 barramentos com represamento de água, sendo que 58 destes barramentos localizam-se na subbacia do córrego das Aduelas e 38 na subbacia do rio Jurumirim (Figura 3).

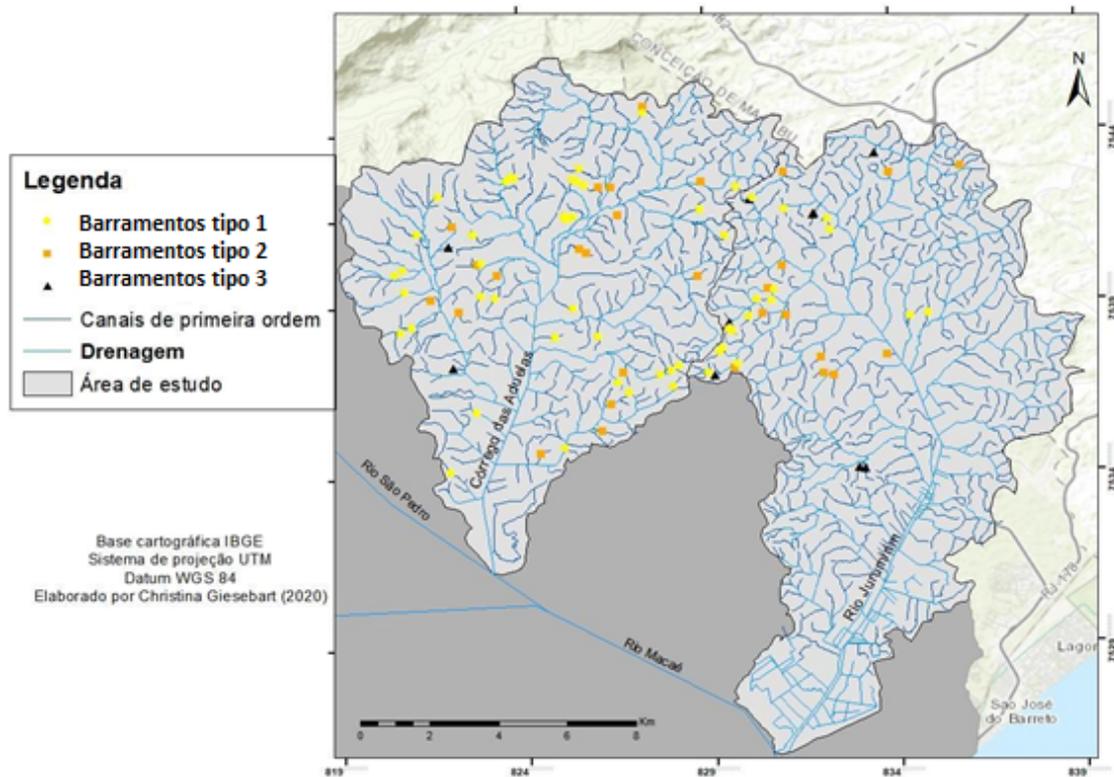
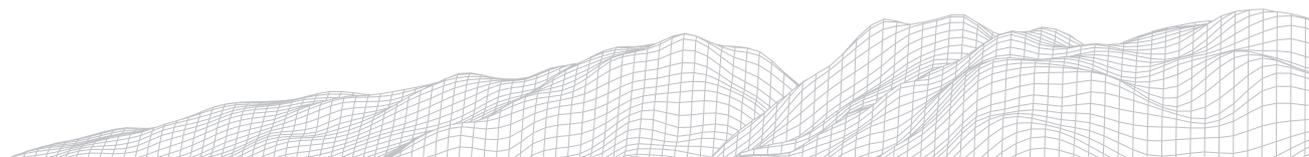


FIGURA 3: Mapa das ocorrências dos barramentos e represamento de água nas subbacias do córrego das Aduelas e do rio Jurumirim.

Os barramentos mapeados são de pequeno porte, construídos com terra (aproveitando as características argilosas do solo presente no local) para acessos, trincheiras e/ou estradas secundárias, e que variam de tamanho em função da finalidade a que se destina a barragem de água. As trincheiras possuem aproximadamente 8 a 100 metros de comprimento e altura máxima estimada de até 10 metros. Estes barramentos estão dispostos na linha de drenagem e interrompem o fluxo do canal formando o represamento de água, cujo comprimento total é de 4,1 km e a superfície total dos reservatórios representa 0,25 km.

Do total dos 96 tipos de barramentos mapeados para as duas subbacias, 80 estão localizados em canais fluviais de primeira ordem, sendo que chama a atenção que 21 destes barramentos não são observadas na rede de drenagem do IBGE, em escala de 1:25.000. Em canais de segunda ordem foram identificados os 16 barramentos restantes. A utilização de imagens de maior resolução espacial possibilita que o mapeamento reflita a realidade das ocorrências. Além disso, os barramentos foram construídos usando como critério a declividade do leito fluvial e dos tributários de menor ordem hierárquica, próximos às nascentes. Isso pode estar contribuindo, significativamente, para alteração no fluxo dos canais entre os tributários e os canais principais.

A declividade do relevo parece ser determinante na escolha para a implementação dos barramentos, conforme observado na Tabela 1, onde observa-se que a maioria deles estão localizados em áreas de baixa declividade, que variam de 8% a 20%. A partir da análise da altimetria, baseada em linhas de cota com intervalo de 10m, e da compartimentação geomorfológica observa-se que apenas um dos barramentos se encontra no domínio de morros e todos os demais, no domínio colinoso.



4.3. Tipos de Barramentos identificados

Com base no mapeamento realizado identificou-se três diferentes tipos principais de barramentos, que fazem com que o rio seja represado a montante. Estas serão caracterizadas de acordo com a estrutura e sua finalidade, sendo elas (Figura 3):

Barramento tipo 1 – são construções de pequeno porte que formam trincheiras de terra, onde a forma e o tamanho do reservatório de água ficam limitados em função do perfil transversal, ou seja, da concavidade e declividade do vale. A finalidade desses barramentos é para formação de abastecimento doméstico e criação de lagos para piscicultura, recreação e ornamentação da propriedade.

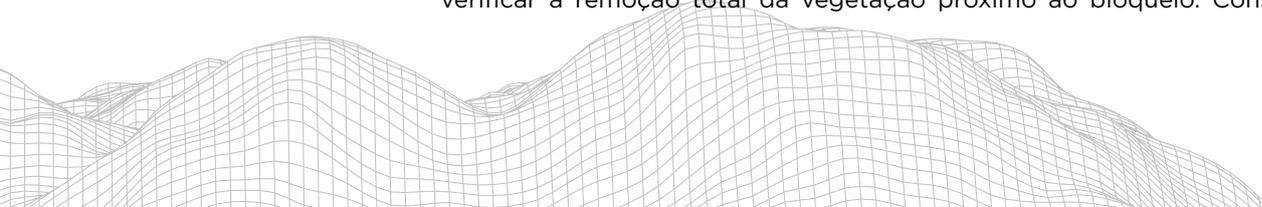
Barramento tipo 2 – são construções que podem ser de pequeno e grande porte e construídas para acessos ou trânsitos de pedestres entre as terras, e que funcionam também como bebedouros para o gado, e em geral, não apresentam nenhum tipo de cobertura vegetal no seu entorno.

Barramento tipo 3 – são construções de pequeno porte construídas com a finalidade de acesso para estradas de terra secundária ou estradas de terra para trânsito de veículos nos interiores das propriedades.

Com a finalidade de melhor descrevê-las, a Figura 4 apresenta quatro áreas localizadas dentro de propriedades rurais das subbacias analisadas, onde identificou-se os três tipos de barramento e formação de reservatórios de água na linha da drenagem dos canais.

Na propriedade rural A, os barramentos que ocorrem são do tipo 1 e estão localizados em canal de primeira ordem que deságua no córrego das Aduelas (Figura 4A). São pequenos barramentos em canal de primeira ordem, sendo utilizada para veraneio. Nesta propriedade foram construídos cinco barramentos, sendo que quatro podem ser observadas na Figura 4A. O represamento do canal fluvial ocorre junto à encosta de baixa declividade onde, a partir deste ponto, apresenta pouca mudança de altitude entre os reservatórios de água subsequentes. De montante para a jusante do canal, os dois primeiros barramentos estão entre as linhas de cotas 20 metros e 10 metros, apresentando 23 e 41 metros de comprimento, respectivamente. Já o terceiro barramento que está abaixo da linha de cota de 10 metros, com 30 metros de comprimento, seguida do quarto barramento no nível de cota inferior a 10 metros, apresentam 57 metros de extensão. As superfícies dos reservatórios possuem 0,0002km², 0,0008km², 0,0041km² e 0,0017km², respectivamente (Figura 4A). A área da nascente apresenta vegetação secundária densa e bem delimitada, com árvores de médio e baixo porte. Mais próximo das áreas do médio curso do canal ocorrem áreas alagadiças que formam brejos, onde o canal expande-se pela planície de inundação. A extensão dessas planícies é limitada pela construção de estrada de terra para acesso às demais áreas da propriedade e estradas secundárias. Nota-se que tais alterações no canal provocam a desconexão dos rios tributários com o canal principal.

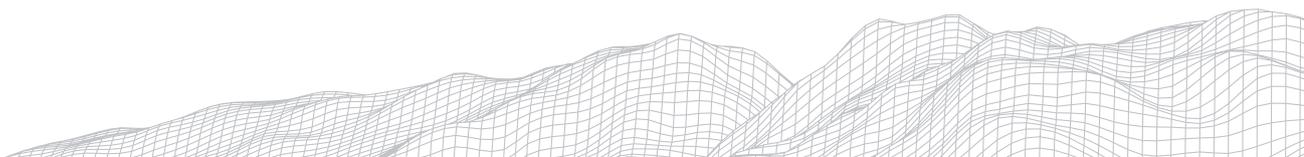
As Propriedades rurais B e C estão localizadas na subbacia do rio Jurumirim, e apresentam barramento do tipo 2 (Figura 4B e C). As duas propriedades rurais são consideradas de grande porte, com 338 hectares e 280 hectares, respectivamente. Na propriedade B, o barramento está localizado em canal de primeira ordem que deságua em um tributário de segunda ordem do rio Jurumirim. O barramento está situado na linha de cota de 20 metros e a superfície do reservatório possui 0,0008 km², estando, portanto, com a mesma altitude que o nível de base local. A vegetação nesta área é predominante de gramínea, sendo possível verificar a remoção total da vegetação próximo ao bloqueio. Considerando o



comprimento do canal, da nascente até o seu barramento (373 metros), o seu perfil longitudinal pode ser observado com a divisão em quatro diferentes partes, considerando-se a declividade: a primeira, observa-se que a declividade contribui para o escoamento e incisão do vale, a segunda parte do canal, a declividade é quase plana com predomínio da deposição; a terceira parte, há o reservatório (um segundo tipo de deposição); e na quarta e última parte, antes do barramento, o fluxo que deveria ser direcionado para o canal onde está localizado o bloqueio contribui para a formação do alagamento na planície de inundação do canal de segunda ordem (Figura 4B).

Já a propriedade rural C, o barramento está localizado também na subbacia do rio Jurumirim, em canal de segunda ordem, imediatamente após a confluência de dois canais de primeira ordem (Figura 4C). O barramento está localizado na linha de cota de 40 metros, apresentado comprimento de 73 metros e a superfície do reservatório é de 0,007km², todo inserido na cota de 40m. Os dois afluentes que contribuem para a formação deste canal apresentam características de canais de vales preenchidos por sedimentos, com vegetação predominantemente aquática.

Já na propriedade rural D, também localizada na área da subbacia do rio Jurumirim, o barramento que ocorre é do tipo 3, mas sem informações no Cadastro Ambiental Rural (Figura 4D). O barramento ocorre no canal de segunda ordem e recebe o fluxo de quatro canais de primeira ordem diretamente na área do reservatório. Está localizada na linha de cota de 30 metros, sendo favorecida pela mudança de altitude, levemente acentuada nos canais do entorno. O barramento tem comprimento de 75 metros e a superfície do reservatório é de 0,009km². Considerando o comprimento do canal, da nascente até o seu barramento (576 metros), o seu perfil longitudinal pode ser observado em quatro diferentes partes, considerando-se a declividade: a primeira, observa-se que a declividade do canal contribui para o escoamento e incisão do vale; na segunda parte, a declividade é quase plana com predomínio da deposição; na terceira parte há o reservatório (um segundo tipo de deposição); e na quarta e última parte, o canal se expande por todo o fundo do vale.



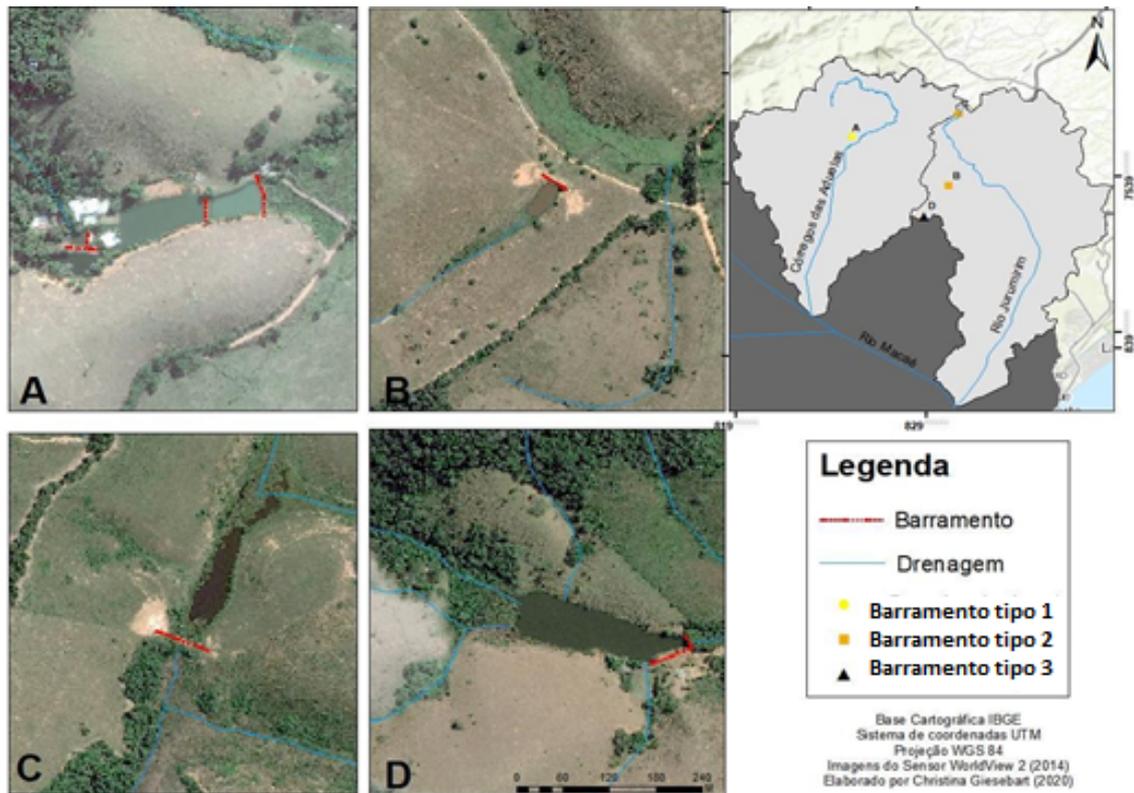


FIGURA 4: Representação dos três tipos de barramentos com represamento em quatro propriedades rurais, localizadas nas subbacias do córrego das Aduelas (A) e rio Jurumirim (B, C e D).

5. Discussão

Com base no mapeamento e descrição dos três tipos de barramentos identificados, observa-se que há um tipo de padrão na localização para implementação destes barramentos e seus respectivos reservatórios, pelos proprietários rurais. Ou seja, a variação da declividade do canal pode ser considerado um fator controlador para sua implementação.

Destaca-se, contudo, que esses barramentos estão se configurando em bloqueios na rede de drenagem, na qual, atualmente, impedem o fluxo e a continuidade da dinâmica dos processos, característicos desse tipo de canais fluviais. Com isso, alteram o comportamento dos processos e do fluxo dos canais e mudam a distribuição dos sedimentos, sobretudo os relacionados à deposição que são característicos desse tipo de ambientes, como mencionado anteriormente. Importante destacar, contudo, que estes canais já vêm sendo submetidos a diferentes ajustes em sua dinâmica dos processos, em função da retirada contínua da vegetação primária (Mata Atlântica) desde pelo menos período colonial, e, sobretudo, pelas obras de retificação dos canais realizadas pelo extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS) nas décadas de 1940 a 1960.

Salienta-se que estes barramentos identificados na pesquisa podem ser considerados como um novo elemento de intervenção antrópica nos cursos d'água, levando em consideração o elevado número de ocorrências identificadas dentro da área de estudo. Estes, somados aos efeitos dos processos de retificação dos canais destas bacias nas décadas anteriores, juntamente com o desmatamento de pelo menos três séculos, podem estar representando implicações bastante significativas nos ajustes dos processos geomorfológicos.

6. Conclusões

O número elevado de construções de barramentos para represamento de água nas propriedades rurais, em relevo de domínio colinoso, tem se configurado um novo e importante elemento de modificação dos processos fluviais, na paisagem dessas duas subbacias analisadas.

Um dos principais problemas ambientais na região é a falta de água para abastecimento das atividades e da população. Certamente, a distribuição das chuvas na região, o histórico de intenso desmatamento na área da bacia, as retificações dos canais realizadas pelo extinto DNOS na área da planície do rio Macaé, associados a essas novas formas de intervenção no sistema fluvial devem ser analisadas e consideradas de forma conjunta, no entendimento do que pode estar acarretando a falta de água.

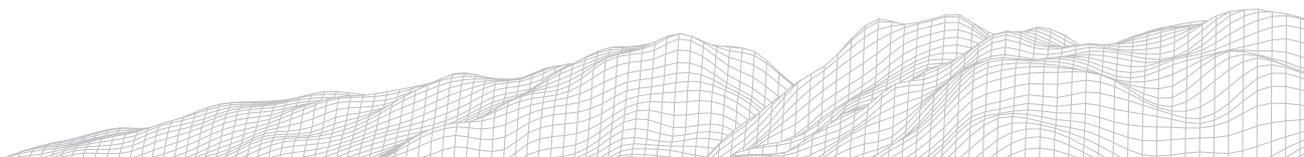
Esta pesquisa teve o propósito de destacar a importância dos estudos em geomorfologia fluvial no planejamento e gestão dos recursos hídricos. Para isso, a continuidade dos estudos nas áreas da planície fluvial do rio Macaé serão fundamentais para compreensão dos problemas ambientais.

Agradecimentos

As agências de fomento CAPES e CNPQ pela concessão de bolsas de estudo e financiamento que possibilitaram o desenvolvimento da pesquisa.

Referências

- ALMEIDA, J., SILVA, L. C. **Geologia e recursos minerais da folha Macaé SF.24-Y-A-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000** / Júlio Almeida [et al.]; organizador Luiz Carlos da Silva. - Belo Horizonte: CPRM, 2012, 106 p.
- ASHMORE, P. **Towards a Sociogeomorphology of Rivers** *Geomorphology* 251 p. 149- 156, 2015
- ASSUMPÇÃO, A.P., MARÇAL, M.S. **Retificação dos canais fluviais e mudanças geomorfológicas na planície do rio Macaé (RJ)**. *Revista de Geografia (UFPE)*, v. 29, n. 3, p.19-36, 2012.
- BRIERLEY, G. J., FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Blackwell Publications, Oxford, 2005, 398p.
- DANTAS, M. E. **Geomorfologia: estudo geoambiental do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília, DF: CPRM-DEGET, 2000. 66 p.
- DOWNS, P. W., PIÉGAY, H. **Catchment scale cumulative impact of human activities on river channels in the late Anthropocene: implications, analytical limitations and prospect**. *Geomorphology* 338: p. 88 - 104, 2019
- EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. - Rio de Janeiro : EMBRAPA-SPI, 2006. 306 p.
- EMBRAPA. **Variação geográfica do tamanho dos módulos fiscais no Brasil**. Sete Lagoas, 2012, 200p.
- FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G.J, PRESTON, N.J., SPENCER, J. **Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment**. New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 2007, v.84. p. 297-316.
- HERZ, R. DE BIASE, M. **Crítérios e legendas para macrozoneamento costeiro**. Ministério da Marinha/Comissão Interministerial para os Recursos do Mar. Brasília: MM. 1989
- INSTITUTO DE TERRAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Pontal Verde: Plano de Recuperação Ambiental nos Assentamentos do Pontal do Paranapanema**. São Paulo, SP: ITESP, 2ª ed., 2000, 80p.
- LEPSCH, I.F.; BELLINAZZI Jr., R.; BERTOLINI, D.; Espíndola, C.R. **Manual para levantamento utilitário do meio físico e**



classificação de terras no sistema de capacidade de uso. 4a Aproximação. 2. ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1991.175p.

MARÇAL, M. S., LIMA, R. N. S., 2016. **Abordagens conceituais contemporâneas na Geomorfologia Fluvial.** Espaço Aberto [Online] 6. Disponível: <https://revistas.ufrj.br/index.php/EspacoAberto/article/view/5236/3846>. Acesso: 06/04/2020

MARÇAL, M. S. **Análise das mudanças morfológicas em seções transversais ao Rio Macaé/RJ.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v.14, n.1, p.59-68, 2013

MARÇAL, M.; BRIERLEY, G.; LIMA, R. **Using geomorphic understanding of catchment-scale process relationships to support the management of river futures: Macaé E Basin, Brazil.** Applied Geography, 84, 23-41, 2017.

MARQUES, J. Q. A. **Manual brasileiro para levantamento da capacidade de uso da terra: 3a aproximação.** Escritório Técnico Brasil-Estados Unidos (ETA), 1971. 433p.

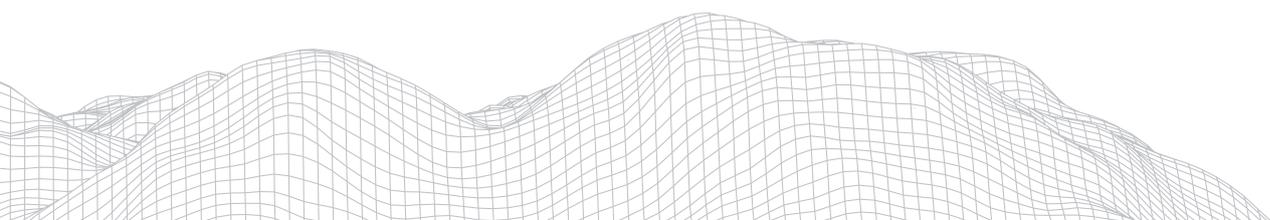
MOULD, S.A., FRYIS, K., HOWITT, R. **Practising socciogeomorphology: relationships and dialogue in river research and management.** Soc NATur Resour 31, p. 106-120, 2018

RIBEIRO, A.S. **Caracterização geomorfológica, sedimentológica e da vegetação de canais embrejados na bacia córrego santa rita, município de volta redonda (rj).** Dissertação - Mestrado em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Rio de Janeiro, 2016, 159p.

SCHUMM, S.A. **The Fluvial System.** Chichester: J. Wiley & Sons, 1977, 338p.

SILVA, T.M. A **Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro.** 265 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Depto. Geografia/IGEO-UFRJ, 2002.

SILVA, T.M. **Mapeamentos Geomorfológicos: Escalas, Aplicações e Técnicas de Compartimentação do Relevo.** Geo UERJ, [S.l.], v. 1, n. 17, p. 70 - 94, 2011.



MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DOS DEPÓSITOS EÓLICOS ATIVOS DO CAMPO DE DUNAS DO BAIXO SÃO FRANCISCO EM ALAGOAS

3020

Thiago Cavalcante Lins Silva

*Centro de Ciências Humanas Letras e Artes, Departamento de
Geografia/UFRN*

*Av. Senador Salgado Filho, 3000, Lagoa Nova, Natal/RN, 59078-970
thiagoo_lins@hotmail.com*

Bruno Ferreira

Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente/UFAL

*Av. Lourival Melo Mota s/n, Tabuleiro do Martins, Maceió, 57072-900
Brunge2005@gmail.com*

Nivaneide Alves de Melo Falcão

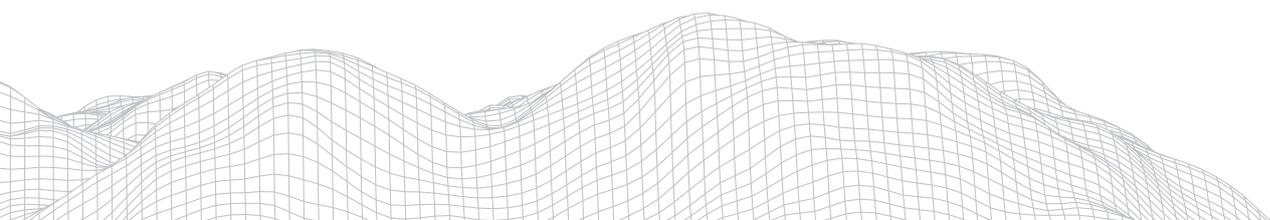
Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente/UFAL

*Av. Lourival Melo Mota s/n, Tabuleiro do Martins, Maceió, 57072-900
nivaneide.melo@igdema.ufal.br*

Resumo

As paisagens costeiras são bastante dinâmicas, sendo ponto de convergência de diversos vetores energéticos, o que torna estas áreas extremamente complexa de se compreender, devido as sazonalidades de variações constantes. Um dos ramos científicos que tem se ocupado em compreender estes ambientes é representado pela Geomorfologia, realizando significativas contribuições para a compreensão destes ambientes ao longo das últimas décadas. Nesse contexto, emerge a preocupação pela compreensão da configuração morfológica das dunas costeiras, discutindo sua estruturação e dinâmica. Sabendo disso, o presente estudo buscou mapear e compreender a porção ativa das dunas do Baixo São Francisco, localizadas no Município de Piaçabuçu. Para isso, utilizou-se uma metodologia bastante recorrente, com aplicações regionais no Litoral Brasileiro, tal proposta identifica as morfologias eólicas pelo grau de conservação das formas e suas tipologias. Foram utilizadas imagens de satélite e softwares de código livre, para identificação das morfologias, consultando os mapeamentos anteriores propostos para o campo de dunas. Foram identificados 3 contextos morfogenéticos distintos, 9 subunidades em seus interiores, relacionados a processos superficiais indiferenciados resultantes da relação entre cobertura vegetal, ventos e aporte sedimentar. Foi possível identificar também uma mudança morfológica de norte a sul da área, relacionado a efetividade do vento frente a disponibilidades de sedimento, evidenciando o que poderia ser um decaimento energético de sul pra norte, entretanto, necessita-se de mais dados para comprovar efetivamente essa hipótese. Sendo assim, o presente estudo conseguiu aplicar a metodologia, apresentando uma série de resultados, entretanto, necessita-se de novos dados de cunho quantitativo pra aferições mais detalhadas.

Palavras-chave: Depósitos Eólicos; Geomorfologia; Hierarquização.



1. Introdução

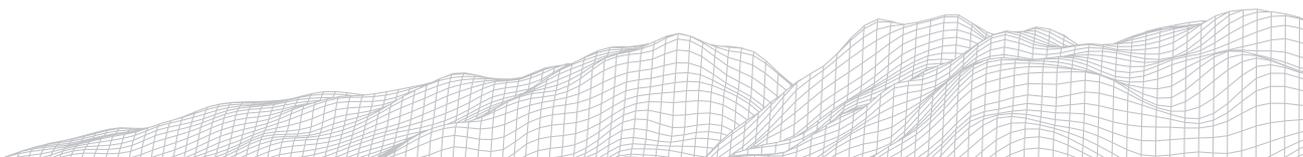
A cartografia, enquanto ciência busca construir representações gráficas reais de objetos especializados, mapeando suas características buscando uma fácil compreensão através de um documento dotado de uma série informações (SOUZA, et al., 2004). A Geografia, antes mesmo de sua institucionalização já se apropriava dos instrumentos e tecnologia da cartografia para analisar as organizações espaciais, a exemplo das antigas cartas das cidades do império romano até os mapas exploratórios dos naturalistas clássicos como Alexander Von Humboldt.

A cartografia geomorfológica tem por objetivo, reconhecer, interpretar, setorizar os fatos morfológicos, representados pelas formas de relevo (GOULART, 2001), buscando uma intermediação de noções topográficas, geológicas, climáticas e processuais, arranjadas em um emaranhado funcional que possibilita a funcionalidade do meio natural, tais intermediações permitem a compreensão da dinâmica funcional e histórica das paisagens. Tricart (1965), discutindo a importância do mapa geomorfológico, reafirma que o mesmo é fundamentalmente para o entendimento das relações espaciais, permitindo múltiplas interpretações e tratamentos.

As morfologias costeiras representam testemunhos marcantes do balanço das dinâmicas continental, oceânica e atmosférica, resultando em conjuntos morfológicos com muitas variáveis e possibilidades de caracterização e análise. Compreendem modelados bastante sensíveis a alterações na propagação e repercussão de inputs de energia nos sistemas naturais, isto significa que seu equilíbrio médio ou dinâmico apresenta capacidade rápida de resposta a mudanças, quando comparadas a modelados interiores.

As dunas, entendidas como modelados costeiros, compreendem relevos compostos, em sua maioria, de areias quartzosas médias e finas entulhadas a partir da ação eólica, estruturados e controlados pela dinâmica atmosférica e ambiental, frente à oferta de sedimentação flúvio-marinha (CLAUDINO-SALLES, 2002).

Dentre os modelados costeiros as dunas individualizam-se com forma bastante sensíveis inputs de energia nos sistemas naturais, reagrupando-se de acordo com as variações de energia. Daí surge à necessidade de mapeamentos geomorfológicos e estudos de caso da modelagem destas formas, que visem entender a curto e longo prazo sua dinâmica. Pensando nisso o presente trabalho buscou mapear as dunas ativas da margem alagoana do Baixo São Francisco (**Fig.01**), setorizando suas macrounidades.



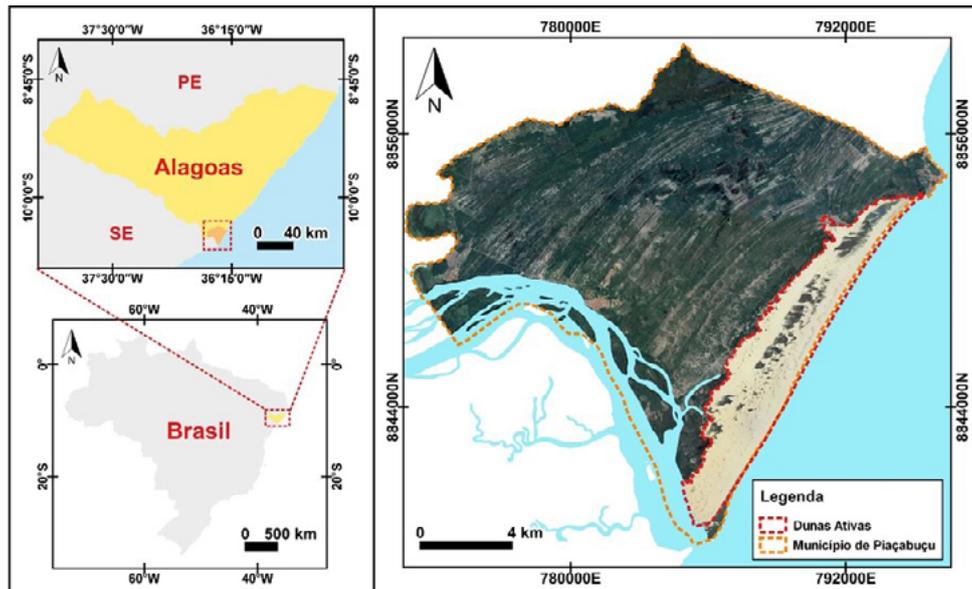


FIGURA 1: Localização do CELMM

Fonte: Elaborado pelos autores com base vetorial do IBGE (2015).

2. Materiais e Métodos

2.1. Embasamento teórico

No escopo teórico das discussões sobre mapeamento geomorfológico em ambientes eólicos existem, variados modelos e esquemas Hierárquicos e taxonômicos, em macroescala como em microescala, que oferecem um leque de possibilidades de descrições e representações (MARTINHO, 2006). Entretanto, as técnicas de classificação e hierarquia de dunas já se encontravam em discussão desde meados dos anos 40, com as contribuições e classificações de Melton (1940) e Begnold (1941), tais autores buscaram definir o conceito de duna e classifica-las mediante as suas classes e subclasses sob uma perspectiva genético-funcional.

Pioneiras para sua época, as classificações de Melton (1940) e Begnold (1941) representam um marco inicial nos estudos sobre dunas, mesmo não tratando especificamente de modelados eólicos, nisso a partir de suas contribuições do mesmo estratificou-se um nicho bastante representativo da geociência, em específico a geomorfologia, onde agruparam-se múltiplas contribuições de variados autores, nos anos 70 houveram valiosas contribuições com os trabalhos de Wilson (1972) e McKee (1979); nos anos 80 e 90 há significativa amplitude das discussões com os trabalhos de Short e Hesp (1982); Hunter et al. (1983); Hesp (1983); Pye (1983); Goldsmith (1985); Carter (1988); Semeniuk et al. (1989); Nordstrom (1990) e Pye e Tsoar (1990), grande parte dos autores citados buscaram analisar os modelados eólicos de acordo com os pilares estrutura, forma e processo. Tais autores mesmo trabalhando sob a ótica da Geologia Sedimentar e estratigrafia de sequências, apresentaram análises parcialmente integradas, bastante semelhantes as realizadas pela Geomorfologia atual.

A partir dos anos 2000, fundamentados pelas discussões das décadas passadas surgiram novos modelos e contribuições acerca da diversidade de formas eólicas e suas classificações, pode-se destacar os estudos Hesp (2000), Pye Tsoar (2009) e Wiggs (2013), que não só discutiram a classificação das feições eólicas como também os fatores de estruturação, evolução e desenvolvimento das formas, fornecendo verdadeiros manuais de estudo sobre dunas.

No contexto do Brasil pode-se citar os trabalhos de Gonçalves (2003), Barreto (2004), Giannini (2006), Giannini et al. (2006), Carneiro (2011); Fernandez et al. (2017) e Carneiro et al. (2018), ambos os autores se mostraram bastante empenhados na discussão sobre os depósitos eólicos, com análises e vieses semelhantes aos autores internacionais. Há também os trabalhos de Barreto (1993; 1996); Ferreira (2010; 2013) e Cabral (2014), que não estiveram relacionados propriamente ao mapeamento de dunas, mas que realizaram valiosas contribuições pra o entendimento histórico e processual dos sistemas eólicos.

Entendendo a representatividade da evolução dos estudos sobre dunas e suas especificidades, o presente estudo utilizou como vertente metodológica a proposta de mapeamento de sistemas eólicos de Carneiro (2018), que compila e aperfeiçoa as classificações de Barreto (2004) e Ferreira (2013), ao setorizar os modelados eólicos de acordo com a conservação de suas morfologia na paisagem, inserindo-os em grupos de compartimentos ligados a seus contextos gerais morfológicos, mediante a isso setoriza os modelados eólicos em Planície Eólica Dunar e Planície Eólica Retrabalhada, Levando em consideração o fator morfológico. Apesar de recente a metodologia é de fácil aplicabilidade e interpretação.

A escolha pela metodologia do autor proveio da necessidade de se utilizar modelos esquemáticos de fácil interpretação de amplitude nacional, de forma a facilitar a classificação dos modelados eólicos do ponto de vista morfológico.

2.2. Procedimentos Metodológicos

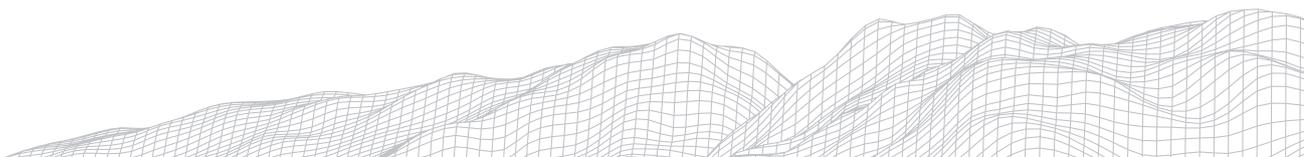
Como procedimento metodológico para o mapeamento geomorfológico das Dunas Ativas do Baixo São Francisco – DABSF, houve a realização de 6 etapas: a setorização geral da área de estudo; obtenção de dados bibliográficos e cartográficos; processamento dos dados levantados; definição da escala do mapeamento e layout; identificação das unidades e setores e descrição da relação processo/forma.

As etapas de levantamento bibliográfico, cartográfico e o seu processamento em geral, foram atividades padrões já sistematizadas em trabalhos científicos, estas facilitaram e nortearam a individualização dos modelados de forma coerente, facilitando a estruturação do mapeamento.

As etapas que envolveram mapeamento, foram executados em ambiente SIG, utilizando o software QGIS 3.14 (versão a longo prazo), imagens RapidEyes de resolução espacial de 5 metros do ano de 2019, onde ambos auxiliaram a setorização das macro e meso unidades dentro do DABSF, delimitadas de forma manual utilizando orientação metodológica de Carneiro (2018), na setorização taxonômica, efetivada através de um sistema de classificação baseado na conservação das formas. Ainda foram extraídos perfis de elevação utilizando dados AW3D30 com resolução de 30 metros para correlacionar com as unidades mapeadas. Após a setorização, o mapeamento foi validado em campo, corrigindo suas discrepâncias e disparidades, para aí então efetivar o mapeamento para construção do presente estudo.

3. Resultados e Discussões

A porção ativa dos depósitos eólicos do Baixo São Francisco apresenta uma diversidade de formas eólicas, desde pequenas formas como as dunas *nebkas* até mesmo mega formas parabólicas, ambas relacionadas aos padrões sazonais de distribuições energéticas distintos ao longo dos modelados, imprimindo a estas zonas uma maior variedade de formas. Mediante a isso a partir da compreensão entre os sistemas de influências e tipologia de formas eólicas, foi possível fazer inferências sobre sua modelagem pretérita e futura. Apesar de representar um passo inicial na compreensão da dinâmica do relevo o mapeamento geomorfológico representa uma etapa importante na compreensão e espacialização do sistema natural.



Na Macro-compartimentação geomorfológica da porção ativa dos depósitos eólicos do Baixo São Francisco, foram encontrados 3 padrões morfogenéticos de dunas, a planície de acumulação eólica retrabalhada (PAER), a planície de acumulação eólica dunar (PAED) e a planície de acumulação eólica dunar semi-inativa (PAEDSI) (Fig.02), assim como Carneiro et al., (2018) encontrou em Rio do Fogo. Os macrocompartimentos apresentaram amplitudes distintas facilmente, identificadas através de perfis de elevação (Fig.03).

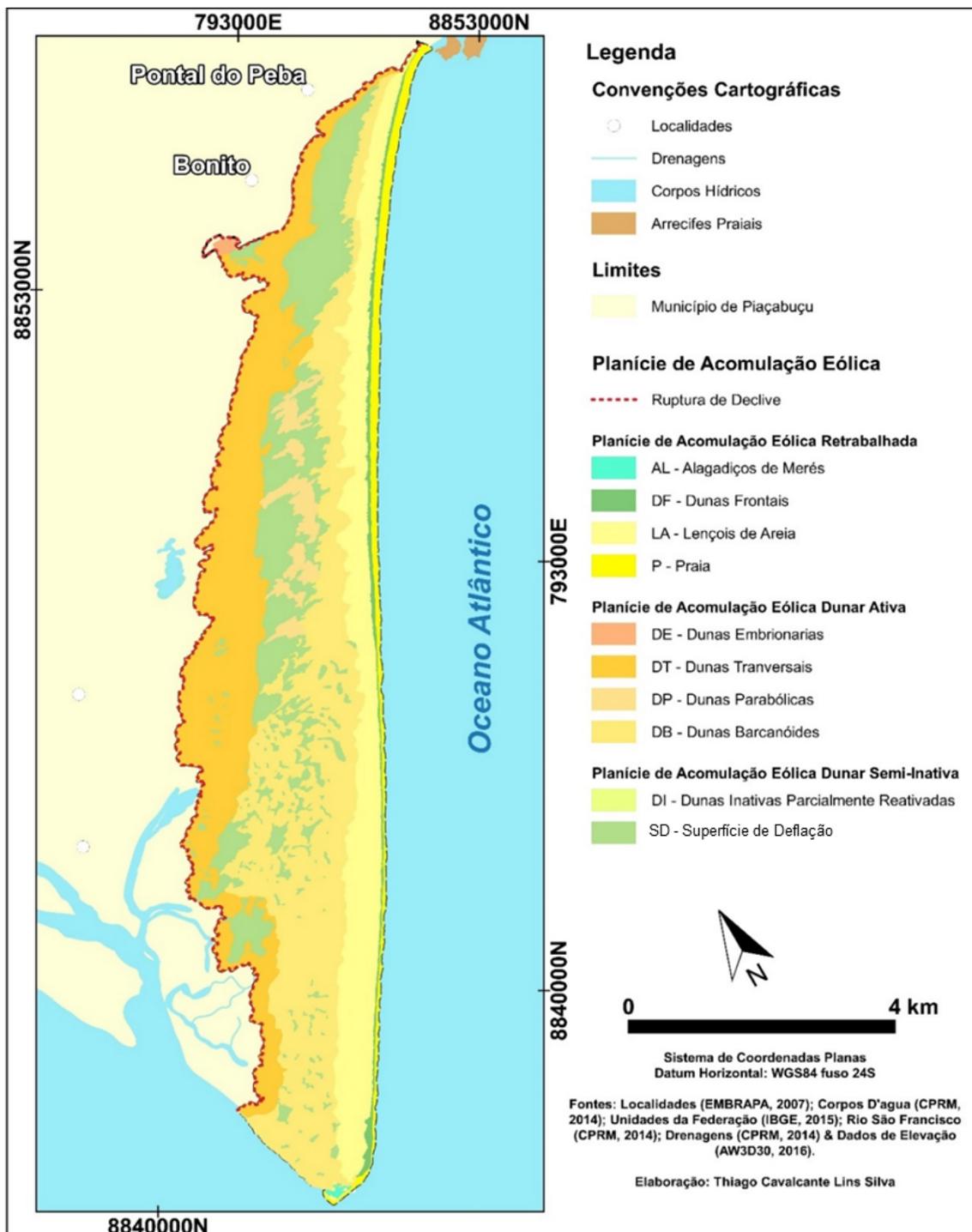


FIGURA 02: Padrões morfogenéticos dos depósitos eólicos ativos do baixo são Francisco
Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

A PAER, são as áreas de suprimento inicial, onde a mesma representa zonas com sedimentos dispostos para transporte, nelas há a predominância de remoção de areia, nisso, tem-se a formação de formação de montículos de areia vegetados, quando próximo a praia são entendidos como dunas frontais, quando inseridos nos lençóis de areia são entendidos como campos de dunas *nebkhas*. Apresenta-se bastante estreita nas proximidades da desembocadura da Rio São Francisco e bastante alongados na porção extremo norte do campo de dunas, apresentando com ondulações bem marcadas na paisagem, tendo como ponto elevados pequenas duas de sombra (pequenas ondulações condicionadas por vegetação arbustiva).

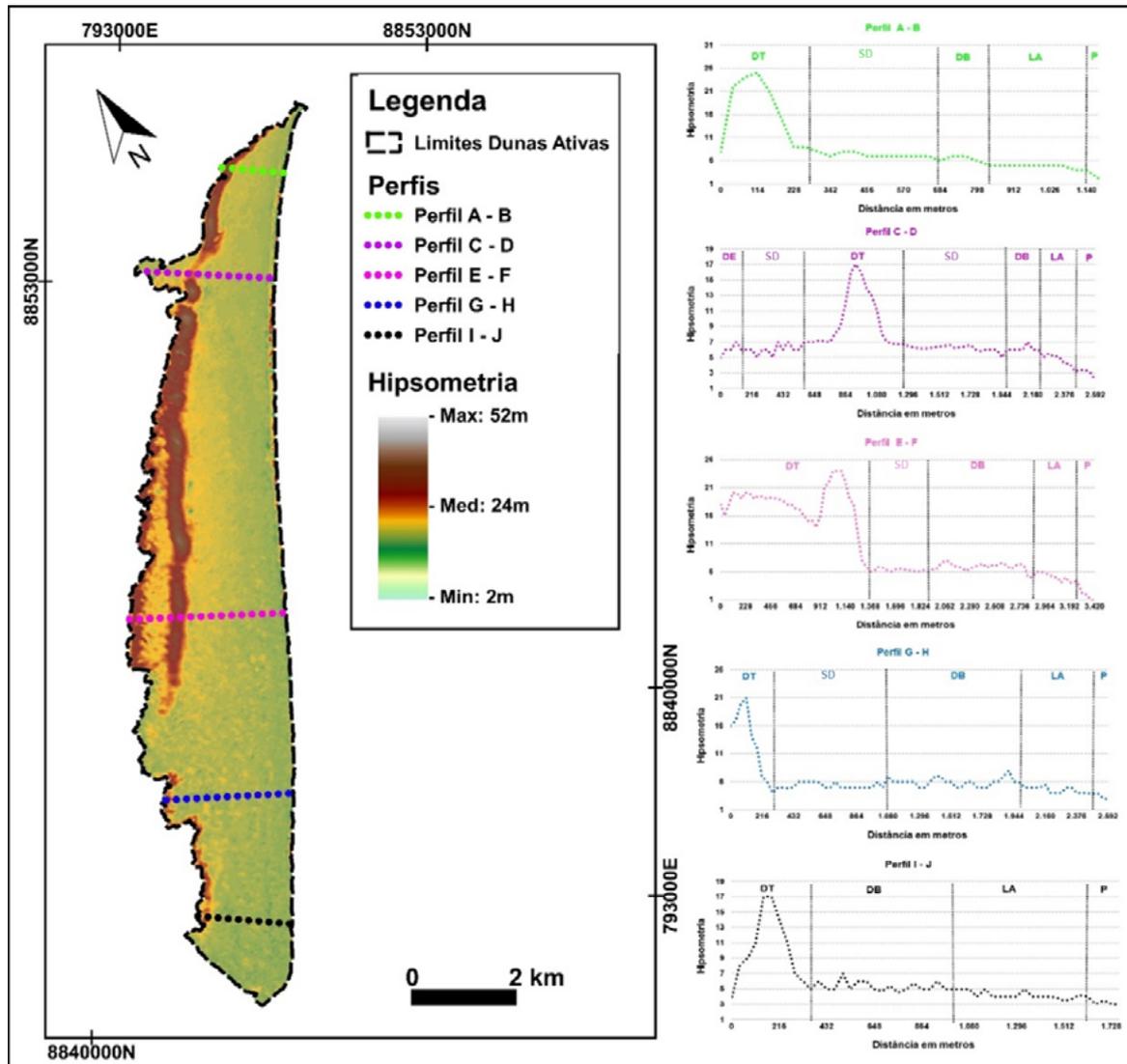
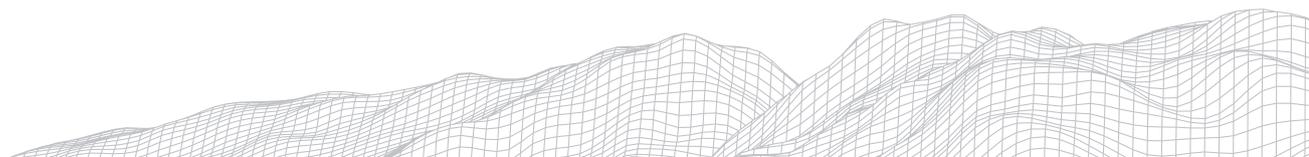


FIGURA 03: Amplitude altimétrica dos padrões morfogenéticos. Fonte: Elaborado pelos autores (2019).

3026



A PAEDA, edifica extensos cinturões barcanóides, que se apresentam bastante setorizados, por vezes até isolados em compartimentos altimétricos distintos que assumem suas maiores altitudes e proporções nas imediações do meio do campo de dunas em decorrência de cordões de precipitação empilhados e verticalizados por vegetações fixadoras, acoplada as dunas transversais, entretanto, suas proporções ainda são bastante restritas quando comparadas às barcanóides. Na área de estudo foram encontradas além das dunas barcanóides e as dunas travessais, as dunas parabólicas resultantes da interdigitação de processos de colonização vegetal e incidência de ventos frontais, resultando no empilhamento sucessivo de sedimentos em meio a superfícies de deflação, formando mega formas parabólicas ativas, tendo em seu interior um conjunto complexo de cadeias barcanóides com cristas bastante elevadas, barradas por densa vegetação de restinga, onde sua presença mais efetiva condicionam a formação dos montes de areia mais elevados.

A origem da PAEDA possui provável relação a redução no suprimento sedimentar no campo de dunas, evidenciando uma menor capacidade de transporte das areias, diferindo do padrão que deu origem a morfologia maior, esse conjunto foi previamente classificado por Barbosa e Dominguez (2004) como sendo cinturões dunares isolados, os autores levaram em consideração o cavalcamento sucessivo de dunas, essa análise foi realizada utilizando princípios semelhantes a metodologia do presente estudo.

A PAEDSI é caracterizada pela mesclagem de vegetação ancoradura de baixo porte e transporte de sedimentos, o que resulta na edificação de formas eólicas sazonais predominantemente vegetadas, que em períodos secos podem ser sazonalmente reativadas. No interior destas áreas há a formação de formas eólicas residuais resultantes da incapacidade da vegetação em recobrir estas áreas, mediante a incisão constante de ventos, resultando no empilhamento sistemático de estratos sedimentares nestas áreas que mediante ao barramento efetivo que condiciona sua verticalização, estes processos de sazonalidade podem resultar em descontinuidades erosivas (BRISTOW & MOUNTNEY, 2013). Os processos anteriores quando inseridos em área de grande aporte sedimentar e presença de ventos efetivos podem desenvolver mega formas eólicas com comprimento superiores a 300 metros e amplitude maior que 20 metros (LANCASTER, 1988).

As áreas semi-inativas são representadas por duas porções, as superfícies de deflação que se estendem ao longo de todo campo de dunas, entretanto encontram-se distribuídas de forma irregular ao longo do campo de dunas, onde a porção norte apresenta os maiores pontos de colonização vegetal, onde a vegetação herbácea de médio porte fixa os sedimentos formando amplas superfícies de deflação secas, enquanto que no setor sul apresenta-se restrito a pequenas porções ligadas a porções interdunares de dunas barcanóides e/ou barcanas isoladas, onde em algumas porções devido ao afloramento de água ou mesmo do escoamento superficial, formam pequenos lagos e lagoas formando superfícies de deflação úmida.

Algumas porções das 3 grandes unidades podem ser observadas nas imagens abaixo:

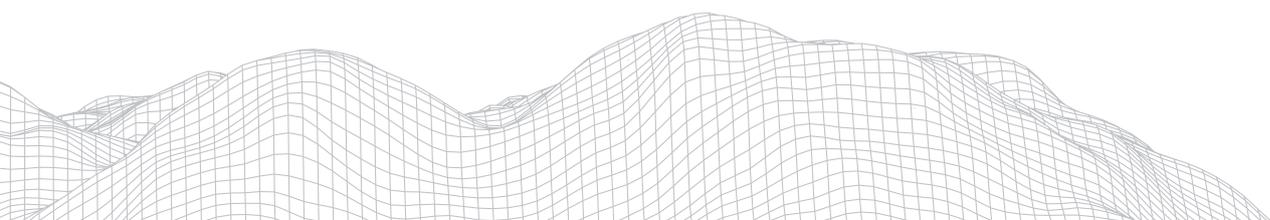
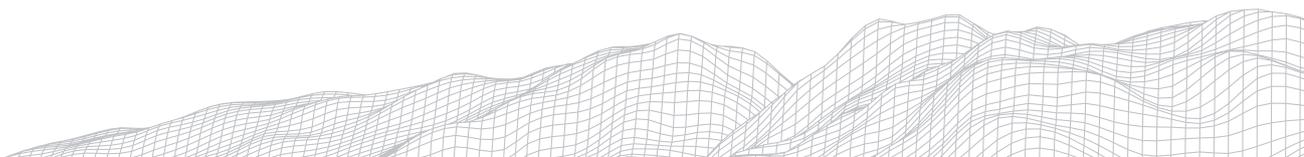




FIGURA 04: Áreas no interior do campo de dunas. A - Em detalhe as porções mais elevadas do campo de dunas com detalhe ao fundo de cordões precipitados e pequenas cristas barcanóides. B - Superfície de deflação nas proximidades da praia do campo de dunas. C - Áreas alagadiças em processos erosivos. D - Eolionitos e dunas *nebkas* nos lençóis de areia do campo de dunas. E - Lençóis de areia com pequenas dunas de sombra e pequenas franjas de areia. F - Dunas frontais na porção sul do campo de dunas. Fonte: Santos Júnior (2019) e Acervo dos autores (2020).

4. Considerações finais

O estudo conseguiu identificar 3 contextos morfogenéticos distintos, 9 subunidades, relacionados a processos superficiais indiferenciados resultantes da relação entre cobertura vegetal, ventos e aporte sedimentar, na margem alagoana da foz do Rio São Francisco. Nesse sentido, a metodologia pareceu bastante efetiva para a área, possibilitando a elaboração dos resultados de forma detalhada. Com a identificação dos principais compartimentos do relevo no contexto das dunas ativa, entretanto necessita-se de novas correções e ajustes metodológicos, de forma a deixar mais intuitiva e dinâmica a representação cartográfica.



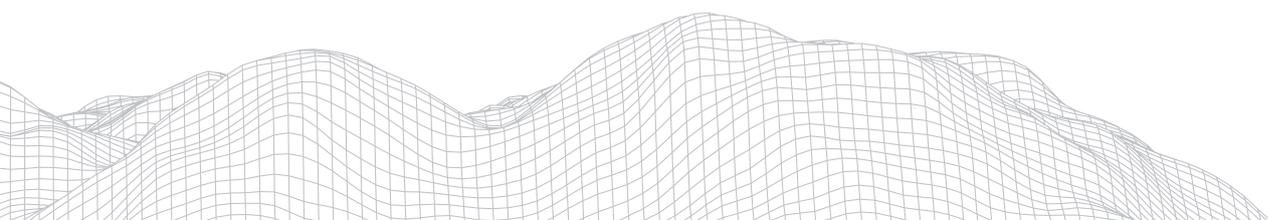
De modo conclusivo os três padrões morfogenéticos dividem-se em compartimentos, que representam cada qual um ciclo deposicional distinto, onde seu escalonamento possui provável relação a baixa capacidade de transporte ou a redução da massa sedimentar depositada em algum período recente, entretanto, são apenas inferências paleoambientais que podem ser melhor comprovadas através da utilização de métodos geocronológicos.

De forma preliminar pode-se afirmar que os compartimentos setorizados pertencem a processos deposicionais diferenciados, com claro decaimento energético ao se distanciar da área fonte de sedimentos, comprovado por maiores superfícies de deflação e estreitamento de cadeias barcanóides livres ao norte da área.

Vale mencionar que são necessárias novas análises quantitativas que busquem identificar com dados mais precisos a dinâmica superficial das formas, neste sentido pode-se afirmar que este estudo não se apresenta completo e conclusivo, e sim uma primeira abordagem. Buscando chamar a atenção para a temática na área estudada, no sentido de estimular a aplicação de novas abordagens e metodologias.

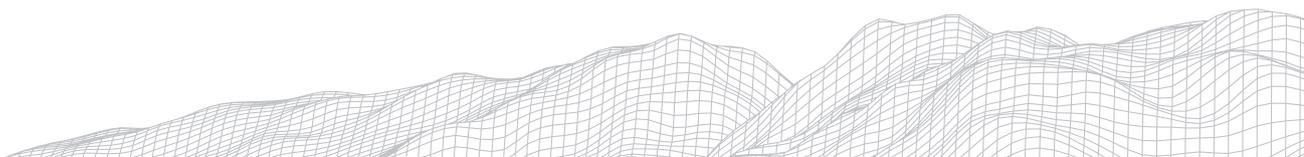
Agradecimentos

Os autores do presente estudo, gostariam de agradecer as instituições e programas que contribuíram para sua realização: a **Universidade Federal de Alagoas (UFAL)** e seu Programa de Bolsa Institucional de Iniciação Científica (PIBIC); ao **Instituto de Geografia Desenvolvimento e Meio Ambiente (IGDEMA)**; e seu **Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG/UFAL)**; ao **Laboratório de Geologia do IGDEMA (LABGeo)**.

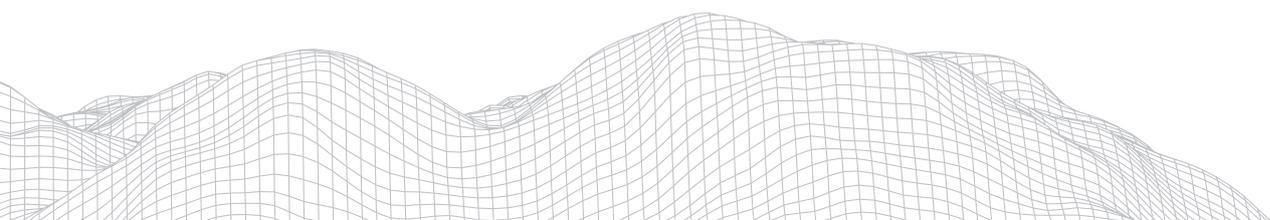


Referências

- BAGNOLD, R. A. **The physics of blown sand and desert dunes**. 1º ed. Chapman and hall: Londres, 1941. 266p.
- BARRETO, A. M. F. **Estudo morfológico e Sedimentológico da porção norte do Mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco**. 1993. 136 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- BARRETO, A. M. F. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia**. 1996. 223 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- BARBOSA, L. M.; DOMINGUEZ, J. M. L. Coastal dune fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 4, p. 443-456, 2004.
- BRISTOW C. S.; MOUNTNEY N. P. Aeolian Landscapes, Aeolian Stratigraphy. In: SHRODER J. F. (Ed.) **Treatise on Geomorphology**. 11ºed. San Diego: Academic Press, p.246-268, 2013.
- CARTER, R. W. G. **Coastal environments**. 1ºed. Academic press: Londres, 1988. 617p.
- CLAUDINO-SALLES, V. C. **Les Littoraux Du Ceará. Evolution géomorphologique de la zone côtière de L'Etat du Ceará, Brésil - Du long terme au court terme**. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Paris-Sorbonne, 2002.
- FERREIRA, B. **Geologia, Geomorfologia e Paleontologia da Margem Pernambucana do Lago de Iaparica, Nordeste do Brasil**. 2010. 190 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologias e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.
- FERREIRA, B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F. Depósitos eólicos inativos do sub-médio **São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, nordeste do Brasil**. **Sociedade & Natureza**, [S.L.], v. 25, n. 2, p. 363-378, ago. 2013. <http://dx.doi.org/10.1590/s1982-45132013000200012>.
- FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B.; MALUF, V.; MOULTON, M.; de OLIVEIRA FILHO, S. R. Classificação morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Litoral do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 2017.
- GIANNINI, P. C. F. **Sistemas deposicionais eólicos no Quaternário costeiro do Brasil**. 2007. Tese (Livre Docência em Geologia Sedimentar e Ambiental) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- GIANNINI, P. C. F., ASSINE, M. L., BARBOSA, L. M., BARRETO, A. M. F., CARVALHO, A. M., CLAUDINO-SALES, V. & TOMAZELLI, J. L. Dunas e paleodunas **eólicas costeiras e interiores**. In: **SOUZA, C. R. G. (Eds.). Quaternário do Brasil**. Holos Editora: Rio de Janeiro, 2005.
- GOLDSMITH, V. Coastal dunes. In: DAVIS-JR, R. A. (eds.). **Coastal sedimentary environments**. Springer: New York, 1985. p. 303-378.
- GONÇALVES, R. A.; LEHUGEUR, L. G. O.; de CASTRO, J. W. A.; PEDROTO, Â. E. S. Classificação das Feições **Eólicas dos Lençóis Maranhenses**-Maranhao-Brasil. **Mercator**, v. 2, n. 3, 2003.
- GOULART, A. C. O. Relevos e processos dinâmicos: uma proposta metodológica da cartografia geomorfológica. **Geografáreas**, nº2, 2001.
- HESP, P. A. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Australia. In: BROOKFIELD, M. E.; AHLBRANDT, T. S. (eds.) **Eolian Sediments and processes**. Elsevier: Amsterdam, 1983. p. 325-342.
- HESP, P. A. **Coastal sand dunes: form and function**. Forest Research: New Zealand, 2000. 28p.
- HUNTER, R. E.; RICHMOND, B. M.; RHO-ALPHA, T. A. U. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 12, p. 1450-1465, 1983.



- LANCASTER, N. The development of large aeolian bed forms. **Sedimentary Geology**, v.55, 1988, p.69-89.
- LIVINGSTONE, I. e WARREN, A. **Aeolian Geomorphology: An Introduction**. Longman, Harlow, 1996.
- MARTINHO, C. T. **Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos na região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina**. 2004. Dissertação (Mestrado em Geociência) – Departamento de Geologia, Universidade de São Paulo, 2004.
- MCKEE, E. D. **A study of global sand seas**. U.S.Geol.Survey: EUA, 1979. 423p.
- MELTON, F. A. A tentative classification of sand dunes its application to dune history in the southern High Plains. **The Journal of Geology**, v. 48, n. 2, p. 113-174, 1940.
- NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N.; CARTER, B. **Coastal dunes: formes e processes**. John Wiley & Sons: Chicester, 1990. 392p.
- PEY, K. Formation and history of Queensland coastal dunes. **Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband**, v. 45, p. 175-204, 1983.
- PYE, K., TSOAR, H., 1990. **Aeolian Sand and Sand Dunes**. 1º ed. Unwin Hyman, London, 396 p.
- PYE, K. & TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes**. 2º ed. Springer Berlin Heidelberg, 2009. 396p.
- SEMENIUK, V.; CRESSWELL, I. D.; WURM, P. A. S. Quindalup Dunes: the regional system, physical framework and vegetation habitats. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, 1989.
- SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine geology**, v. 48, n. 3-4, p. 259-284, 1982.
- SOUZA, L. H. F.; FERREIRA, I. L.; RODRIGUES, S. C. Cartografia digital aplicada ao mapeamento geomorfológico. **Sociedade & Natureza**, v. 30, n. 16, p.133-144, 2004.
- TRICART, J. **Principés et méthodes de la géomorphologie**. 2º ed. Mason: Paris, 1965. 496p.
- WIGGS, G. F. S. Dune morphology and dynamics. In: SHRODER, J. F. (Eds.). **Treatise on Geomorphology**. Edº 11. San Diego: Academic Press, 2013. p.01-218.
- WILSON, I. G. Aeolian bedforms—their development and origins. **Sedimentology**, v. 19, n. 3-4, p. 173-210, 1972.



MEDIDA DA VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA DA PRAIA DA ILHA DO AMOR EM CAMOCIM – CE, ENTRE OS ANOS DE 1984 – 2019

3032

Eduardo de Sousa Marques

LABOMAR, Universidade Federal do Ceará – UFC

Avenida da Abolição, 3207, Meireles, Fortaleza – CE, CEP 60165-081

E-mail: eduardocabj@hotmail.com

Lidriana de Souza Pinheiro

LABOMAR, Universidade Federal do Ceará – UFC

Avenida da Abolição, 3207, Meireles, Fortaleza – CE, CEP 60165-081

E-mail: lidriana@ufc.br

Vanda Carneiro de Claudino-Sales

CCH, Universidade Estadual Vale do Acaraú – UVA

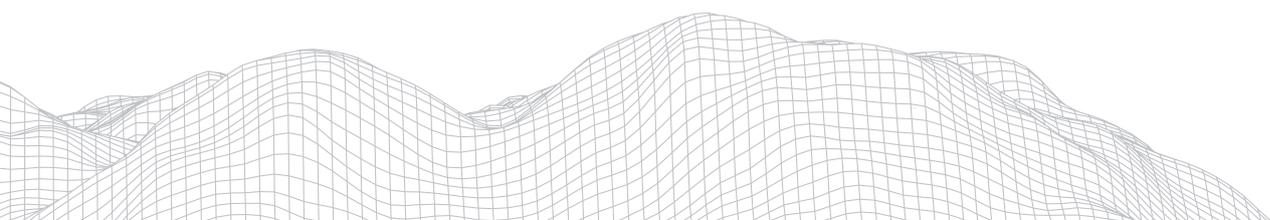
Avenida John Sanford, 1845, Junco, Sobral – CE, CEP 62030-000

E-mail: vcs@ufc.br

Resumo

A Praia da Ilha do Amor está localizada no litoral leste de Camocim (município do litoral oeste do Estado do Ceará), apresenta largas faixas de praias arenosas, perfis pouco inclinados e abertas para o mar, tornando-se mais suscetível à variação da linha de costa. Nessa pesquisa buscou-se medir a variação da linha de costa desta praia entre os anos de 1984 a 2019, dividida em quatro períodos de oito anos, com uso de imagens de satélite do *Google Earth Pro* e georreferenciando pelo sistema de informações geográficas QGIS. Para a medição dessa variação utilizou-se o método adaptado do polígono de mudanças, calculando para cada período os saldos e as taxas. Para a discussão dos resultados foi considerado a diferenciação de três setores: oeste (*spit* da Ilha do Amor), central (área da enseada) e leste (limítrofe com a Praia das Imburanas). Como resultado foi observado uma tendência crescente de recuo da linha de costa, principalmente nos dois últimos períodos estudados.

Palavras-chave: linha de costa; erosão; progradação; Camocim; avanço do mar.



1. Introdução

Este trabalho tem o objetivo inicial e geral de verificar o grau de mudanças posicionais da linha de costa da Praia da Ilha do Amor (litoral leste de Camocim, Estado do Ceará), em uma escala temporal decadal. A principal ideia é verificar o comportamento dessas mudanças ao longo do tempo, estudando se há ocorrências de ciclos naturais de erosão e progradação. O objetivo mais específico é observar possíveis diferenciações de setores (ou zonas) da praia, aqui subdividido em: oeste (*spit* da Ilha do Amor), central (área da enseada) e leste (limítrofe com a Praia das Imburanas).

Prováveis desequilíbrios sedimentares da Praia da Ilha do Amor interferem diretamente na evolução geomorfológica das dunas móveis do *spit* da Ilha do Amor, protegidas por lei como uma Área de Proteção Ambiental (APA) (Município de Camocim, 2021). Além disso, esta praia é um importante percurso para os passageiros que se deslocam da cidade de Camocim para as localidades a leste, principalmente para a Vila de Jericoacoara (local muito procurado por turistas). Também se inclui a possibilidade de ocorrer pontos de desovas de tartarugas marinhas ao longo da praia e nos riscos de encalhamentos de espécies marinhas a partir de uma possível maior inclinação do perfil praial.

A estrutura desse artigo inicia-se com a caracterização geoambiental da área de estudo (Praia da Ilha do Amor), desenvolvendo logo após a metodologia aplicada. Na seção seguinte foram dissertados os resultados alcançados, expondo os dados com uso de mapas e resumindo as interpretações e inferências desenvolvidas. Finaliza-se o trabalho com as considerações finais, concluindo todas as informações explicitadas, estabelecendo novas hipóteses e sugerindo ações para o planejamento espacial local.

2. Área de estudo

A Praia da Ilha do Amor está inserida na planície fluviomarinha de Camocim (município do litoral oeste do Estado do Ceará), localizada a leste do estuário do Rio Coreaú (Figura 1). A medida da área de estudo é de ~ 9 km², com uma extensão de ~ 13 km, estendendo-se da desembocadura do Rio Coreaú, mais precisamente na margem direita do rio, em uma área onde há a formação de um *spit* arenoso (Meiros e Silva, 2002), até a Praia das Imburanas, a leste.

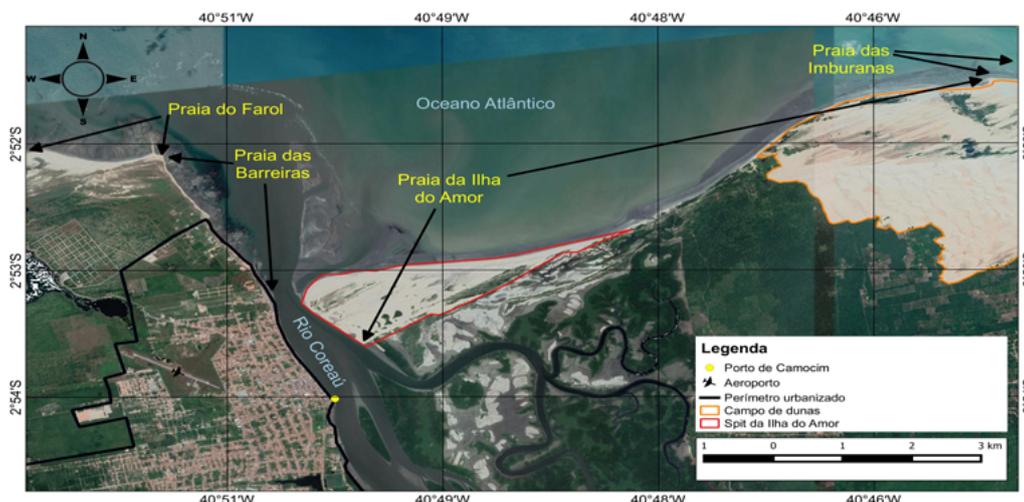


Figura 1: mapa de localização da área de estudo. Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS); Datum horizontal SIRGAS 2000. Fonte da imagem: data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, Image 2021 Maxar Technologies, Google Earth Pro (Elaborado por Marques, E. S.)

Entre os meses de janeiro a maio, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atua com um dos maiores eventos de chuvas no Nordeste do Brasil. Em litorais que se apresentam paralelos a linha do Equador (como no caso do litoral de Camocim) ocorrerá menores índices pluviométricos pelo fato de não ocorrer mudanças por aquecimento diferencial, não gerando perturbações convectivas nas correntes (Ribeiro e Gonçalves, 1981). Camocim apresenta pluviosidade de 1.023,3 mm anuais (Viana *et al.*, 2017), registrando os meses de fevereiro a maio com os maiores índices pluviométricos (Marques, 2020). A temperatura média varia de 26° a 28° (Viana *et al.*, 2017), com insolação mais intensa em outubro e decrescendo para março (Morais *et al.*, 2006).

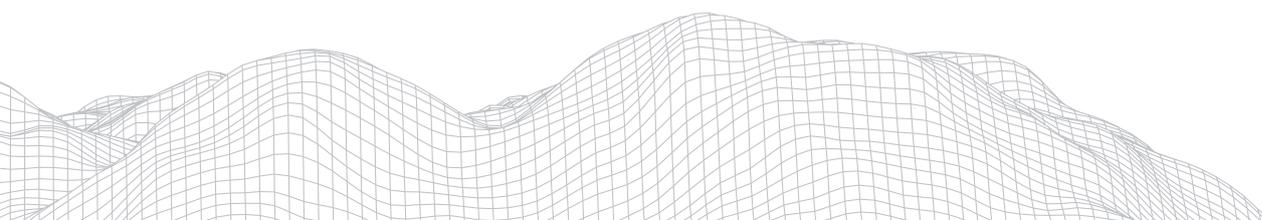
O transporte de sedimentos é resultante da ação dos ventos alísios de SE e NE (Lira *et al.*, 2011), nos meses mais chuvosos predominam os ventos de NE ao longo do dia (20° a 50°), a noite passa para SSE - S (150° 180°+), havendo alteração dessa direção de maio a agosto, com ventos de ENE - E durante o dia (60° a 90°) e E - SE a noite (90° a 150°) (Morais *et al.*, 2006). No segundo semestre as brisas marítimas se intensificam com direção E - SE, apresentando velocidades que ultrapassam 7 m/s nas estiagens, entre junho e novembro (Nascimento Junior, *et al.*, 2017).

No Estado do Ceará as marés são do tipo mesomarés, com 3,2 metros de alcance máximo, de periodicidade semidiurna (Morais *et al.*, 2006; Pinheiro *et al.*, 2016). As correntes que atuam no litoral cearense são impostas pelos ventos alísios, com intensidades entre 0,15 e 0,28 m/s, com direção resultante entre 230° a 280° no quadrante noroeste (Farias, 2008). A deriva litorânea está orientada a oeste por conta da atuação dos ventos alísios que sopram em obliquidade em direção a linha de costa, sendo fundamental para o transporte sedimentar a oeste (Morais *et al.*, 2006; Claudino-Sales e Carvalho, 2014).

As ondas arrebentam longe da faixa de praia, perdendo sucessivamente a sua altura na medida em que a sua energia é dissipada no processo gradual de arrebentação (Queiroz, 2014), percorrendo grandes distâncias e formando largas zonas de deposição de sedimentos (largas faixas de praia) como resultado da arrebentação (Teixeira *et al.*, 2009). Grande parte do tempo no ano as praias são atacadas por ondas do tipo *sea*, com períodos de 6,5 segundos, em menor ocorrência estão as ondas *swell* com 10 a 20 segundos de período, atingindo 1,1 a 1,6 metro (Pinheiro *et al.*, 2016). No segundo semestre os ventos alísios apresentam maiores velocidades, elevando a altura das ondas do tipo *sea* (Claudino-Sales e Peulvast, 2006).

O ataque oblíquo de ondas formadas pelos ventos alísios de L e NE transporta sedimentos para a foz do Rio Coreaú, os quais adentram no estuário pela refração de ondas no *spit* da Ilha do Amor (Meireles e Silva, 2002), esse processo em conjunto com uma ação da maré mais efetiva (sobrepondo a ação do fluxo fluvial para a plataforma continental em períodos de estiagens) favorece a importação de sedimentos para o interior do estuário (Colares *et al.*, 2016).

O litoral oeste do Estado do Ceará (na qual o município de Camocim faz parte) apresenta faixas de praias com características morfodinâmicas dissipativas associadas as planícies fluviomarinhas, apresentando alta energia de ondas, períodos curtos, predominando sedimentos finos a muitos finos, largas zonas de surf, baixas declividades e raras correntes de retorno, apresentando também grande estoque de areia na parte submersa (Silva *et al.*, 2004; Morais *et al.*, 2006; Queiroz, 2014; Pacheco, 2015).



3. Metodologia

A primeira etapa da pesquisa consistiu no estudo da área e das suas adjacências a partir de artigos, dissertações e teses. Nesse processo foi possível adquirir um maior conhecimento das características geoambientais e da geodinâmica da área, objetivando interpretações sobre os sistemas naturais da zona costeira em questão. Essa etapa foi fundamental para a criação de inferências pautadas na bibliografia da área.

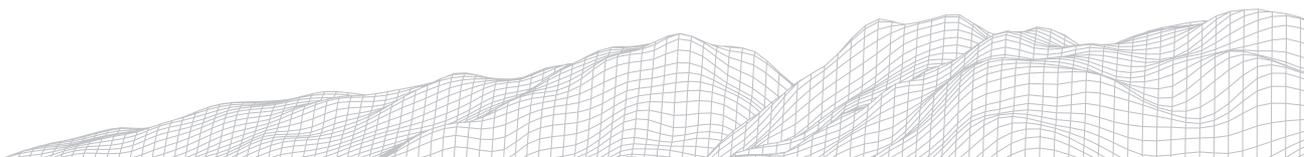
Por conta do período pandêmico, motivado pela disseminação da COVID-19 (Sars-Cov-2), não foi possível a realização de estudos em campo, havendo assim a necessidade de recorrer a imagens de satélites e a sistemas de informações geográficas (QGIS). Por outro lado, é importante pontuar o conhecimento empírico da área e trabalhos de campos realizados em períodos anteriores, estabelecidos em outros momentos (antes da pesquisa), fato este que motivou a realização desse estudo.

A segunda etapa consistiu na coleta de imagens de satélite Landsat/Copernicus de 1984 até o ano de 2019 pelo *software Google Earth Pro*, com escala de 1:90.000, datadas sempre no mês de dezembro. Essa coleta dependeu diretamente da disponibilidade das imagens de satélites que mantivessem um grau suficiente de qualidade e que permitissem a delimitação da linha de costa. Em maiores escalas cartográficas não há um maior acervo de imagens que permitissem um estudo organizado cronologicamente. Com isso, dividiu-se esse recorte temporal em quatro períodos de oito anos: 1984 – 1992, 1993 – 2001, 2002 – 2010, 2011 – 2019.

Para a realização da delimitação da linha de costa na Praia da Ilha do Amor considera-se o limite das marés altas no exato momento da coleta de dados, identificando e diferenciando nas imagens de satélites o limite da área seca e molhada (Crowell *et al.*, 1991; Muehe 2001; Bird, 2008; Moura, 2018). Não há um padrão dimensional definido para a linha de costa, a sua delimitação está em medir a situação posicional da praia ao longo do tempo (Oertel, 2005 *in* Moura, 2018).

Logo após essa etapa todas as imagens foram georreferenciadas com uso do sistema de informações geográficas (QGIS), versão 2.6.0., criando dessa forma os *shapes* que deverão ser usados para os cálculos de erosão e progradação da linha de costa. Logo após, foram criados mapas de variação da linha costa com escalas de 1:38.000, utilizando-se o Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS), de *datum* horizontal SIRGAS 2000. Os mapas confeccionados tiveram por objetivos observar as mudanças posicionais da linha de costa dos períodos estabelecidos e na delimitação das áreas progradadas e erodidas dessa variação. As medidas dessas áreas foram feitas utilizando os próprios recursos de cálculos de área e extensão do *software* (QGIS).

A terceira etapa consistiu nos cálculos de erosão e progradação da linha de costa, adaptando a metodologia aplicada por Smith e Cromley (2012) *in* Conceição *et al.*, (2020), utilizando-se uma linha de base que permitiu a identificação das áreas onde houve avanços e recuos da linha de costa, aplicando-se o método do polígono de mudanças. Nesse caso, usou-se as primeiras linhas de costa de cada período de tempo estabelecidos na pesquisa (1984 – 1992, 1993 – 2001, 2002 – 2010, 2011 – 2019) como a linha de base, aplicando as últimas linhas de costa como indicadores dessa variação. Com isso, se chegou em cada período a um quantitativo de erosão e progradação, permitindo então calcular os saldos. Para calcular os polígonos de mudanças no mapa foi necessário a criação de novos *shapes* desses polígonos no mapa em escalas de 1:11.000, calculando automaticamente as suas áreas pelo sistema de medidas do próprio *software*.



As medidas dos saldos seguiram a proposta de Dias *et al.* (1994), que utilizou o resultado dos saldos (equação 1) para medir as taxas de variação da linha de costa (equação 2). O saldo (SD) é calculado pela diferença da área progradada (AP) pela área erodida (AE). Com uso dessa informação, foi possível calcular a taxa de variação da linha de costa (TVLC), que é a razão do saldo estabelecido (podendo ser positivo se a área progradada for maior e negativo se a área erodida for maior) com a extensão da linha de costa (ELC), que é a média da extensão da linha de costa dos anos em que foram realizados o método do polígono de mudanças.

$$SD = AP - AE \quad (\text{equação 1})$$

$$TVLC = SD / ELC \quad (\text{equação 2})$$

Na discussão dos resultados a área de estudo foi dividida em três setores diferentes, definida de forma abrangente e sem uma delimitação exata: a oeste no *spit* da Ilha do Amor, na parte central (área da enseada da praia) e a leste (no limite com a Praia das Imburanas). A principal ideia está na diferenciação desses três setores no decorrer do tempo, construindo inferências sobre o sistema costeiro para que se possa interpretar corretamente a dinâmica natural da área.

4. Resultados e discussões

- Análise da variação da linha de costa no período de 1984 - 1992

Nesse período podemos observar nos mapas a seguir (Figura 2) que há um aparente e relativo equilíbrio entre as áreas onde houve progradação e erosão ao longo da faixa de praia, alternando as ocorrências de recuos e avanços da linha de costa. As maiores mudanças da posição da linha de costa pode ser identificada no *spit* da Ilha do Amor (mais precisamente na margem direita do Rio Coreaú) e na área onde ocorre o deságue de um riacho tributário do Rio Coreaú. Esse período foi marcado por altos índices pluviométricos no município de Camocim (FUNCEME, 2021). Além disso, é provável que a baixa deposição sedimentar das dunas móveis da Praia das Imburanas nesse trecho da faixa de praia tenha favorecido o deságue desse riacho, desenvolvendo assim uma vegetação de mata de tabuleiro e de cerrado costeiro (Moro *et al.*, 2015; Marques, 2020).

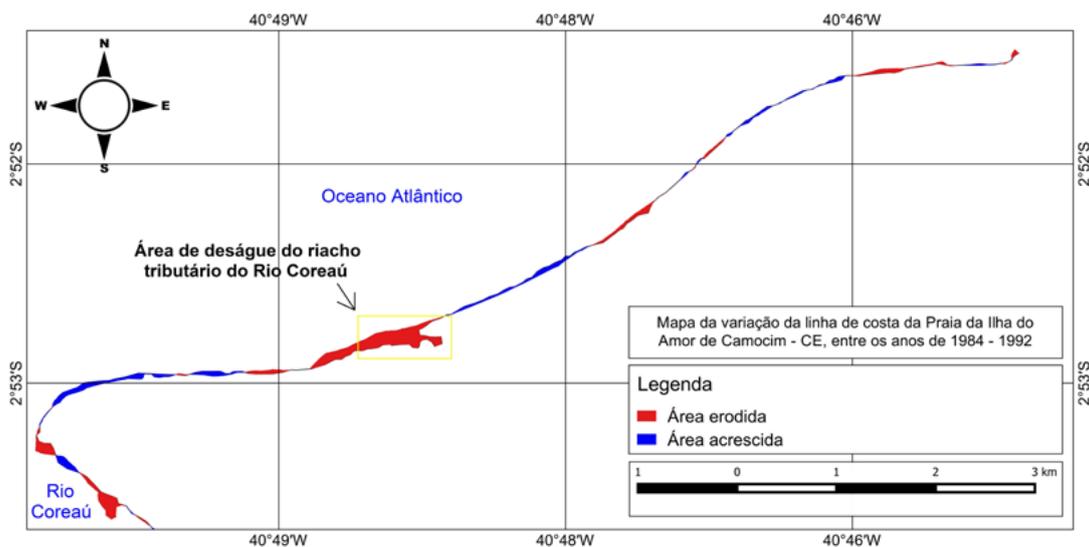


Figura 2: mapa da variação da linha de costa da Praia da Ilha do Amor em Camocim - CE, entre os anos de 1984 - 1992. Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS); Datum horizontal SIRGAS 2000 (Elaborado por Marques, E. S.)

As maiores alterações da posição da linha de costa ocorreram entre 1984 e 1985, resultando em alterações significativas nos setores mais a oeste da praia. Nos anos seguintes o modelado da linha de costa não obteve mudanças significativas, apresentando uma tendência crescente para o recuo da linha, principalmente na enseada da praia.

A partir de 1988 a linha de costa pouco variou de posicionamento, havendo duas situações díspares: a oeste ocorreram grandes variações da linha de costa, a leste ocorreram pequenas variações. A provável explicação para a essa situação está associada com o aumento da vazão do Rio Coreaú que transportou os sedimentos do canal para a plataforma continental (FUNCEME, 2021), e na realimentação das praias a leste pelas dunas móveis da Praia das Imburanas. Comparando a linha de costa de 1984 com a linha de costa de 1992, observa-se uma maior curvatura côncava (com sentido sul) da enseada da praia, evidenciando um maior trabalho erosivo na área.

É importante destacar também a evolução do *spit* da Ilha do Amor no sentido noroeste (+ 315°), acentuando a erosão na margem direita do canal do Rio Coreaú. Assim como foi relatado, as maiores mudanças ocorreram a partir do ano de 1984 e 1985, havendo poucas alterações nos anos seguintes.

- Análise da variação da linha de costa no período de 1993 - 2001

Nesse período, observa-se as menores variações da linha de costa, com baixos índices de erosão e progradação (Figura 3), resultando no menor saldo e na menor taxa de variação da linha de costa do período de tempo estudado. Além disso, é possível perceber uma maior estabilização dessa variação a partir da menor diferença entre os índices de erosão e progradação, estabelecendo a menor diferença registrada na pesquisa. Diante disso, interpreta-se que estes resultados possam indicar um maior equilíbrio dos processos naturais de transporte e deposição sedimentar na faixa de praia, correspondendo em uma relativa conservação da morfologia do perfil praiial.

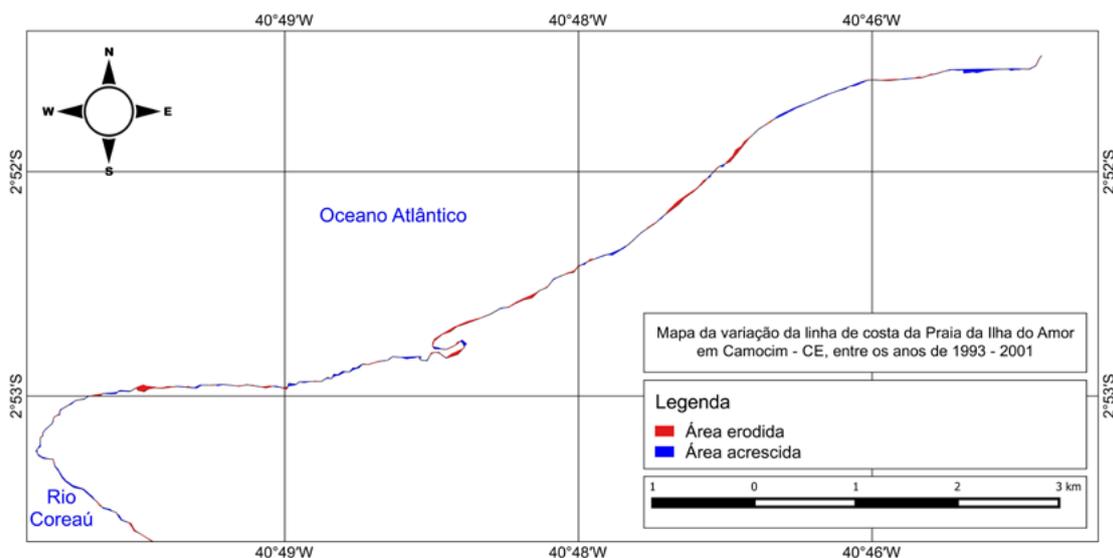
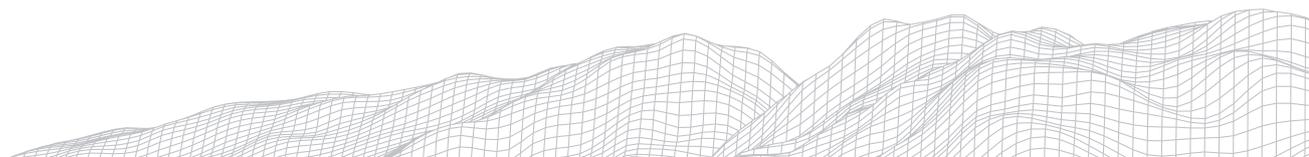


Figura 3: mapa da variação da linha de costa da Praia da Ilha do Amor em Camocim - CE, entre os anos de 1993 - 2001. Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS); Datum horizontal SIRGAS 2000 (Elaborado por Marques, E. S.)



Durante o período de 1993 – 2001 a variação da posição da linha de costa não registrou grandes diferenças dos índices de recuo e avanço, contudo foi possível notar o desenvolvimento de dois ambientes díspares: nas áreas mais distais a oeste e a leste ocorreram poucas variações da linha de costa, na parte central (área da enseada) as variações foram mais expressivas. Essa variação mostrou uma relativa tendência de diminuição das mudanças posicionais da linha de costa, sendo que a partir de 1995 o contorno da linha de costa dos anos seguintes mantiveram modelados semelhantes.

Provavelmente os resultados apresentados da variação da linha de costa de 1993 para 1994 possam estar relacionados com o comportamento da linha de costa no período anterior (1984 – 1992), momento onde ocorreram grandes variações da linha de costa. Por outro lado, no biênio 1993 – 1994 foi possível constatar maiores avanços da linha de costa, diferenciando-se do alto grau erosivo constatado no período anterior (1984 – 1992). Além disso, o restante do período (1995 – 2001) foi marcado por maiores índices de recuos da linha de costa, porém não ocorreram grandes diferenças dos índices de erosão e progradação.

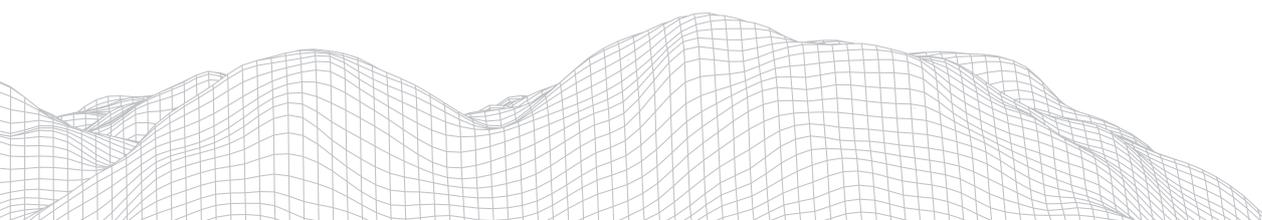
Assim como toda a extensão da praia, no *spit* da Ilha do Amor os avanços e os recuos da linha de costa se alternaram durante todo o período, apresentando um comportamento cíclico de mudanças e sem registrar grandes diferenças entre os índices de erosão e progradação. Porém, nos últimos anos do período de 1993 – 2001 ocorreram perdas da área do *spit*, principalmente na área do canal do Rio Coreaú, desenvolvendo uma evolução orientada para o norte (0°). É provável que nesse período tenha ocorrido uma maior vazão do Rio Coreaú por conta dos altos índices pluviométricos em 1999 e 2000 (FUNCEME, 2021), transportando mais sedimentos para a plataforma continental e desenvolvendo um espigão hidráulico que interceptou o transporte de sedimentos para oeste pela deriva litorânea.

- Análise da variação da linha de costa no período de 2002 - 2010

Neste período foi possível constatar os maiores índices de progradação e erosão, contrapondo totalmente o ambiente descrito do período anterior (1993 – 2001), representando o momento onde houve grandes avanços do mar nas áreas mais internas do continente. Além disso, foi o período que apresentou os maiores recuos da linha de costa, principalmente nos setores central e leste da praia, correspondentes a áreas de sotamar com déficit do depósito sedimentar na faixa de praia. Esses resultados podem estar relacionados com as mudanças do comportamento climático e térmico do oceano, influenciando assim na dinâmica sedimentar da área.

A partir de 2004 as imagens de satélite obtiveram uma melhor qualidade de resolução, permitindo uma maior exatidão das medidas de georreferenciamento. Além disso, identificou-se mudanças mais significativas da posição da linha de costa a partir de 2005, ocorrendo mudanças mais expressivas da paisagem, reforçando assim os resultados já apresentados sobre a tendência geral de recuo da linha de costa da Praia da Ilha do Amor.

Contudo, foi possível identificar avanços da linha de costa na parte central da praia (área da enseada) e na área do *spit* da Ilha do Amor (Figura 4). Durante o período de 2002 – 2010 o riacho tributário do Rio Coreaú foi perdendo progressivamente contato com o mar, ocasionando a total desconexão com o mar no ano de 2010. As altas taxas de progradação sedimentar na área superou a competência do fluxo hídrico do riacho para o mar, motivando a perda gradual da concavidade do modelado da linha de costa na parte central da praia, tornando a extensão desse setor mais retilínea.



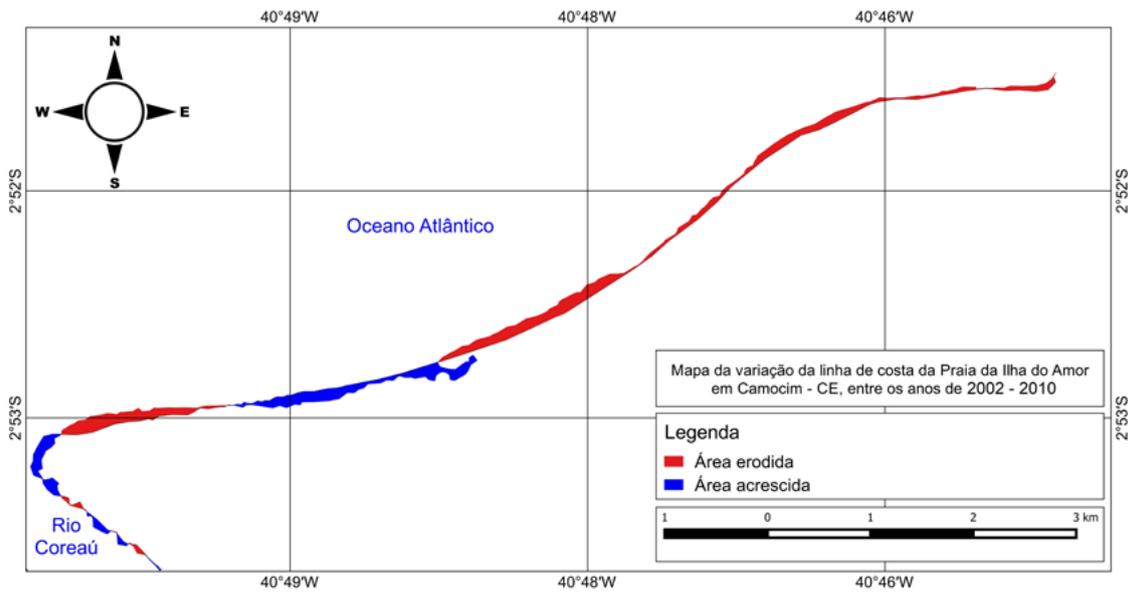
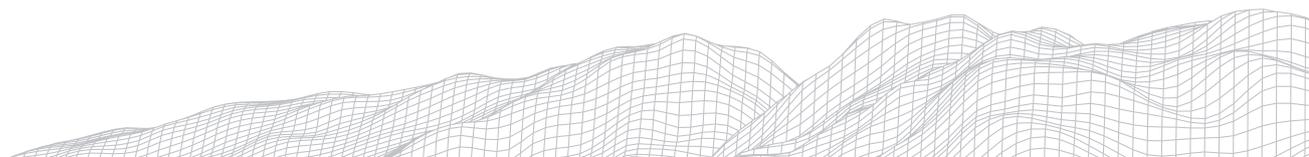


Figura 4: mapa da variação da linha de costa da Praia da Ilha do Amor em Camocim - CE, entre os anos de 2002 - 2010. Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS); Datum horizontal SIRGAS 2000 (Elaborado por Marques, E. S.)

Na área do *spit* da Ilha do Amor é possível notar a evolução do *spit* direcionada para o noroeste (+ 315°), assim como foi registrado no primeiro período de tempo estudado (1984 - 1992). Porém, é importante destacar o avanço da linha de costa na área do *spit* no canal do Rio Coreau até o ano de 2008, recuando progressivamente nos anos de 2009 e 2010 por conta da alta taxa de pluviosidade registrada no ano de 2009 (Marques, 2020), motivando uma maior descarga hídrica do Rio Coreau que obteve uma maior competência para erodir as suas margens e transportar sedimentos para a plataforma continental.

- Análise da variação da linha de costa no período de 2010 - 2019

Esse período marca a maior diferença entre os índices de erosão e progradação, gerando o maior déficit do saldo e da taxa de variação da linha de costa de todo período de tempo estudado. Destaca-se a parte central da praia (área da enseada) que registrou o maior recuo da linha de costa, observando-se expressivas mudanças paisagísticas (Figura 5). Assim como foi mostrado no período anterior, os setores central e leste obtiveram grandes índices de recuo, por estarem em área de sotamar o grau de deposição sedimentar é menor em comparação com o setor oeste (área de barlamar). Esse cenário revela o grau de desequilíbrio dos processos de transporte e deposição de sedimentos na faixa de praia e nas suas adjacências, gerando também um alerta sobre um maior avanço do mar nas áreas mais internas.



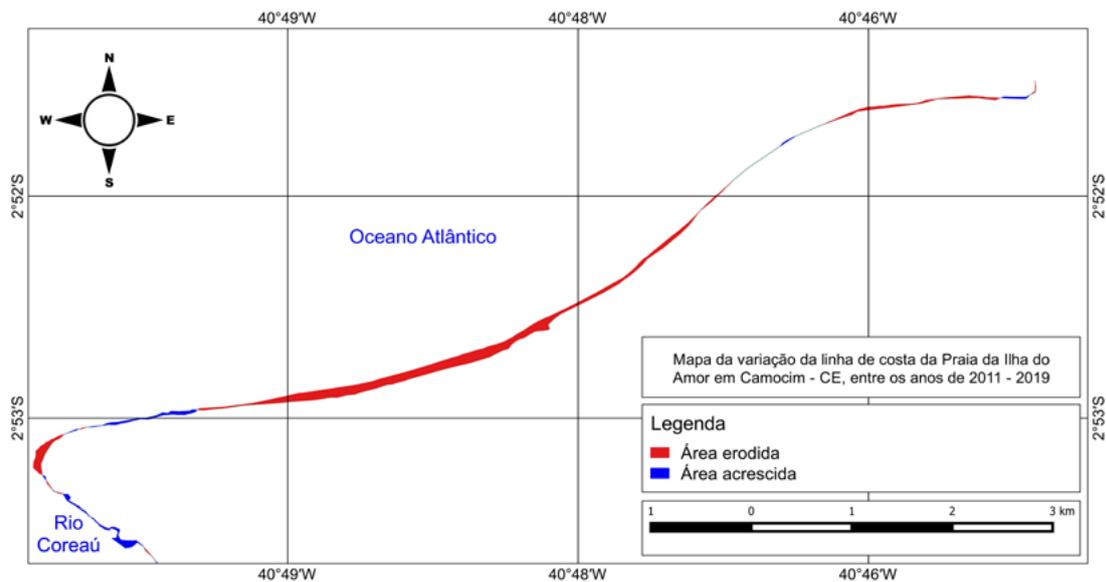


Figura 5: mapa da variação da linha de costa da Praia da Ilha do Amor em Camocim - CE, entre os anos de 2011 - 2019. Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS); Datum horizontal SIRGAS 2000 (Elaborado por Marques, E. S.)

Na parte central da praia (área da enseada) observou-se que o recuo foi mais expressivo a partir do ano de 2016, havendo poucas alterações da posição da linha de costa entre os anos de 2011, 2012 e 2013. Além disso, observou-se que o modelado da linha de costa na área da enseada apresentou uma maior curvatura côncava (com sentido sul), assim como foi registrado no primeiro período (1984 - 1992), atingindo uma maior área na parte central da Praia da Ilha do Amor. Esses resultados podem também responder sobre um provável processo de inclinação e redução da faixa de praia, dificultando a passagem dos veículos de transporte de passageiros para as localidades a leste (principalmente para Jericoacoara) que trafegam diariamente nesse trecho.

Uma possível inclinação da faixa de praia traria perigos para os casos de encalhamento de várias espécies marinhas, tais como as arraias, peixes-bois, tartarugas, tubarões, etc. Além disso, as mudanças da morfologia da praia pode contribuir para a morte de várias tartarugas, uma maior inclinação do perfil praiial dificultaria o deslocamento desse animal para a zona de pós-praia, local propício para as condições de nidificação (GI-GERCO, 2018).

Nos setores mais a leste a variação da linha de costa foi pouco expressiva em comparação com o restante da extensão da praia, repetindo assim os cenários apresentados nos períodos anteriores (exceto no período de 2002 - 2010). A realimentação da Praia da Ilha do Amor a leste pelas dunas da Praia das Imburanas é um fator fundamental para o equilíbrio sedimentar do sistema praia - duna, contribuindo para uma relativa estabilização da variação da linha de costa.

No *spit* da Ilha do Amor identificou-se um gradual recuo da linha de costa nos setores onde ocorreram a evolução do *spit* nos períodos anteriores (NO e N), principalmente de 2012 para 2013. Foi somente no ano de 2017 que ocorreram os maiores avanços da linha de costa na área do *spit*, registrando progradações no canal do Rio Coreaú. Possivelmente, esses resultados podem estar relacionados por uma menor vazão do Rio Coreaú, estando relacionado com os baixos índices pluviométricos no período em questão (Marques, 2020).

- Disposições gerais dos resultados

Detectou-se ao longo da faixa de praia estudada uma relativa alternância das áreas onde houve erosão e progradação, demonstrando possíveis interrupções parciais da deriva litorânea orientada a oeste. De modo geral, observa-se uma maior tendência de avanço da linha de costa no *spit* da Ilha do Amor e de recuo na porção leste da praia.

Na área da pesquisa observa-se uma oscilação dos índices de progradação, erosão e de saldo, alternando períodos com índices mais elevados e menos elevados. A maior diferença está na passagem do período 1993 – 2001 para 2002 – 2010. É importante destacar também a prevalência dos dados quantitativos de erosão sobre os de progradação, contabilizando no período estudado apenas saldos negativos, demonstrando dessa forma uma tendência geral de recuo da linha de costa nos anos a posteriori caso ocorra a continuação dessa dada situação.

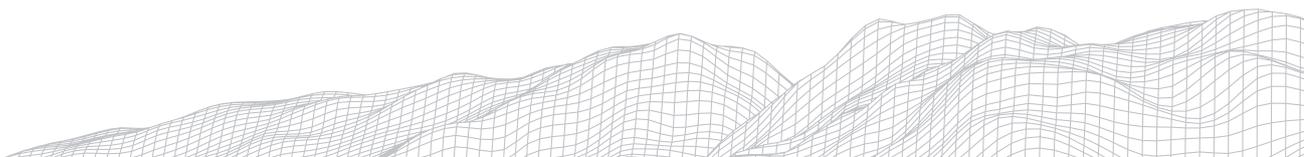
Esses resultados podem estar relacionados com as características climáticas da região, fator esse influenciado pelo comportamento térmico da superfície do oceano (Ferreira *et al.*, 2004; Ferreira e Melo, 2005). O aumento da temperatura dos oceanos provoca dilatação térmica das águas superficiais, favorecendo, conseqüentemente, na elevação do nível do mar e o seu efetivo avanço para as áreas mais internas do continente (Muehe, 1995). Prognósticos do IPCC (Church *et al.*, 2013) apontam para uma contínua subida do nível do mar associada as mudanças climáticas que estão em curso.

Os dados das taxas de variação da linha de costa apresenta uma oscilação senoidal, com decréscimos dos resultados de 1984 – 1992 para 1993 – 2001 e de acréscimos de 2002 – 2010 para 2011 – 2019. Levando em consideração o comportamento senoidal dos dados, interpreta-se hipoteticamente uma possibilidade de que o início da década de 80 tenha apresentado maiores taxas em comparação com o período de 1984 – 1992, ocorrendo uma provável redução dessa taxa nos anos posteriores a 2019.

Além disso, destacam-se as diferenças quantitativas entre as taxas dois últimos períodos estudados (2002 – 2010 e 2011 – 2019 com maiores taxas e com saldos mais negativos) com os dois períodos iniciais (1984 – 1992 e 1993 – 2001 menores taxas e com saldos menos negativos), havendo assim a possibilidade de ocorrer maiores taxas da variação da linha de costa nas décadas posteriores ao período estudado, estando condizente com os prognósticos levantados a respeito do avanço do mar a partir da elevação do seu nível médio em escala global (Nasa, 2021). Contudo, essas hipóteses só poderão ser melhores validadas com a possibilidade da coleta de dados em um maior período de tempo.

É importante ressaltar que a ação antropogênica também pode ser um fator que poderá contribuir para os efeitos erosivos sobre a linha de costa através da extração ilegal de areia e de obras que possam interceptar o transporte sedimentar na faixa de praia e nas suas adjacências. Porém, essa situação não foi constatada na área estudada, as maiores ocupações da praia encontram-se a oeste do *spit* da Ilha do Amor, próximo da desembocadura do Rio Coreaú. Sendo assim, considera-se que os resultados apresentados estão restritamente relacionados com a atuação de fatores naturais e o aquecimento global, levando também em consideração que as dunas do *spit* da Ilha do Amor são Áreas de Proteção Ambiental (APA), segundo a Lei Municipal nº 782, de 26 de fevereiro de 2002 (Município de Camocim, 2021).

Além disso, a Praia da Tatajuba (a leste da Praia da Ilha do Amor) também é uma área de proteção ambiental, segundo a Lei Municipal nº. 559/94 (SEMACE, 2021), o que contribui no maior aporte do transporte sedimentar a oeste. Contudo, questiona-se a inoperância do poder público em transformar as dunas móveis da Praia das Imburanas em uma área de Proteção Ambiental, favorecendo assim o equilíbrio sedimentar das praias a oeste.



5 – Considerações finais

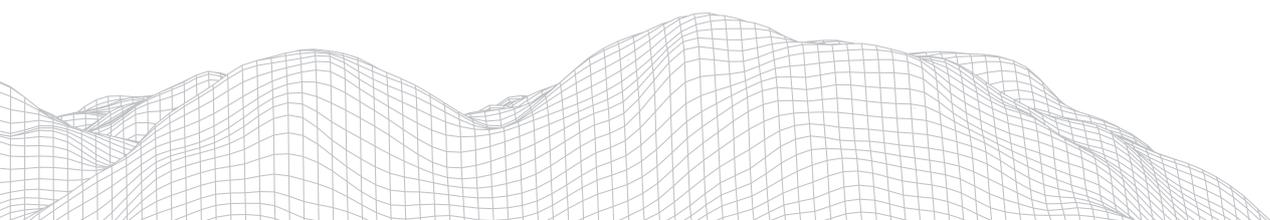
Os maiores recuos da linha de costa pode ser constatado no setor central e leste, por serem áreas de sotamar há uma baixa deposição sedimentar na faixa de praia em comparação com o setor oeste. Por esse motivo são áreas mais vulneráveis e sensíveis diante de um avanço mais efetivo do mar. Apesar de ser uma praia pouco ocupada e explorada, o fato de apresentar uma larga faixa de praia arenosa, com baixa inclinação e aberta para o mar favorece a ocorrência de processos erosivos e, conseqüentemente, no recuo da linha de costa. Por outro lado, questiona-se o aumento dos déficits dos saldos, mesmo observando os decréscimos dos índices erosivos nos dois últimos períodos estudados.

Esses resultados podem responder sobre as prováveis alterações do modelado dos perfis de praia, intensificando a inclinação e a redução da faixa de praia, prejudicando dessa forma no transporte de passageiros para as localidades a leste, em especial para Jericoacoara (destino procurado por muitos turistas). Diante disso, pontua-se também os riscos de encalhamento de espécies marinhas e a possibilidade de haver locais para a desova das tartarugas. Questiona-se ainda o porquê das dunas móveis da Praias das Imburanas não serem uma área de Proteção Ambiental (APA), o que contribuiria para o equilíbrio sedimentar das praias a oeste.

Diante dessa situação, existe a necessidade de intensificar o monitoramento das regiões costeiras, estabelecendo uma política contínua a fim de analisar o comportamento da dinâmica costeira. Na medida em que há um maior conhecimento da geodiversidade e das dinâmicas naturais da área torna-se possível estabelecer políticas sobre o uso racional do espaço, favorecendo a preservação das espécies marinhas, conservação das feições costeiras, a fixação de empreendimentos, a intensificação do turismo e o aquecimento da economia.

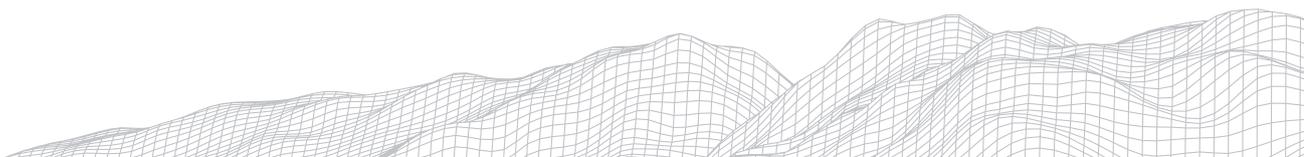
Agradecimentos

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de estudos (doutorado) para a realização dessa pesquisa vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais (PPGCMT, LABOMAR – UFC).



Referências bibliográficas

- BIRD, E. C. F. **Coastal Geomorphology: An introduction**. England: British library, second edition, 436 p., 2008.
- CLAUDINO-SALES, V.; CARVALHO, A. M. Dinâmica costeira controlada por promontórios no Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Geociências (UNESP)**, v. 33, nº 4, p. 579 – 595, 2014.
- CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P. Geomorfologia da zona costeira do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. In: SILVA, J. B.; DANTAS, E. W. C.; ZANELLA, M. E.; MEIRELES, A. J. A. (Org.). **Litoral e sertão, natureza e sociedade no nordeste brasileiro**. Expressão gráfica, Fortaleza, p. 349 – 366, 2006.
- CHURCH, J. A.; CLARK, P. U.; CAZENAVE, A.; GREGORY, J. M.; JEVREJEVA, S.; LEVERMANN, A.; MERRIFIELD, M. A.; MILNE, G. A.; NEREM, R. S.; NUNN, P. D.; PAYNE, A. J.; PFEFFER, W. T.; STAMMER, D.; UNNIKISHNAN, A. S. Sea Level Change. In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1137 – 1216, 2013.
- COLARES, M. C. S.; PINHEIRO, L. S.; MENEZES, M. O. B.; MORAIS, J. O. Caracterização sedimentar do canal do estuário do Rio Coreaú, Estado do Ceará, Brasil. **Arquivo Ciências do Mar (LABOMAR)**, v. 49, nº 1, p. 5 – 12, 2016.
- CONCEIÇÃO, T. F.; ALBUQUERQUE, M. G.; ESPINOZA, J. M. A. Uso do método do polígono de mudança para caracterização do comportamento da linha de costa do município do Rio Grande, entre os anos de 2004 a 2018. **Revista GeoUECE (online)**, v. 09, nº 16, p. 123 – 134, 2020.
- CROWELL, M.; LEATHERMAN, S. P.; BUCKLEY, M. K. Historical shoreline change: Error analysis and mapping accuracy. **Journal of coastal research**, v. 7, nº 3, p. 839 – 852, 1991.
- DIAS, J. M. A.; FERREIRA, O. M. F. C.; PEREIRA, A. P. R. R. **Estudo sintético de diagnóstico da Geomorfologia e da dinâmica sedimentar dos traços costeiros entre Espinho e Nazaré, Portugal**. Edições Algarve, 1994.
- FARIAS, E. G. G. **Aplicação de técnicas de geoprocessamento para a análise da evolução da linha de costa em ambientes litorâneos do Estado do Ceará**. 123 f. Dissertação de mestrado, Instituto Ciências do Mar (LABOMAR), Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza (CE), 2008.
- FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, nº 1, p. 15 – 28, 2005.
- FERREIRA, F. F.; ALVES, J. M. B.; COSTA, A. A. Um estudo dos impactos das Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) em macrorregiões, pluviometricamente homogêneas, no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 12, nº 1, p. 193 – 204, 2004.
- FUNCEME. **Chuva máxima anual por município**. Disponível em: <http://funceme.br/app-calendario/anual/municipios/maxima/1990>. Acessado em: 15 de julho de 2021.
- GI-GERCO. Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro. **Guia de diretrizes de prevenção e proteção à erosão costeira**. Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), Brasília (DF), 111 p., 2018.
- LIRA, M. A. T.; SILVA, E. M.; ALVES, J. M. B. Estimativa dos recursos eólicos no litoral cearense usando a teoria da regressão linear. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, nº 3, p. 349 – 366, 2011.
- MARQUES, E. S. **Análise da variação natural e antropogênica da linha de costa no litoral de Camocim, Estado do Ceará**. Dissertação de mestrado em Geografia. Centro de Ciências Humanas (CCH), Mestrado Acadêmico em Geografia (MAG), Universidade Estadual Vale do Acaraú (UVA), Sobral (CE), 177 p., 2020.
- MEIRELES, A. J. A.; SILVA, E. V. Abordagem Geomorfológica para a realização de estudos integrados para o planejamento e gestão em ambientes flúvio-marinhos. **Scripta Nova Revista electrónica de geografía y ciencias sociales**, v. 6, nº 118, 2002.



MORAIS, J. O.; FREIRE, G. S. S.; PINHEIRO, L. S.; SOUZA, M. J. N.; CARVALHO, A. M.; PESSOA, P. R. S.; OLIVEIRA, S. H. M. Caracterização fisiográfica e geoambiental da zona costeira do Estado do Ceará. In: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e Projeção do Litoral Brasileiro**. MMA (Ministério do Meio Ambiente), Rio de Janeiro, n°1, p.132 – 154, 2006.

MORO, M. F.; MACEDO, M. B.; MOURA-FÉ, M. M.; CASTRO, A. S. F.; COSTA, R. C. Vegetação, unidades fitoecológicas e diversidade paisagística do Estado do Ceará. **Rodriguésia**, v. 66, n° 3, p. 717 – 743, 2015.

MOURA, F. J. M. **Dinâmica de barreiras costeiras na Costa Semiárida Brasileira: o caso do litoral de Acaraú e Itarema – Ceará**. 267 f. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais (PPGCMT), Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza (CE), 2018.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Editora Bertrand Brasil, 2ª ed., Rio de Janeiro, p. 253 – 308, 1995.

MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n° 1, p. 35 – 44, 2001.

MUNICÍPIO DE CAMOCIM. **Lei Municipal nº 782, de 26 de fevereiro de 2002**. Disponível em: <https://camocim.ce.gov.br/wp-content/uploads/2021/06/APA-TESTA-BRANCA.pdf>. Acessado em: 04 de julho de 2021.

NASA. **Sea Level (Latest Measurement: May, 2021)**. Global Climate Change, Vital Signs of The Planet – NASA. Disponível em: <https://climate.nasa.gov/vital-signs/sea-level/>. Acessado em: 17 de maio de 2021.

NASCIMENTO JUNIOR, D. R.; TOSSI, L. N. C.; OLIVEIRA, V. F.; LUCENA, B. B. Morfodinâmica, transporte e proveniência do sistema praia – duna frontal recente entre Itarema e Camocim, litoral oeste do Ceará. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 08, n° 1, p. 24 – 45, 2017.

OERTEL, G. F. Coasts, coastlines, shores, and shorelines. In: SCHWARTZ, M.L. **Encyclopedia of Coastal Science**. Dordrecht: Springer, p. 323-327, 2005.

PACHECO, F. C. **Classificação morfodinâmica de praias oceânicas por meio da análise visual de imagens de satélite multitemporais da costa sudeste do estado de Santa Catarina**. 107 f. Monografia, Graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Florianópolis (SC), 2015.

PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; MAIA, L. P. The Beaches of Ceará. In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. F. (Org.). **The Beaches of Brazil**. Springer, Amsterdam, v. 1, p. 175 – 199, 2016.

QUEIROZ, L. R. **As praias arenosas do Estado do Ceará: relação entre ambiente físico e a estrutura de comunidade em um ambiente tropical**. 143 f. Tese de doutorado, em Ciências Marinhas Tropicais – Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza (CE), 2014.

RIBEIRO, A. G.; GONÇALVES, R. N. **Projeto RADAMBRASIL – levantamento de recursos naturais: climatologia**. Programa de integração nacional. Ministério de Minas e Energia. Folha SA.24 Fortaleza; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 458 – 471, 1981.

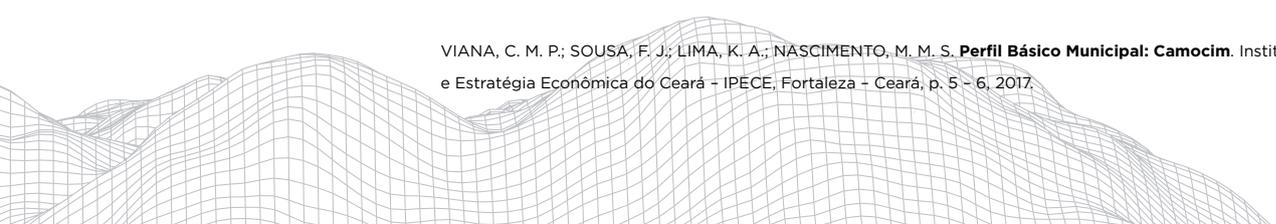
SEMACE. **Área de proteção ambiental de Tatajuba**. Disponível em: <https://www.semace.ce.gov.br/2010/12/09/area-de-protecao-ambiental-de-tatajuba/>. Acessado em: 04 de julho de 2021.

SILVA, C. G.; PATCHINEELAN, S. M.; BATISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: BATISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A. e SICHEL, S. E. (Org.). **Introdução à Geologia Marinha**. Editora Interciência, Rio de Janeiro, p. 175 – 218, 2004.

SMITH, M. J.; CROMLEY, R. G. **Measuring historical coastal change using gis and the change polygon approach**. Florida, transactions in Gis, p. 3 – 15, 2012.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M. de; TAIOLI, F. (org.). **Decifrando a terra**. Companhia Editora Nacional, 2ª edição, São Paulo (SP), 624 p, 2009.

VIANA, C. M. P.; SOUSA, F. J.; LIMA, K. A.; NASCIMENTO, M. M. S. **Perfil Básico Municipal: Camocim**. Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará – IPECE, Fortaleza – Ceará, p. 5 – 6, 2017.



PADRÕES MORFOLÓGICOS ASSOCIADOS A VENTOS BIDIRECIONAIS OBSERVADOS NA PLANÍCIE DA MASSAMBABA, RIO DE JANEIRO

3046

Ivandro Patrick de Oliveira Coutinho
Laboratório de Geografia Física (LAGEF). Universidade Federal Fluminense
Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro.
CEP: 24210-346. Brasil
E-mail: ipatrick@id.uff.br

Guilherme Borges Fernandez
Laboratório de Geografia Física (LAGEF). Universidade Federal Fluminense
Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro.
CEP: 24210-346. Brasil
E-mail: guilhermefernandez@id.uff.br

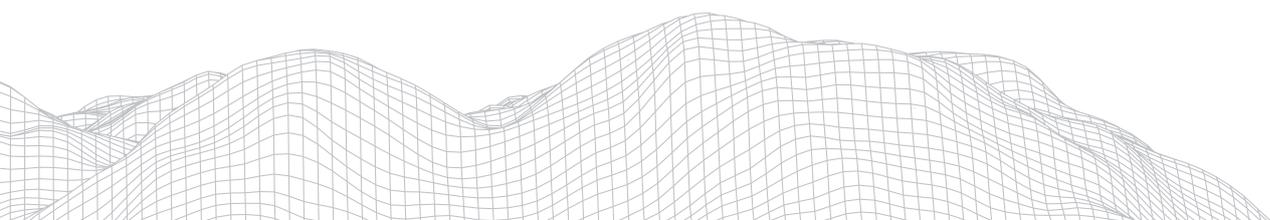
Beatriz Abreu Machado
Laboratório de Geografia Física (LAGEF). Universidade Federal Fluminense
Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, Niterói, Rio de Janeiro.
CEP: 24210-346. Brasil
E-mail: abreu_beatriz@id.uff.br

Thiago Gonçalves Pereira
Departamento de Geografia Física, Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Email: thiagopereira.uerj@gmail.com

Resumo

Os processos morfodinâmicos associados ao sistema praia-duna tem importância em muitos estudos, como em casos em que ventos de diferentes direções atuam sobre a área costeira. Este trabalho teve como objetivo investigar o desenvolvimento de diferentes formas de relevo, observados em dunas frontais ao longo da barreira costeira holocênica, na planície da Massambaba, Rio de Janeiro. Para se determinar as diferentes feições morfológicas observadas ao longo da barreira, foram utilizadas fotografias aéreas adquiridas com Aeronave Remotamente Pilotada (ARP). Os resultados mostraram que na parte central da Massambaba ventos de tempestade e ventos de direção nordeste tiveram diferentes impactos na morfologia das regiões analisadas. Desta forma, a partir de dados obtidos por imagens de alta resolução foi possível se verificar um complexo padrão de formas eólicas distribuídas ao longo da barreira holocênica, em função de padrões distintos de direção eólica.

Palavras-chave: Dunas costeiras, ventos bidirecionais, feições eólicas, massambaba



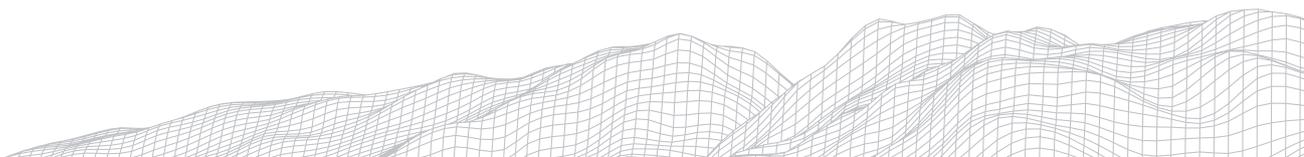
1. Introdução

O termo “interação praia-duna” passou a ser desenvolvido nas pesquisas científicas a partir da década de 80, principalmente a partir dos trabalhos de Psuty (1988), Sherman e Bauer (1993) e Hesp (1982). Os autores consideravam os dois ambientes inter-relacionados e ajustados, cujas trocas sedimentares entre eles seriam governadas por um sistema complexo de retroalimentação, alterando mutuamente formas a partir de processos. Dentre os fatores que determinam os processos morfodinâmicos associados ao sistema praia-duna, deve-se considerar não somente a ação eólica, mas também a ação das ondas, que representam um tema recorrente nos estudos costeiros. A ação combinada entre estes forçantes, ou seja, uma morfologia resultante no sistema praia-duna, normalmente está ligada à formação de dunas frontais, cujo elemento fundamental de identificação ocorre em função da fixação de sedimentos pela vegetação, oriundos da praia, removidos por ventos, preferencialmente soprados na direção do continente (Hesp, 2002; Hesp e Walker, 2013). No Brasil, o tema do desenvolvimento desta temática tem destaque principalmente após os anos 2000, nos trabalhos de Miot da Silva (2006), Bittencourt et al. (2012), Rocha et al (2018) e mais recentemente Machado (2020).

Hesp (2002) sugere que as dunas frontais são cristas de acumulação eólica, normalmente adjacente à praia, tendo seu suprimento sedimentar realizado pelos ventos, fixadas com o auxílio da vegetação, sendo que outros tipos de dunas podem vir a ocupar a porção mais frontal ao mar, como as nebkas, transgressivas, parabólicas e barcanas. As dunas frontais são classificadas, segundo Hesp (2002), em dois tipos: dunas frontais incipientes e dunas frontais estabilizadas. As dunas frontais incipientes são chamadas também de dunas embrionárias (“Embryo-dunes”) e são formadas entre a vegetação pioneira de restinga, podendo ser por deposição eólica entre as pequenas moitas. As dunas frontais estabilizadas se desenvolvem a partir das dunas incipientes e se diferenciam pela presença de vegetação lenhosa, mas também por fatores mais complexos e observados como a altura, o volume, a largura e a posição geográfica dentro do ambiente de análise, mais a norte/sul ou leste/oeste (Hesp, 2002).

Segundo Miot da Silva (2006), eventos erosivos, como tempestades associadas a mudanças nos padrões dos ventos e ondas, podem gerar mudanças na morfologia das dunas frontais fazendo com que ela apresente feições erosivas, como escarpas ou cortes eólicos. A dinâmica de formação de cortes eólicos, por exemplo, é considerada morfologia erosiva associada ao vento em função de rajadas descendentes, que não raramente apresentam formas de cavas ou depressões, normalmente assumindo formas parabólicas (Carter et al, 1990 e Hesp, 1999; Hesp, 2013). Esses cortes eólicos podem ainda ser potencializados em termos de dinâmica, a partir da erosão causada por ondas ou até mesmo de um rompimento do pacote sedimentar através de leques de transposição (Psuty, 1988; Carter, 1990). Áreas com baixa densidade vegetacional representam trechos favoráveis a formação dessas feições erosivas, tendo em vista que em áreas com baixa cobertura vegetal apresentam-se com maior erosão eólica.

A formação de dunas costeiras adjacentes à praia está diretamente relacionada a fatores consorciados como a direção preferencial e intensidade dos ventos, exposição da praia em termos de orientação em relação ao vento, disponibilidade de uma área de desenvolvimento de dunas, padrões morfodinâmicos de praia, diâmetros granulométricos passíveis de serem retrabalhados pelo vento e não raro, padrões vegetacionais que possam alterar a morfologia dos depósitos eólicos (Tsoar e Pye, 2009; Giggs, 2013; Hesp e Walker, 2013). Fatores que são determinantes para identificação de diferentes modelos de interação praia-duna.



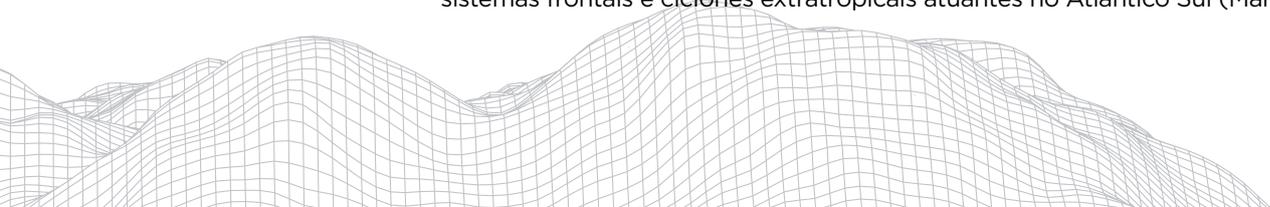
Dentre os modelos que preveem interrelações entre os ambientes praia e duna, Arens et al (1995) descreve a incidência dos ventos a partir de dois padrões distintos em cordão de dunas adjacentes à praia: os ventos transversais (*Onshore Winds*) e os ventos longitudinais (*Alongshore winds*). Desta forma a incidência dos ventos refletem um papel preponderante na remoção dos sedimentos das praias para as dunas, O primeiro padrão (transversal) está associado à sua deflexão e acabam por cruzar as dunas de forma transversal, passando a ter um menor ângulo, diminuindo sua velocidade e por consequência depositando grandes quantidades de sedimentos nas dunas. Em ângulos de 30° a 60°, em relação à linha de costa, ocorre maior incidência de ventos nas dunas, sendo esta angulação a mais apropriada para transporte e deposição dos sedimentos (Arens et al.1995). O segundo padrão (longitudinal) está associado à incidência no cordão de dunas em um ângulo menor de 15°, sofrendo deflexão em paralelo as dunas, com pouco potencial de transporte para o interior do continente (Arens et al.1995). Ângulos superiores a 60° que incidem no cordão de dunas de forma pouco oblíqua e muito transversal, o que reduz a superfície de pista e o seu potencial de transporte. Ainda segundo o autor, a obliquidade no transporte eólico tem como resultado o aumento da pista para que haja o transporte de sedimentos pelo vento e na largura da praia (Arens et al.1995).

Recentemente, Walker et al. (2017) aponta que as dunas adjacentes a ambientes costeiros sofrem uma serie de interferências decorrentes dos processos aerodinâmicos atuantes. Walker et al. (2017) sugerem, assim proposto por Bauer et al. (2012), que os retrabalhamento de dunas frontais podem ser explicados a partir da relação entre a topografia da barreira costeira e a angulação da incidência dos ventos sob a mesma. Dessa forma, Walker et al. (2017) propõe que esses ventos podem ser perpendiculares ou transversais em direção ao continente e perpendiculares ou transversais em direção ao mar. E essas variações direcionais do padrão eólico proporcionariam diferentes morfológicas eólicas ao longo da planície costeira. Embora os modelos de mobilização sedimentar das dunas apresentados anteriormente busquem investigar essa relação, sucessivamente, poucos trabalhos conseguem identificar ventos bidirecionais e sua influência nas morfologias eólicas.

2. Área de estudo

No litoral do Rio de Janeiro, a planície da Massambaba apresenta dunas frontais distribuídas ao longo de 50 km, entre a ilha do Cabo Frio e a desembocadura da lagoa de Saquarema (Silva et al, 2018), em que os padrões de densidade vegetacional são sensivelmente diferentes ao longo deste arco. Próximo a localidade do Sabiá, a menor densidade vegetacional permite maior ação eólica com diferenças morfológicas associadas a diferentes padrões de ventos. Dessa forma, o objetivo principal do trabalho é analisar a distribuição das diferentes formas eólicas, submetidas a ventos bidirecionais, na planície da Massambaba, através de fotografias aéreas obtidas por aeronave remotamente pilotada.

A planície costeira de Massambaba (figura 1), segundo Muehe e Valentini (1998), pertence ao Macro Compartimento dos cordões litorâneos. É marcada por barreiras costeiras distribuídas paralelamente ao litoral, separadas por sistemas lagunares, com direção preferencial de leste - oeste. Em relação aos fatores meteorológico e oceanográfico este trecho está submetido ao Centro de Alta Pressão na forma de Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que geram ventos do quadrante E/NE e ondas de mesma direção, sendo associados a condições de tempo bom. Em função do alinhamento do litoral, durante a predominância do ASAS, os ventos atingem a Massambaba em condições de terra para o mar. Em relação às ondas o ASAS é responsável por gerar os ventos que são predominantes na direção nordeste, variando para norte ou leste e essas condições geram ondas na mesma direção de alturas entre 1 e 2 metros, de no máximo 8 segundos além de estar submetido aos sistemas frontais e ciclones extratropicais atuantes no Atlântico Sul (Martins, 2017).



Segundo Pinho (2003), caracterizando tempo bom de maneira recorrente, essa condição de tempo é alterada com a subida das altas para as baixas latitudes de frentes frias, associadas a ciclone extratropical, direcionando os ventos e ondas para o quadrante sul. O litoral da Massambaba, pela orientação Leste-Oeste fica exposto a essas condições de tempestade, pela incidência oblíqua de ventos de SW, ou transversais quando soprados do quadrante sul. Não raramente, segundo Pinho (2003), a entrada dessas condições gera ondas com alturas superiores a 2 m e períodos entre 9 e 18s.

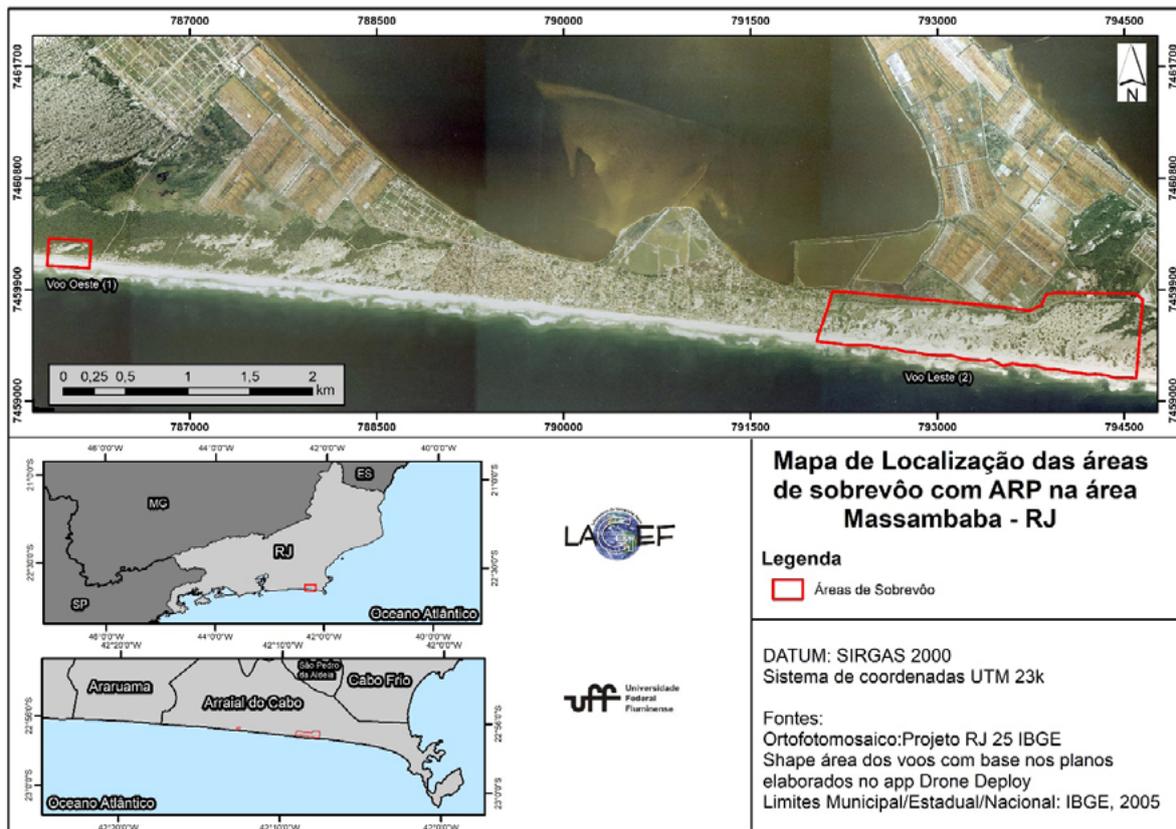
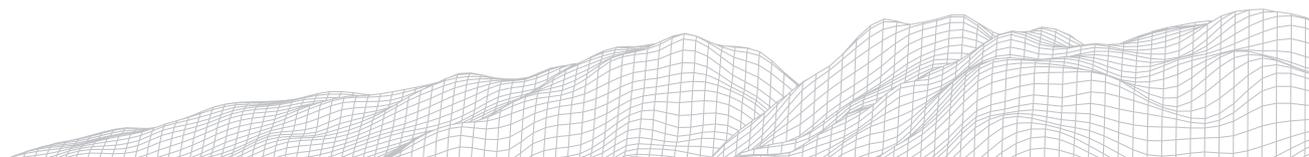


Figura 1: Localização dos sobrevoos realizados com aeronave remotamente pilotada (ARP) em destaque.

Em relação aos ventos que influenciam a Massambaba, Fernandez et al. (2017) analisam a predominância no quadrante nordeste (NE) durante o ano inteiro, especialmente nos meses de verão com velocidade média em torno de 7m/s.. Neste estudo, os ventos dominantes (alísios) sopram de NE (nordeste) e de ENE (este-nordeste) configurando um padrão de terra para mar. No outono a frequência dos ventos de NE diminui devido a participação dos ventos de sudoeste, resultado de maiores frequências de migrações de frentes polares. A figura 2, com os dados de Alves (2006) para o comportamento das direções eólicas para a Estação de Arraial do Cabo, confirmam a predominância dos ventos de tempo bom e de mau tempo, que oscilam durante os meses do ano. Alves (2006) demonstra que as direções preferenciais se encontram fundamentalmente associadas a direção NE, cujo ângulo preferencial está estabelecido em 45° mas demonstra também a incidência de ventos na direção SW, associado a eventos de tempestade.

3050



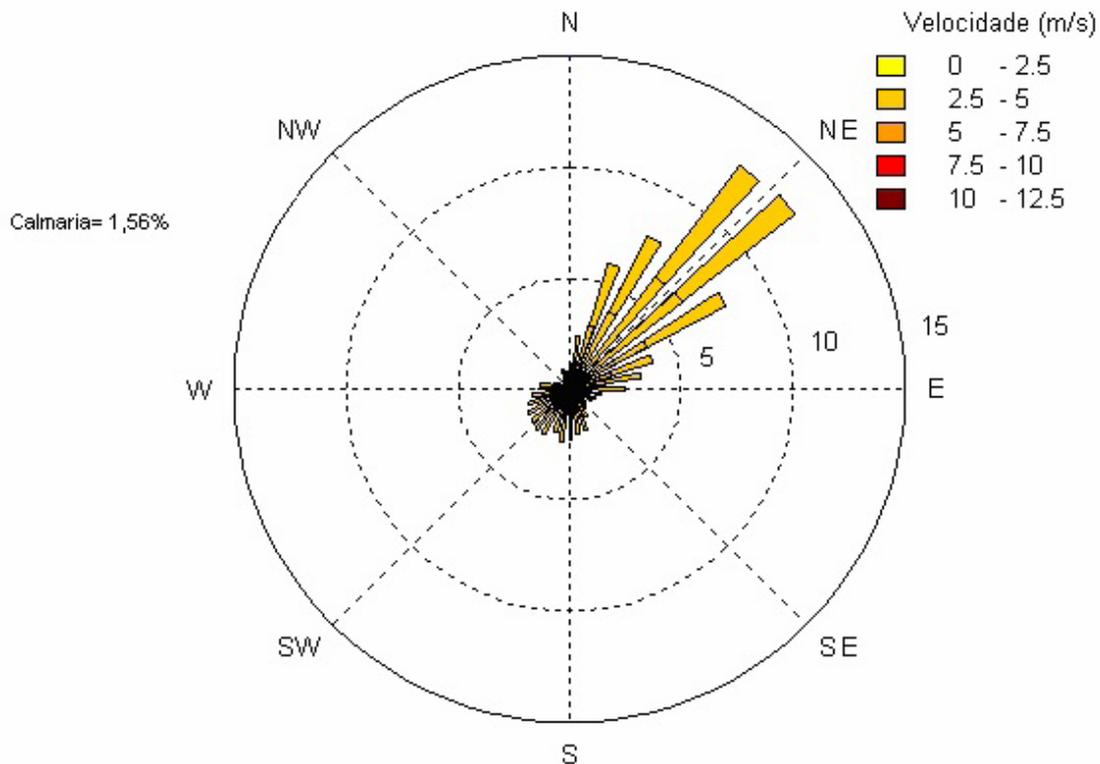


Figura 2: Comportamento das direções eólicas para a Estação de Arraial do Cabo.
Fonte: Alves, 2006.

Pianca et al. (2010), coloca que em relação a regionalização do litoral brasileiro em função do clima de ondas, dentro do modelo de NOAA WAVEWATCH-III, o litoral de Massambaba entra na classificação do litoral sudeste: área W2. Essa área apresenta ondas de direção sul dominando os meses de outono e inverno. No outono, as ondas de sul de maior frequência têm alturas entre 1 e 2 m e períodos entre 10 e 12s. Já no inverno, as ondulações de sul mais frequentes registraram alturas entre 2 e 3 m e períodos entre 10 e 12s. Durante os meses de verão, a direção de ondas apresenta uma contribuição muito similar entre as direções leste, nordeste, sudeste e sul, tendo um predomínio pequeno dessa última em relação as três primeiras. As alturas mais frequentes durante o verão estão entre 1 e 2 m e os períodos mais frequentes são de 6 a 8 m com direções L e NE e 10 a 12 m com direções S e SE. Na primavera, as ondas de Leste são dominantes, com alturas mais frequentes entre 1 e 2 m e períodos entre 6 até 8s (Martins, 2017).

Em relação ao clima na porção compreendida da área de estudo, Barbieri (1984) coloca que a região apresenta precipitação anual reduzida comparativamente com os dados para o Estado do RJ. Barbieri (1984) e Coe e Carvalho (2013) identificam que a área se encontra dentro de um enclave climático mais seco com baixa taxa de precipitação (> 800 mm/ano) e com alta taxa de evaporação anual, entre 1200 e 1400 mm/ano, o que indica uma variação de um clima semiárido quente (Bsh) na classificação de Koppen (1948). O afastamento entre a planície costeira e a Serra do Mar e o fenômeno da ressurgência surgem como principais fatores da baixa pluviosidade local (Coe e Carvalho 2013).

3. Materiais e Métodos

Os mapeamentos das formas de relevo foram obtidos a partir de fotografia aérea registrada por aeronave remotamente pilotada (ARP), do tipo Phantom 4 Pro Obsidian equipado de câmera de 20 megapixels de resolução. Os voos foram previamente planejados, determinando áreas de interesse dentro do ambiente do software Google Earth Pro e posteriormente carregados no aplicativo Drone Deploy. O planejamento da área do sobrevoo além da disposição vegetacional e o relevo das áreas de interesse, foram interpretadas diretamente sobre fotografia aérea disponibilizadas pelo IBGE, no ano de 2005, de forma a se definir previamente áreas em que são possíveis de serem determinadas como favoráveis a ação eólica.

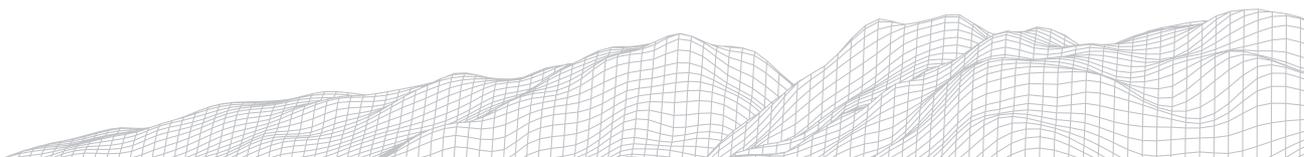
Após essa primeira etapa e carregamento do plano no aplicativo Drone Deploy, foram realizados voos autônomos nas áreas definidas na figura 1. O aplicativo, não somente permite a determinação de áreas de sobrevoo, indicando por exemplo a área a ser amostrada, mas calcula o número de baterias necessárias, além da quantidade de tempo, e altitude do voo. Embora o voo seja autônomo onde o piloto automático do ARP assumo o controle do mapeamento, o operador pode monitorar toda a etapa através do controle de apoio.

Concluídas essas etapas, tem-se o voo em si, respeitado as condições meteorológicas favoráveis (céu claro, pouca nebulosidade e janela entre 10h e 14h, para se obter o menor índice de sombras possível). Nesses voos com ARP foram obtidas as fotografias aéreas georreferenciadas pelo GPS (Global Positioning System) interno da aeronave, mas também foram dispostas na área a ser sobrevoada, pontos de controle e pontos de apoio para melhorar a exatidão cartográfica do produto final.

Foram executados 3 voos no total, entre abril e maio de 2019. Os voos de abril foram mais a Oeste da planície costeira de Massambaba e os de maio mais a Leste da planície. No total foram utilizados 46 pontos de controle de altimetria e posição geográfica nestes voos, sendo Voo Oeste (1) com 15 pontos de controle, Voo Leste (2) e Voo Leste (3) juntos, 31 pontos de controle. Os voos 2 e 3 foram processados juntos, obtendo-se um único Ortofotomosaico e um único modelo digital de elevação (DEM) dessa área no extremo leste, portanto se configurando como um único voo, Voo Leste (2).

Para uma precisão cartográfica ainda maior desses dados e produtos gerados foi utilizado um Receptor GNSS (GPS Geodésico) como parâmetro de correção para as altimetrias através de rastreamento sobre estes pontos de controle. Na ocasião do levantamento foi criado um referencial de nível, com pelo menos uma hora de duração para obtenção de dados. Em todos os pontos de controle, foram obtidos um par de coordenadas (x, y) e uma altimetria (z), esta última dada pela irradiação de medidas com uma estação total (ET), modelo Leica TS06, haste de suporte e prisma de reflexão para coletar a distância vertical de cada ponto de controle em relação a ET. Tal procedimento favorece no pós-processamento, fossem obtidos dados altimétricos necessários para os ajustes da altimetria das imagens obtidas através do ARP. Os posicionamentos em campo destas marcações foram feitos com alvos de arco e flecha, distribuídos espacialmente nas áreas dos voos sendo o centro do alvo a correta posição da haste do prisma, em um ponto fixo e mantido, e feita a leitura através da ET. As coordenadas de cada um dos pontos de controle também foram medidas com GPS (Global Position system) da marca Garmin, modelo 60 CSx.

As altitudes são obtidas no pós-processamento, em gabinete, tendo como critério o ajuste do modo “Base” ou “Estático”, dentro do programa GTR Processor, versão 2.9, gratuito pelo TechGeo (2015). O rastreamento da Base GPS geodésico utiliza-se de dados gratuitamente disponibilizados pela Rede Brasileira de Monito-



ramento Contínuo (RBMC), do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), levando-se em consideração dados num raio de 300 km ou no mínimo 3 bases.

Após processar as altimetrias em relação às bases de referência, montou-se uma tabela de atributos x,y,z, onde foram feitos os devidos ajustes das altitudes para a formatação dos dados onde são dispostas quatro colunas, sendo elas: label (nome do ponto), X (Latitude, coordenadas de posicionamento, em UTM), Y (Longitude, coordenadas de posicionamento, em UTM) e Z (cota altimétrica/ altura elipsoidal, em metros). Por fim, após a elaboração desta tabela, realizou-se a importação para o software Agisoft Metashape, já com as fotos em nadir importadas, gerando uma referência para os pontos de controle. Esta tabela deve ser bem revisada antes de sua importação já que é através dela que serão elencados os pontos de controle que servirão de base para a altimetria de todo o projeto.

No Agisoft tem-se a importação de todas as fotos adquiridas no voo efetuado sobre a área de estudo e seu processamento se dá por etapas, ou “workflow”, dentro do ambiente do software. Assumiu-se como parâmetros cartográficos: o Sistema de referência geodésico SIRGAS 2000, sistema de coordenadas UTM 23K, Meridiano central de 45°W e como Datum Vertical o Marégrafo de Imbituba, para a geração de mapas gerados e processamento dentro do ambiente do Software Agisoft. Em seguida as feições foram analisadas e mapeadas a partir da utilização do software ArcGis versão 10.3.

A utilização dos pontos de controle e pontos de apoio busca diminuir o erro base do GPS integrado do ARP, que assume uma margem de erro entre 1 a 3 metros de posicionamento. Essa correção é feita de maneira manual, em cada foto para a localização do ponto de controle e/ou apoio afim de diminuir o erro e obter uma maior precisão possível.

A distribuição da densidade vegetacional ao longo da Massambaba foi realizada por vetorização e interpretação direta de trechos vegetados e não vegetados, em ambiente GIS, limitando a análise ao reverso da barreira holocênica, tendo o limite da vegetação na praia. Foram segmentados 8 trechos ao longo da planície, de forma que a partir destes segmentos separou-se em determinados trechos o percentual da vegetação de oeste para leste, apresentados por gráfico de barras. Os segmentos na zona costeira da planície da Massambaba foram definidos com aproximadamente 2km de extensão entre cada um deles.

4. Resultados e discussões

A partir do gráfico 1 nota-se que existe uma forte tendência de diminuição da densidade vegetacional, entre o oeste da Massambaba em relação aos segmentos posicionados mais para o leste, de forma que a vegetação se torna pouco representativa, na parte oriental da planície.

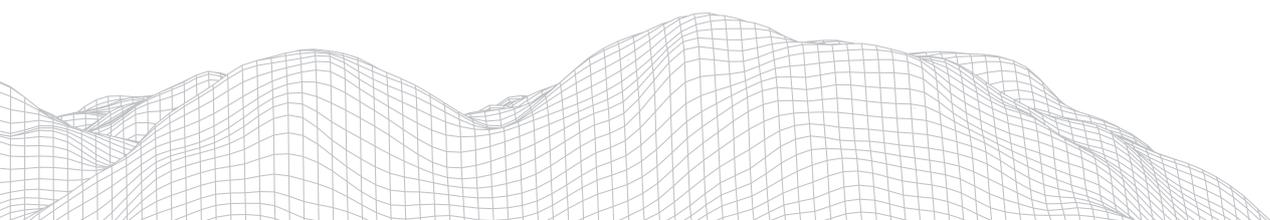
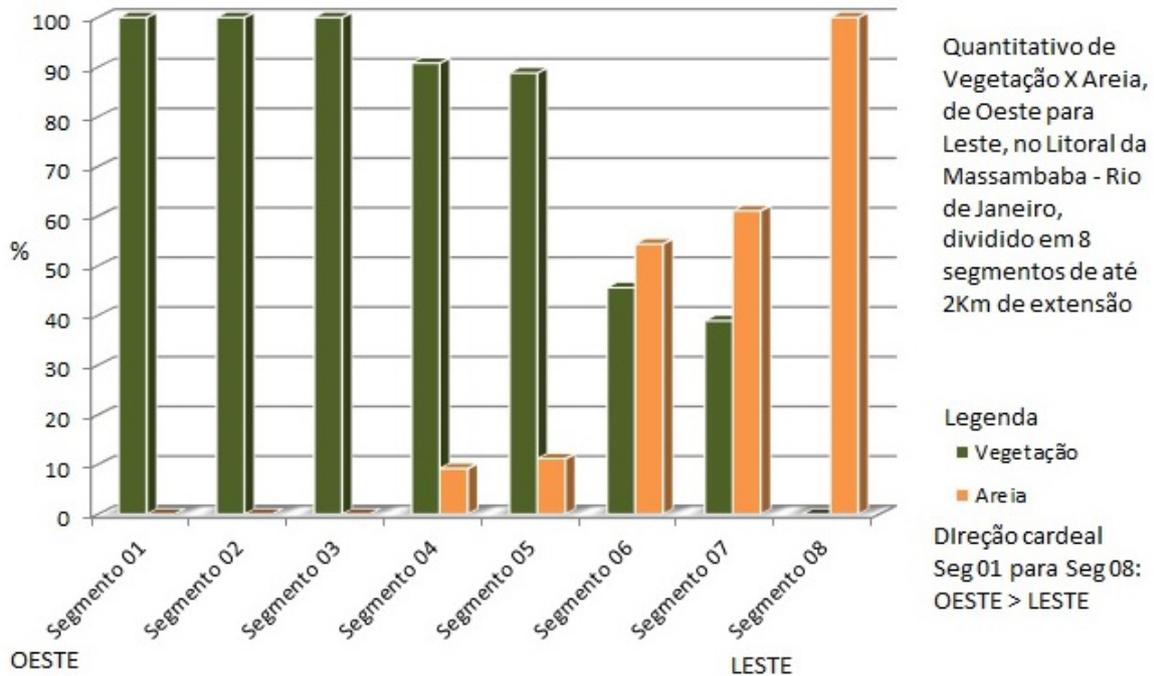


GRÁFICO 1

Relação da predominância da vegetação e da areia na direção Oeste-Leste na planície costeira da Massambaba.



Neste gráfico 1, os primeiros três segmentos se mostraram com 100% da barreira costeira coberta por vegetação, ou seja, as áreas possíveis de serem identificadas por processos representativos da ação eólica, é restrito. A afirmação não significa que ocorram processos eólicos, e sim mostra a predominância de dunas frontais estabelecidas (Hesp, 2002). A partir do segmento 4 nota-se a diminuição das áreas cobertas por vegetação, e maior exposição de áreas expostas para a ação eólica, aumentando esta área de forma abrupta a partir do segmento 06, invertendo o padrão observado a oeste. Desta forma, nos segmentos 07 e 08, são os trechos da planície em que a ação eólica tem menor resistência dos efeitos de rugosidade promovidos pela vegetação. O padrão descrito pelo decréscimo da densidade da vegetação pode ser atribuído a fatores climáticos regionais, em que Barbieri (1984) e Coe e Carvalho (2013) identificaram um clima mais seco, padrão de um semiárido quente (Bsh) na classificação de Köppen (1948). A classificação climática regional foi interpretada a partir da diminuição dos efeitos orográficos na determinação da pluviosidade, efeitos oceanográficos representados pela ocorrência por ressurgência local, além da intensificação de ventos de nordeste, favorecendo a dissipação de frentes frias. Desta forma, além da diminuição da disponibilidade hídrica para a sucessão ecológica da vegetação, essa aridez associada a maior incidência preferencial de ventos de tempo bom (NE) não somente dificulta o estabelecimento da vegetação nas feições eólicas, como também deve causar efeito de dificuldade de para a fixação de vegetação mais lenhosa, no extremo oriental da planície.

Interessante notar que apesar da identificação de padrões morfodinâmicos mais dissipativos a leste em relação a oeste, Maluf et al 2016 coloca o que favoreceria a ocorrência de dunas frontais, onde a classificação morfodinâmica portanto não definiria que os padrões de densidade fossem alterados, apenas favoreceria a sua ocorrência. O padrão morfodinâmico diferenciado foi discutido a partir da identificação clássica envolvendo fotografias e imagens aéreas, assim como perfis morfodinâmicos e análises granulométricas em que diâmetros mais finos foram descritos a leste, comparados com diâmetros grosso depositados a

oeste. De fato, apenas pode-se considerar que, conforme Figueiredo et al (2018) coloca que no setor oeste há dunas mais estabilizadas, quando comparadas com no setor leste, corroborando com os resultados aqui apresentados.

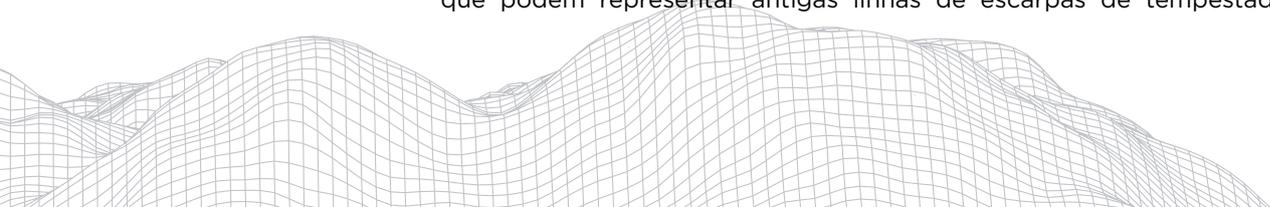
Um fator determinante para a diminuição da densidade vegetacional, além da ação eólica, pode ser definida pela recorrência de processos de transposição de ondas na parte oriental da Massambaba, fato que não ocorre a oeste. Os processos de transposição de ondas foram primeiramente observados por Fernandez e Muehe (1998) e Fernandez e Muehe (2004).

4.1 Geomorfologia voo oeste (1)

Na área do voo oeste (1), observada na figura 3, foi gerado um ortofotomosaico (Figura 3A), em que se nota a presença marcante da vegetação em uma parte importante do mosaico, processos eólicos foram identificados na parte central mais central do ortofotomosaico. A interpretação das formas de relevo, foram comparadas com feições ajustadas a morfologias de dunas parabólicas (ver por exemplo Tsoar e Pye, 2009), com faces de precipitação ou faces de migração, identificadas em duas direções opostas, ou seja, uma face em direção a nordeste e outra para sudoeste. Tais feições foram diretamente interpretadas a partir do modelo digital de elevação (Figura 3B), e não somente as formas eólicas se destacaram, mas principalmente a rugosidade da vegetação. A presença bem marcante de duna parabólica, com duas faces de migração, está condizente com a distribuição preferencial dos ventos na região (Figura 2). O eixo voltado para a direção NE, ou seja, aqueles impulsionados por ventos de tempestade, provavelmente são aqueles que contribuíram para a formação da orientação da outra face de migração.

A formação das feições parabólicas, provavelmente é resultado de rajadas descendentes de ventos, removendo parte da vegetação, abrindo expondo a superfície arenosa, a ação eólica subsequente. Tal processo foi interpretado por Hesp (2002) como um blowout, livremente traduzido por corte eólico. Pela interpretação do ortofotomosaico (Figura 3A), o corte eólico não está diretamente conectado à praia, haja visto que existe padrões vegetacionais circundantes, demonstrando que o blowout não está conectado a praia. É provável que o corte eólico observado na Massambaba tenha se iniciado com um formato mais circular e gradualmente a exposição da superfície sem o efeito da rugosidade da vegetação e ventos de direção NE e de SW, promoveram a formação de faces de avalanche, alongando em direções distintas o corte eólico, assumindo desta maneira formas parabólicas orientadas para NE e SW. Smyth et al. (2012) descreve a partir de mensurações de alta resolução, dos fluxos eólicos circulares dentro de blowouts alongando a feição, a partir de um corte eólico formado conectado à praia. Processos semelhantes foram apresentados por Hesp & Walker (2012) a partir de ventos de direção terra mar, ou seja, semelhantes aos ventos preferenciais de direção NE que atingem a Massambaba.

A interpretação dos dados de ventos proposto por Alves (2006) e da análise da orientação do litoral, nota-se que o setor oeste está mais propício a receber ventos oriundos do quadrante Sudoeste, no qual são ventos que apresentam uma capacidade de transportar uma quantidade significativa de sedimentos. A partir do modelo digital de elevação, se nota que os trechos mais distais da praia apresentam aumento das altitudes, fato que sugerem que ocorre acúmulo sedimentar oriunda da praia para o interior, e posterior fixação sedimentar, na parte mais interiorizada da barreira. Pela maior densidade vegetacional observada para o interior pode-se afirmar que as dunas incipientes estão bastante restritas a trechos mais próximos ao oceano. A ação das ondas na barreira pode talvez ser interpretada e marcada por contínuas linhas paralelas observadas no MDE, que podem representar antigas linhas de escarpas de tempestades, preser-



vadas no interior. De fato, se observam pelo menos duas linhas de topografia acentuada no MDE, paralelas a atual escarpa, marcando provavelmente a ação das ondas de maneira sistemática, inibindo o estabelecimento de vegetação mais densa proximal à costa. Dentro destas interpretações, o aumento da topografia gradualmente em direção a parte mais distal da praia indicaria que os processos de acumulação sedimentar pela vegetação, se dariam a mais tempo, haja visto que fora do alcance das ondas de tempestade.

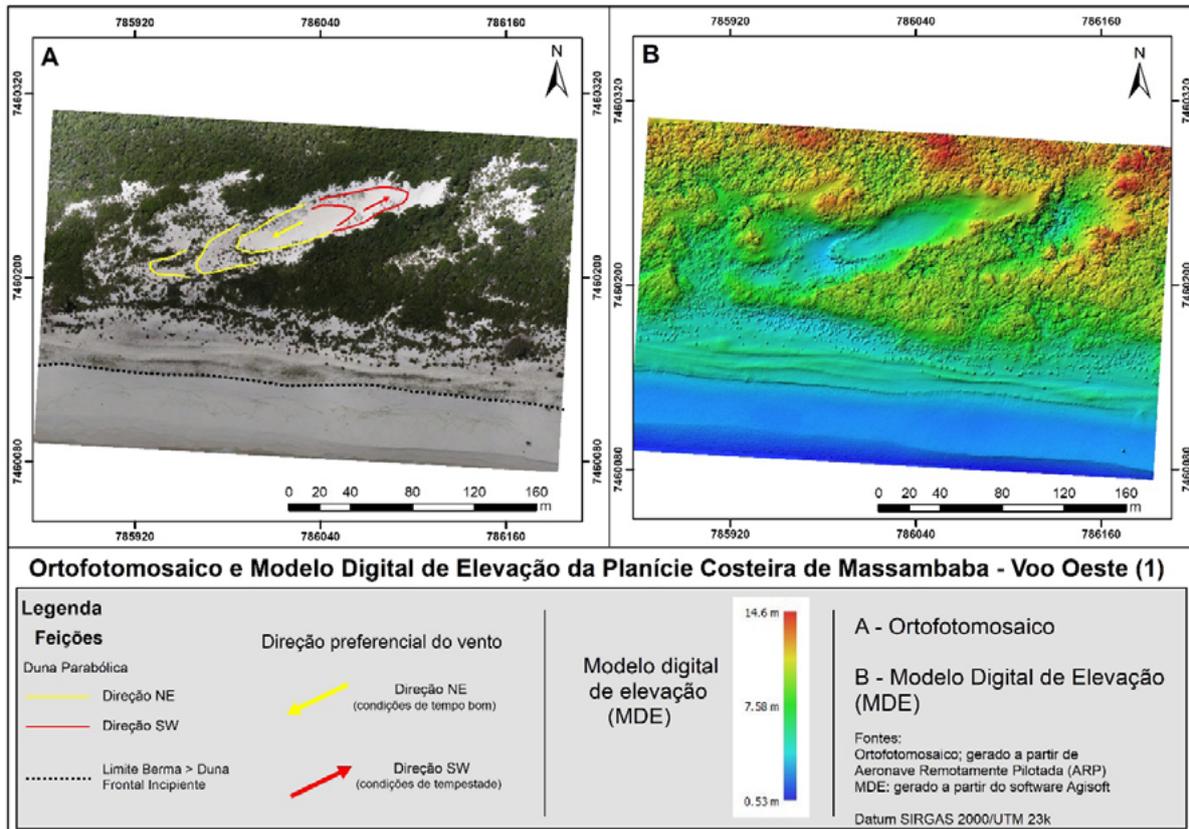
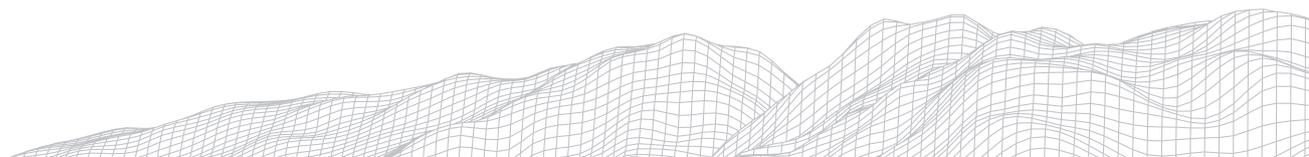


Figura 3: Mapeamento temático em que se destacam os depósitos eólicos retrabalhados por ação eólica da área do Voo Oeste (1).

4.2 Geomorfologia voo leste (2)

O padrão vegetacional, diferentemente daquele observado no voo localizado mais a oeste, provavelmente já marca ao que Barbieri (1984) e Coe e Carvalho (2013) identificaram como uma área que já sofre os efeitos de semiaridez, alterando a densidade vegetacional. E de fato o que se nota são áreas desprovidas de cobertura vegetacional densa, distribuídas irregularmente ao longo de toda a área do voo. Desta maneira o voo mais a leste (Figura 4), mesmo sendo sensivelmente maior em termos de área, em função das áreas expostas ao vento de maneira bastante mais eficiente, se traduziu pela identificação de diferentes padrões morfológicos.

Dunas parabólicas foram identificadas em abundância, com maior presença de feições orientadas para direção SW (Figura 4A). A maior ocorrência das dunas orientadas para SW, mostram a maior ação e participação dos ventos de tempo bom, associados a centro de alta pressão do Atlântico Sul. Por outro lado, ventos de tempestade, oriundos de frentes frias parecem também atuar de maneira eficiente, em que diferentes feições com orientação para NE puderam ser identi-



ficadas e mapeadas a partir do MDE (Figura 4B). É interessante de se notar que algumas dunas parabólicas apresentam faces de migração conectadas à praia, ou seja, indicariam que as faces de migração impulsionadas pelos ventos de NE, direcionariam a feição em termos dinâmicos a se deslocar em direção ao oceano. Por outro lado, faces de migração em direção a NE, ou seja, dinamicamente impulsionadas por ventos de tempestade, se concentram na arte mais distal da praia, mostrando que os efeitos dos ventos de SW representam elementos importantes de mobilização sedimentar. O mesmo padrão foi observado por Fernandez et al. (2016a) num trecho localizado mais a leste, em que faces de migração associadas a ventos de NE, impulsionaram a migração de dunas parabólicas em direção ao mar, a partir de ventos soprados de direção continente-oceano.

Foi identificado a partir do MDE e interpretado no ortofotomosaico a ocorrência de dois cortes eólicos conectados à praia, o que parece indicar a capacidade das ondas de romperem a altimetria das dunas frontais, marcada pela linha de separação entre a berma e as dunas frontais incipientes, em condições climato-metereológicas descritas por tempestades. A partir do aumento da altura das ondas e a formação de uma escarpa erosiva, as ondas parecem suplantar a acumulação eólica realizada pela vegetação, rompendo a continuidade das dunas incipientes. A ruptura das dunas por transposição das ondas foi observada mais a leste por (Fernandez et al., 2016b), de maneira que tais processos ocorrem, portanto, em trechos da Massambaba localizados mais a oeste.

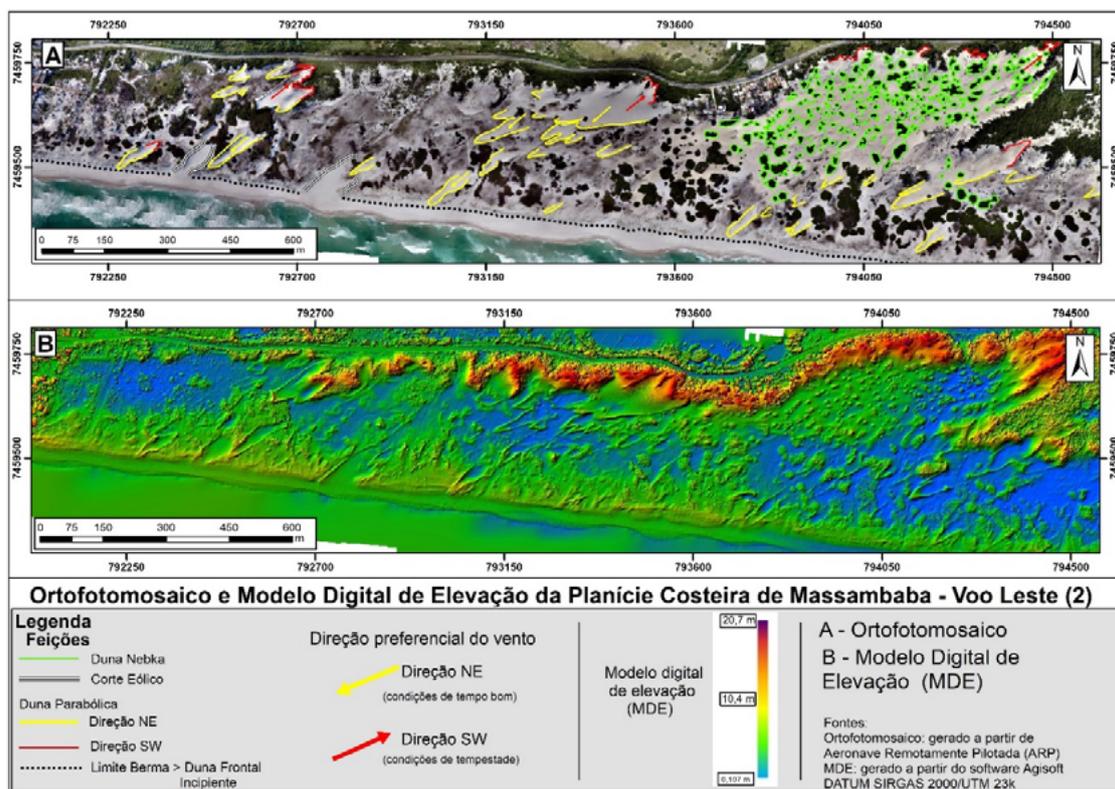


Figura 4: Mapeamento temático em que se destacam os depósitos eólicos retrabalhados por ação eólica da área do Voo Leste (2).

Um padrão interessante interpretado pela análise do MDE, foi a ocorrência de dunas nebkas. As dunas nebkas geralmente se desenvolvem em ambientes desérticos ou semiáridos, como resultado da deposição de sedimentos eólicos ao redor de arbustos (Khalaf, 1995; Tenberg, 1995; Tenberg e Chen, 1998; Wang et al., 2006; Hernandez-Cordero et al., 2015; Ardon et al., 2009). Tal fato parece corroborar que as condições climáticas, um papel no mínimo facilitador para a ocorrência deste padrão na área. Dunas nebkas foram descritas na planície

costeira de Cabo Frio por Fernandez et al. (2017) que relacionaram tal ocorrência aos fatores consorciados a vegetação e clima. Mais recentemente Monteiro et al, 2018, a partir de dados de alta resolução obtidos por ARP, mostrando que na realidade o campo de dunas nebkas, descrito em Fernandez et al (2017), se apresentava consorciado com dunas parabólicas, portanto semelhantes aos resultados observados na figura 4.

5. Considerações Finais

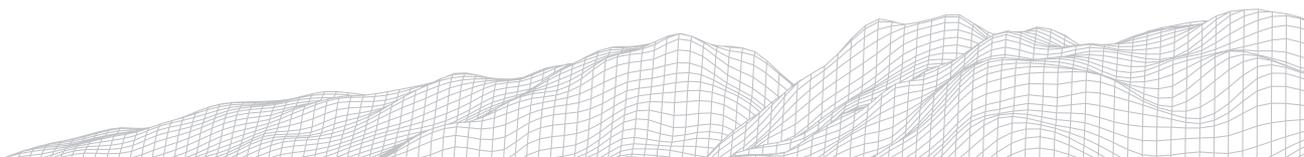
A planície costeira da Massambaba apresenta um padrão decrescente da densidade vegetacional na barreira costeira holocênica, quando observada de oeste para leste. O decréscimo da densidade vegetacional provavelmente está relacionada a predominância de um clima semiárido quente (BSh), predominante no extremo oriental, que em conjunto com fatores associados a ação de ventos de direções NE e SW, e ondas do quadrante sul, inibem a sucessão ecológica da vegetação mais lenhosa, na direção mais oriental.

A partir de dados de alta resolução obtidos por ARP's em determinados trechos da Massambaba foi possível se verificar que a ação dos ventos associados a condições de tempo bom, do quadrante NE, resultantes da ação do centro de Alta Pressão do Atlântico Sul, tem um papel importante na formação de dunas parabólicas. De maneira menos preponderante, os ventos de SW, oriundos de frentes frias, também se mostraram representativos na remobilização de sedimentos formando dunas parabólicas com faces de migração contrárias aos ventos de NE. Em diferentes trechos, as faces de migração se posicionaram numa mesma morfologia, indicando provavelmente terem sido iniciadas a partir de cortes eólicos circulares.

Outros padrões eólicos também foram descritos, provavelmente associados a semiaridez regional, como dunas parabólicas, assim como efeitos de ondas de tempestades, parecem determinar formas de relevo na Massambaba, como cortes eólicos conectados à praia. As interpretações aqui realizadas só foram possíveis a partir de dados de alta resolução espacial, obtidas por fotografias aéreas geradas por ARP's, e processadas com técnicas de structure from motion (SfM), que parece indicar o caminho mais robusto para se interpretar formas de relevo, com tal detalhamento.

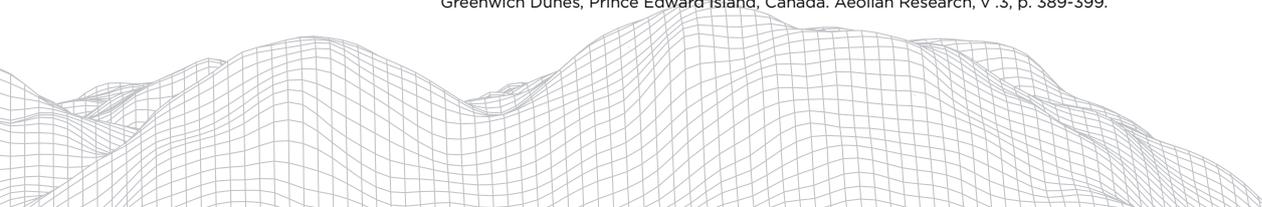
Agradecimentos

Este trabalho só foi possível com o auxílio de agências de fomento. I.P.O.C e B.A.M. agradecem a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado. G.B.F. agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade. Os equipamentos e infraestrutura utilizados são resultado de diferentes editais do CNPq e da CAPES.

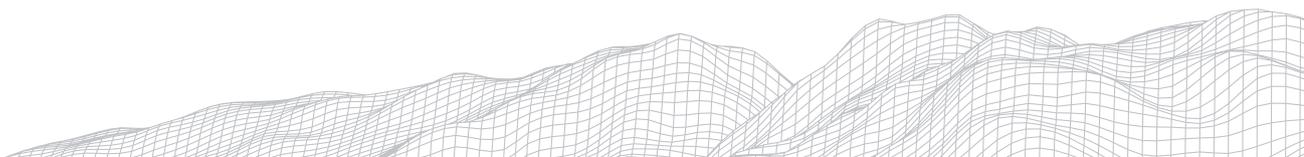


Referências

- ALVES, A. R. Modelagem numérica aplicada ao estudo da origem e evolução 886 morfológica dos esporões da lagoa de Araruama-RJ. 2006. Tese (Doutorado em Geologia e 887 Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense
- ARENS, S.M.; KAAM-PETERS, H. M. E.; VAN BOXEL, J. H. 1995. Air flow over foredunes and implications for sand transport. *Earth Processes and Land forms*, v. 20, n. 4, p. 315-332.
- BARBIÉRE, E. B. Cabo Frio e Iguaba Grande: dois microclimas distintos a um curto intervalo espacial. In: LACERDA, L. D.; ARAÚJO, D. S. D.; CERQUEIRA, R.; TURQ, B. (Eds). *Restingas: Origem, Estruturas, Processos*. CEUFF, Niterói, 1984.
- BARBIÉRE, E.; COE NETO, R. Spatial and Temporal Variation of Rainfall of the East Fluminense Coast and Atlantic Serra do Mar, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: KNOPPERS, B; BIDONE, E. D.; ABRÃO, J. J. (Eds). *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil. Série Geoquímica Ambiental*, v.6 p. 47-56, 1999.
- CARDOSO, I. C. B. Determinação das características geomorfológicas de dunas adjacentes a praia: insights a partir de imagens de alta definição e orientação da linha de costa. Praia de Cabo Frio, Litoral do estado do Rio de Janeiro. 2018. 37 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal Fluminense. Niterói. Rio de Janeiro.
- CARTER, R.W.G., HESP, P.A., Nordstrom, K.F. (1990). Erosional landforms in coastal dunes. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (Eds.), *Coastal Dunes: Form and Process*. Wiley, London, pp. 217-249.
- COE, H. H. G. & CARVALHO, C. N. Cabo Frio - um enclave semiárido no litoral úmido do estado do Rio de Janeiro: respostas do clima atual e da vegetação pretérita. *GEOUSP - espaço e tempo*, São Paulo, nº33, p. 136- 151, 2013.
- FERNANDEZ, G. B. Indicadores morfológicos para a origem e evolução das barreiras arenosas costeiras no litoral do estado do Rio de Janeiro. VII Simpósio Nacional de Geomorfologia. II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008.
- FERNANDEZ, G. B., FIGUEIREDO, M. S., DA ROCHA, T. B., MALUF, V. B., MARTINS, C., & MOULTON, M. A. B. (2016a). Fore-dune morphological changes by offshore winds revealed by ground-penetrating radar: Massambaba Beach - Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 1(75).
- FERNANDEZ, G. B., PEREIRA, T. G., ROCHA, T. B., MALUF, V., MOULTON, M., & OLIVEIRA FILHO, S. R. de. (2017). Classificação Morfológica Das Dunas Costeiras Entre O Cabo Frio E O Cabo Búzios, Litoral Do Estado Do Rio De Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18(3).
- FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B. da; MALUF, V. B.; MOULTON, M. A.; OLIVEIRA FILHO, S. R. Classificação morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, litoral do estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 18, n. 3, 2017.
- FERNANDEZ, GUILHERME BORGES; MUEHE, DIETER A influência de sedimentos fluviais na morfologia da praia e antepraia no embaçamento Rio das Ostras - cabo Búzios, RJ. *Revista Geosul (UFSC)*. , v.1, p.1 - 6, 1998.
- FERNANDEZ, GUILHERME BORGES; MUEHE, DIETER. Sediment budget correlation with the Southern Oscillation Index of a fore-dune westward of cabo Frio (Rio de Janeiro). *Journal of Coastal Research*. v.SI 39, p.1 - 6, 2004.
- FIGUEIREDO, M. S.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. Geomorfologia e arquitetura deposicional interna da barreira costeira holocênica da Massambaba, litoral do estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, p. 447-464, 2018.
- HESP P.A. & WALKER I.J. 2013. Coastal Dunes. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, v. 11, p. 328-355. San Diego: Academic Press.
- HESP P.A. & WALKER I.J. 2013. Coastal Dunes. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, v. 11, p. 328-355. San Diego: Academic Press.
- HESP, P. A. & WALKER, I.J., 2012. Three-dimensional Aeolian dynamics within a bowl blowout during offshore winds: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada. *Aeolian Research*, v. 3, p. 389-399.



- HESP, P. A. Foredunes and blowouts: Initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*48, 245–268. 2002.
- HESP, P. A. The beach back shore and beyond. In *Hand book of Beach and Shore face Morphodynamics*, ed. A. D. Short. Brisbane, Australia: John Wileyand Son. 1999.
- HESP, P.A. 1999. The Beach Backshore and Beyond. In: Short, A.D. (Ed), *Hand book of Beach and Shore face Morphodynamics*. Chichester. J Wiley; Sons, NY, p. 145–170.
- HESP, P.A. 2000. Coastal sand dunes: form and function. *CDVN Technical Bulletin*. v.4, 28 p.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.S.; TOLDO-JR, E.E.; TABAJARA, L.L.C; CLEROT, L.C.P.2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dune fields? Definition sand an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 77, n. 3, p. 493-508.
- KÖPPEN, W. Climatologia: connunestudio de los climas de la Tierra. *Fundo de cultura econômica*. México, 479 p., 1948.
- MACHADO, B. A. O comportamento de linha de costa na interação praia-duna no flanco sul do delta do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Dissertação de mestrado*. Universidade Federal Fluminense, Programa de Pós Graduação em Geografia. 2020. Niterói, Rio de Janeiro.
- MALUF, V. B.; FERNANDEZ, G.B.; MARTINS, C. A.; FIGUEIREDO, M. S.; ROCHA, T. B. Características morfodinâmicas tridimensionais da praia da Massambaba, litoral Centro-Sul do estado do Rio de Janeiro In: XI SINAGEO, 2016, Maringá, PR. *Anais do XI SINAGEO, 2016.*)
- MARTINS, C.A. Interação Geomorfologia e Processos de Transposição de Ondas: Praia da Massambaba Leste, Litoral do Estado do Rio de Janeiro.. *Dissertação de mestrado*. Universidade Federal Fluminense, Programa de Pós Graduação em Geografia. 2017. 90p.
- MIOT DA SILVA, G. Orientação da Linha de Costa e Dinâmica dos Sistemas Praia e Duna: Praia de Moçambique, Florianópolis, SC. 2006. 290 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porte Alegre.
- MONTEIRO, S. C.; CARDOSO, I. C. B.; FERNANDEZ, G. B. Interação entre vegetação e geomorfologia na formação de dunas nebkas, Cabo Frio, Rio de Janeiro In: XII Simpósio Nacional de Geomorfologia - SINAGEO, 2018, Crato, CE. *Anais do XII Simpósio Nacional de Geomorfologia - SINAGEO. , 2018*
- MUEHE, D. e VALENTINI, E. O Litoral do Estado do Rio de Janeiro - Uma Caracterização Físico-Ambiental. Rio de Janeiro: Fundação de Estudos do Mar, v. 1. 93 p., 1998.
- PINHO, U. F. Caracterização dos Estados de Mar na Bacia de Campos. *Dissertação de Mestrado*. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 123 p. 2003.
- PSUTY, N. P. Sediment budget and dune/beach interaction. In: PSUTY, N. P. (Ed), *Dune/Beach Interaction. The Journal of Coastal Research, Special Issue*, n. 3, p. 1-4, 1988.
- PYE, K. e TSOAR, H. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer Berlin Heidelberg, 396 p. 2009.
- SHERMAN, D. J.; BAUER, B. O. Dynamics of beach-dune systems. *Progress in PhysicalGeography*, v. 17, n. 4, p. 413-447, 1993.
- SMYTH, T. A. G., JACKSON, D. W. T., & COOPER, J. A. G. (2012). High resolution measured and modelled three-dimensional airflow over a coastal bowl blowout. *Geomorphology*, 177-178, 62-73
- WALKER, Ian J; Robin G.D. Davidson-Arnott, Bernard O. Bauer, Patrick A. Hesp, Irene Delgado-Fernandez, Jeff Ollerhead, Thomas A.G. Smyth. 2017. Scale-dependent perspective son the geomorphology and evolution of beach-dune systems. *Earth-Science Reviews*, v. 171, p. 220-253.



PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS: ANÁLISE DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO MACIÇO DA TIJUCA, RIO DE JANEIRO (RJ).

3061

Fernando de Oliveira Gomes

Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio)

Rua Marquês de São Vicente, 225, sala 411F, CEP 22 453-900

E-mail: fernandogomesgeo@gmail.com

Rodrigo Wagner Paixão

Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio)

Rua Marquês de São Vicente, 225, sala 411F, CEP 22 453-900

E-mail: rodrigowpp1@gmail.com

Marcelo Motta de Freitas

Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio)

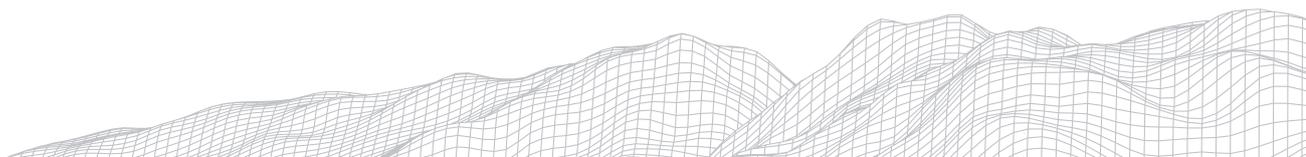
Rua Marquês de São Vicente, 225, sala 411F, CEP 22 453-900

E-mail: marcelomotta@puc-rio.br

Resumo

A análise de parâmetros morfométricos para os estudos geomorfológicos tem se demonstrado uma boa ferramenta. Este trabalho tem como objetivo analisar dez bacias hidrográficas no Maciço da Tijuca, Rio de Janeiro, a partir da utilização dos parâmetros morfométricos. Para realização das análises foram selecionados os parâmetros: Hierarquia de bacia; Razão Relevo; Fator Forma; Índice de Circularidade; Índice de Rugosidade; Índice de Sinuosidade; Densidade de Drenagem e Densidade Hidrográfica. Foi possível notar bacias com propensão mediana a enchentes; bacias com baixa densidade de drenagem e baixa dissecação, entre outros. Os parâmetros morfométricos são importantes ferramentas para análise geomorfológica da evolução da paisagem, auxiliando um entendimento da condição física das bacias.

Palavras-chave: Parâmetros Morfométricos; Maciço da Tijuca; Hidrologia e Geomorfologia.



1. Introdução

O presente artigo, busca discutir a evolução do relevo do maciço da Tijuca no Rio de Janeiro com base na caracterização morfométrica de suas bacias de drenagem. O trabalho foi realizado com apoio do Programa Institucional de Iniciação Científica do CNPQ (PIBIC), tendo sido baseado em dados secundários e trabalhos de campo e conduzindo análises sobre as morfologias e a evolução geomorfológica das bacias hidrográficas presentes no maciço da Tijuca.

Os parâmetros morfométricos são amplamente aplicados nos estudos geomorfológicos brasileiros. Todavia, não existe uma vasta discussão sobre as morfologias das bacias do Maciço da Tijuca através dos parâmetros morfométricos. Alguns trabalhos foram feitos no Maciço da Tijuca, a respeito da temática, como Diniz et al., (2018) e Barbosa et al., (2014). Portanto, faz-se necessário trabalhos nessa direção afim de complementar as lacunas existentes e avançar na compreensão de sua evolução. Os parâmetros analisados servem de subsídio para planejamentos ambientais adequados para o Maciço da Tijuca e para a ocupação da população residente em suas encostas e entorno.

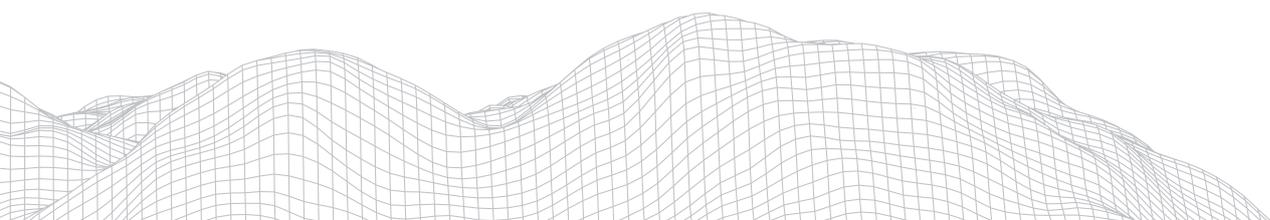
O objetivo, portanto, do presente trabalho consiste em analisar aspectos geomorfológicos de bacias hidrográficas no Maciço da Tijuca, na cidade do Rio de Janeiro, através de parâmetros morfométricos.

Desta forma, foram analisadas dez bacias de drenagem presentes no Maciço da Tijuca e discutidas suas implicações geomorfológicas e espaciais. Foi utilizado o *software ArcGis 10.6.1*, para a realização do mapa de bacias e para análises em formato digital das formas das encostas. Segundo Alves e Castro (2003), os parâmetros morfométricos juntos, possibilitam uma diferenciação de áreas homogêneas. Revelando as condições físicas de cada local, de forma a ser possível identificar as alterações ambientais. Foram realizados trabalhos de campo, percorrendo as bacias analisadas no presente estudo para a compreensão das formas e processos existentes.

2. Área de Estudo

A área de estudo está localizada na cidade do Rio de Janeiro, sendo circunscrita pelas vertentes do Maciço da Tijuca até atingirem as baixadas circundantes onde estão os bairros das zonas Sul, Norte e Oeste, da cidade. O maciço é ocupado por diferentes populações que estão em seu entorno nas áreas aplainadas do relevo e inseridas em suas encostas, incluindo áreas declivosas.

A área do maciço da Tijuca apresenta pontos elevados, acima dos 500m de altitude, com destaque para o Pico da Tijuca com 1.021m, seu pico culminante. As chuvas precipitadas sobre o maciço se dividem em diversas bacias de drenagem. As drenagens seguem seus cursos para as baixadas adjacentes, como as de Jacarepaguá e da baixada da Guanabara, bem como para as estreitas planícies costeiras da zona sul carioca. A geomorfologia do maciço apresenta alinhamentos serranos que, predominantemente, seguem a direção WSW-ENE, como a Serra da Carioca, por exemplo, a 700m de altitude em média (DANTAS, 2000). Esta direção, assim como da orientação da rede de drenagem, segue estruturas do substrato geológico e apresentam padrão dendrítico a retangular (DANTAS, 2000). Destaque deve ser dado a duas grandes bacias nascentes no Maciço da Tijuca: a dos rios Maracanã e Cachoeira, que apresentam suas drenagens nitidamente encaixadas em lineamentos estruturais do substrato rochoso. Pela alta declividade de muitas de suas encostas a área apresenta uma alta taxa de vulnerabilidade a eventos erosivos de movimentos de massa (DANTAS, 2000).



Com foco nas bacias de drenagem, as áreas estudadas foram as bacias dos rios: Cachoeira, Maracanã e Joana (Mangue), Anil, Muzema, Rio da Barra, Pires e Canoas (São Conrado), Carioca, Banana Podre e Bengó (Botafogo), Rio das Pedras e Macacos e Rainha (Lagoa), em um total de dez bacias, como podemos identificar no mapa da Figura 1:

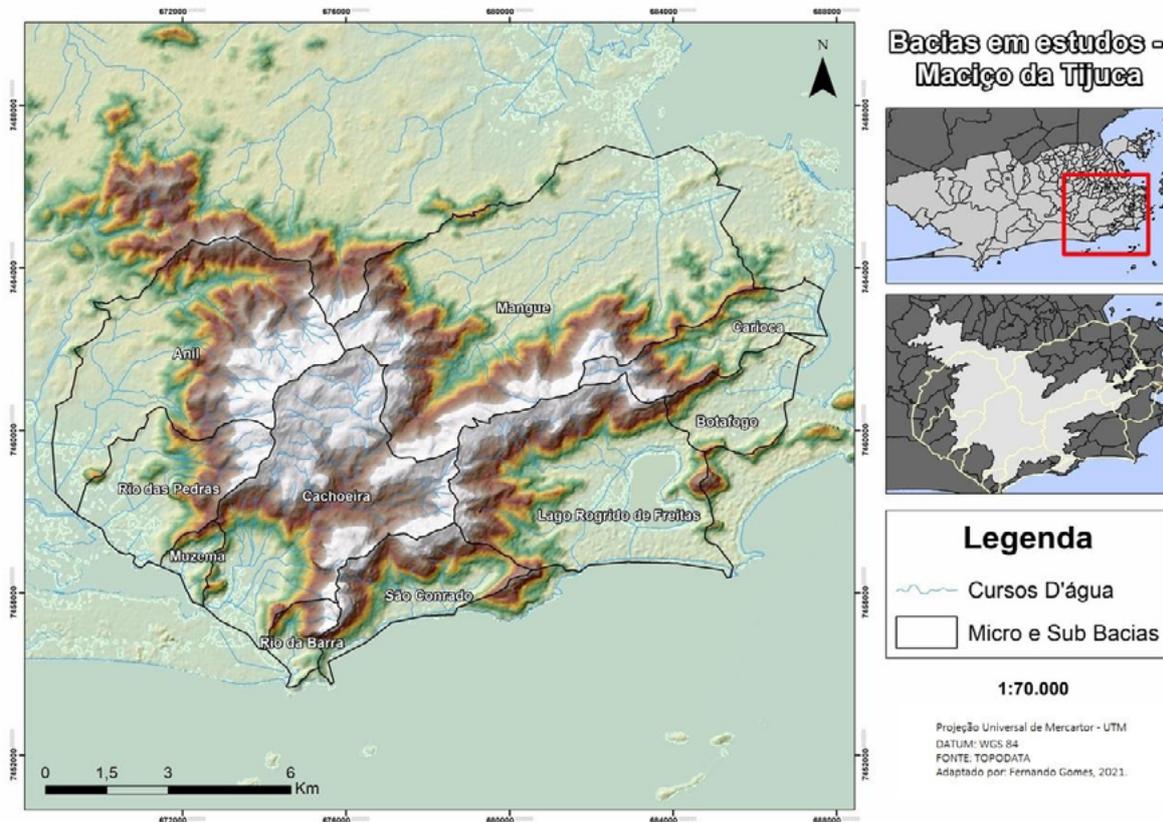


Figura 1: Mapa da área de estudos - Maciço da Tijuca.

3. Procedimentos metodológicos

O estudo das morfologias das bacias de drenagem do Maciço da Tijuca foi realizado em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), utilizando o *software ArcGis 10.6.1*. As análises foram feitas a partir da delimitação das bacias hidrográficas, com a correção de limites para elaboração dos arquivos *shapefile*. Os cálculos foram feitos dentro do mesmo *software*, em uma escala de dados de 1:10.000. A base de dados utilizada na pesquisa foram IPP 2017 e INEA 2017, para os cursos dos rios e para as curvas de níveis, respectivamente.

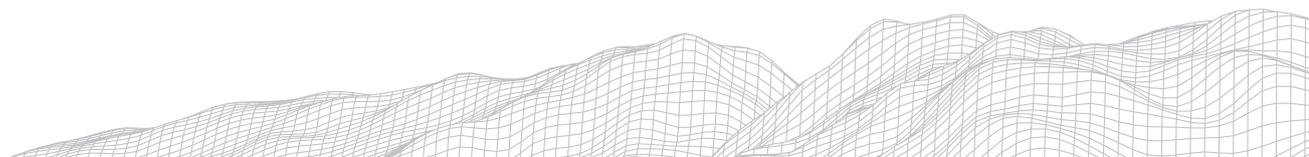
Os parâmetros morfométricos extraídos e analisados foram: Hierarquia de bacia (STRAHLER, 1952); Razão Relevo (SCHUMM, 1956); Fator Forma (VILLELA; MATTO, 1975); Índice de Circularidade (CARDOSO et al., 2006); Índice de Rugosidade (MELTON, 1957); Índice de Sinuosidade (ALVES; CASTRO, 2003); Densidade de Drenagem (HORTON, 1945) e Densidade Hidrográfica (HORTON, 1945), a saber:

$$Rr = \frac{H}{La}$$

Rr = razão relevo; H = diferença altimétrica e La = Comprimento Axial.

$$Kf = \frac{A}{L^2}$$

Kf = fator forma; A = área e L = comprimento.



$$Ic = \frac{12,57 * A}{P^2}$$

Ic = índice de circularidade; A = área e P = perímetro.

$$Ir = \frac{H}{Dd}$$

Ir = índice de rugosidade; H = amplitude altimétrica e Dd = densidade de drenagem.

$$Is = \frac{Lc}{Dv}$$

Is = índice de sinuosidade; Lc = comprimento do canal principal e Dv = distância vetorial entre pontos extremos em relação ao canal principal.

$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

Dd = densidade de drenagem; Lt = comprimento total dos canais e A = área.

$$Dh = \frac{Nt}{A}$$

Dh = densidade hidrográfica; Nt = número total de rios ou cursos d'água e A = área.

Estes parâmetros foram escolhidos por permitirem análises das condições físicas das bacias. Eles, por sua vez, permitem analisar os canais fluviais das bacias, a dissecação do relevo e a possibilidade de enchentes nas bacias hidrográficas.

4. Resultados e discussões

O primeiro parâmetro analisado diz respeito à própria hierarquia da drenagem. Para Christofolletti (1980), “a hierarquia fluvial consiste no processo de classificação de determinado curso de água (ou da área drenada que lhe pertence) no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra”. O parâmetro, apresenta a função de elucidar as relações associadas ao tamanho das bacias e de suas redes de drenagem. As bacias com maiores valores hierárquicos são: bacia do Rio Cachoeira 5ª Ordem; bacia do Anil e bacia do Rio das Pedras 4ª Ordem; bacia do Mangue, bacia Rio Carioca e a bacia Lagoa com classificação de 3ª Ordem. Os menores índices foram: Botafogo 1ª Ordem, menor índice; bacia da Muzema, bacia Rio da Barra e bacia de São Conrado, ambas 2ª Ordem.

TABELA 1: Resultado dos parâmetros morfométricos obtidos.

Bacias	Hierarquia (Ordem)	Razão Relevo	Coe. De Compacidade	Fator Forma	Índ. De Circularidade	Índ. De Rugosidade	Índ. De Sinuosidade	Densidade de Drenagem	Densidade Hidrográfica	Densidade de Confluência
Cachoeira	5ª Ordem	0,13	1,47	0,46	0,46	2,28	1,42	2,23	2,58	2,54
Mangue	3ª Ordem	0,08	1,37	0,39	0,53	1,00	1,29	1,11	0,48	0,48
Anil	4ª Ordem	0,11	1,47	0,35	0,45	1,81	1,61	1,78	1,87	1,70
Muzema	2ª Ordem	0,14	1,33	0,68	0,55	0,77	1,15	2,56	3,67	3,14
Rio da Barra	2ª Ordem	0,50	1,24	0,57	0,64	1,41	1,21	1,67	1,10	0,73
São Conrado	2ª Ordem	0,27	1,51	1,00	0,43	1,25	1,23	1,49	1,21	0,90
Rio Carioca	3ª Ordem	0,11	1,71	0,19	0,34	1,11	1,21	1,54	0,94	0,82
Botafogo	1ª Ordem	0,17	1,30	0,73	0,58	0,31	1,23	0,58	0,24	0,00
Rio das Pedras	4ª Ordem	0,18	1,33	0,43	0,56	1,65	1,16	1,70	1,32	1,16
Lagoa	3ª Ordem	0,14	1,28	0,96	0,60	0,99	2,71	1,29	0,61	0,54

TABELA 2: Dados base para os parâmetros morfométricos.

Bacias	Área (Km ²)	Perímetro (Km)	Comp. Axial (Km)	Maior Altimetria (M)	Comp. Dos Rios (Km)	Rios Principais (Km)
Cachoeira	27,5	27,6	7,7	1020	61,5	9,7
Mangue	52,4	35,4	11,6	900	58,5	12,8
Anil	28,8	28,2	9,1	1020	51,2	12,3
Muzema	1,9	6,6	1,7	842	4,6	2,3
Rio da Barra	2,7	7,3	2,2	300	4,9	1,8
São Conrado	10,0	17,1	3,2	840	14,8	2,5
Rio Carioca	8,5	17,9	6,7	720	13,2	7,2
Botafogo	7,0	12,2	3,1	540	4,1	1,7
Rio das Pedras	12,1	16,5	5,3	970	20,5	5,5
Lagoa	27,7	24,1	5,4	770	35,8	12,6

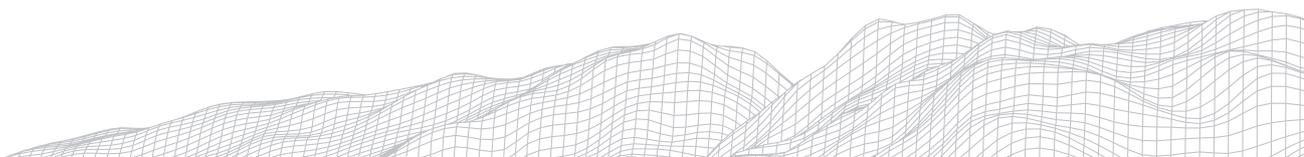
A razão relevo, por sua vez, apresenta a relação entre amplitude altimétrica e o comprimento axial da bacia hidrográfica, revelando um índice de declividade geral da bacia. Os resultados são um indicativo da declividade geral das bacias. Os maiores valores obtidos foram das bacias, Rio da Barra (0,50) e São Conrado (0,27) que apesar de pequenas apresentam altas declividades em suas cabeceiras que descem diretamente do maciço para a planície costeira. As demais bacias ficaram com valores similares, com uma baixa variação. O menor valor, por sua vez, obtido foi referente a bacia do Mangue (0,08) que apresenta uma longa baixada comparada às suas áreas de encosta.

O fator forma é um parâmetro onde é possível analisar a ocorrência de enchentes/inundações em bacias hidrográficas. Os valores variam entre 0 e 1, sendo próximos a 0 baixa probabilidade a inundações e próximo a 1, altas chances a enchentes. As bacias de São Conrado e Lagoa apresentaram uma alta chance a enchentes, com os respectivos valores, 1,0 e 0,96. E as bacias Rio Carioca e Anil apresentaram os menores valores, tendo baixa probabilidade de enchentes.

O índice de circularidade contribui para o entendimento das geometrias das bacias hidrográficas. As bacias com valores próximos a 1,0 representa circularidade e propensão a inundações. As bacias que apresentaram propensão a inundações foram as bacias: Rio da Barra, Lagoa, Botafogo, Rio das Pedras, Muzema e Mangue. O menor valor, contudo, foi a bacia Rio Carioca, com uma tendência a ser mais alongada, ao invés de circular, menos propensa a enchentes.

Segundo Christofolletti (1980), o índice de rugosidade, quando proposto por Melton (1957), tinha como objetivo uma análise dimensional da topografia - combinando amplitude altimétrica e densidade de drenagem. O índice de rugosidade expressa o grau de dissecação da bacia, bacias com valores elevados significam mais disseçadas, do contrário são bacias menos disseçadas. Os maiores valores de rugosidade se encontram na bacia do Rio Cachoeira e Anil, justamente, são as áreas com maiores cotas altimétricas das bacias em análise, sendo áreas bastante disseçadas em comparação as bacias de Botafogo e Muzema áreas mais rebaixadas.

O índice de sinuosidade, assim como, os outros parâmetros também são essenciais para analisar como está sendo o comportamento dos rios nas bacias. O parâmetro de sinuosidade representa o comportamento dos rios, demonstrando o grau de sinuosidade dos canais. Segundo Alves e Castro (2003), os valores menores ou iguais à 1, indicam canais que tendem a ser retilíneos.



Superior a 2, canais tortuosos/sinuosos. Segundo os autores, valores interm-diários indicam formas transicionais, regulares e irregulares. A única bacia superior a dois, é a bacia da Lagoa apresentando rios com sinuosidade. As demais bacias apresentam valores de baixa sinuosidade. Vale destacar, a forte retificação dos rios no Rio de Janeiro, devido a forte urbanização e o adensamento urbano da cidade, esses fatores podem indicar uma mudança antrópica na dinâmica fluvial.

A densidade de drenagem representa um importante parâmetro, por apresentar dados sobre a qualidade de drenagem da bacia. Bacias com uma quantidade elevada de canais propiciam uma maior dissecação. Os maiores índices encontrados foram identificados nas bacias do Rio Cachoeira e do Rio Muzema, a bacia do rio Cachoeira como pode se notar no índice de rugosidade já apresentava uma alta dissecação, aqui também fica claro. A bacia do Rio Muzema, é uma bacia pequena e com um número de canais considerável, por esse fato seu alto valor. Os menores valores foram encontrados nas bacias Botafogo e Mangue. A bacia de Botafogo por ser pequena e pouca presença de rios, e a bacia do Mangue por ser maior e apresentar um número de densidade de drenagem baixa em comparação a sua área (maior bacia em área no estudo).

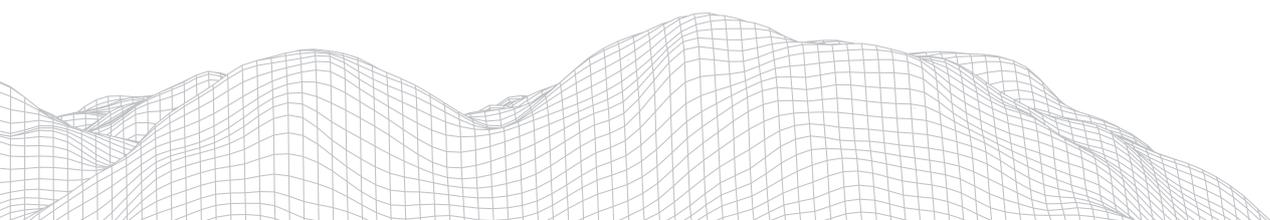
A densidade hidrográfica apresenta uma “relação existentes entre o número de rios ou cursos de água e a área da bacia hidrográfica.” (CHRISTOFOLLETTI, 1980). Para Christofolletti (1980), o cálculo representa o comportamento hidrográfico de determinada bacia, em relação a capacidade do entalhe de novos cursos de água. A bacia do Rio Muzema, desponta com maior valor, seguido pela bacia do Rio Cachoeira. Por sua vez, as bacias de Botafogo e a do Mangue, obtiveram os menores valores do estudo. Padrão similar ao analisado anteriormente em densidade de drenagem.

5. Considerações finais

Os dados obtidos evidenciaram o aspecto físico das bacias hidrográficas do Maciço da Tijuca, relevando através dos parâmetros morfométricos as suas condições perante o processo de enchentes/inundações e seus aspectos morfológicos. Diante dos resultados é evidente que as bacias do Maciço apresentam uma propensão mediana a enchentes, segundo os parâmetros de fator forma e índice de circularidade. Contudo, tal fenômeno é agravado pela ocupação humana e pela condição urbana da cidade, propiciando enchentes frequentes. No que tange ao relevo, a bacia do Rio Cachoeira apresentou relevância, por apresentar uma área bastante incisa no relevo, demonstrou-se bastante dissecada e com elevada densidade de drenagem, diferentemente das demais bacias estudadas, com valores mais baixos. O estudo ainda pretende se estender para outras análises, não apenas se limitando ao debate e apresentação dos parâmetros morfométricos. Espera-se que as informações sejam utilizadas e aprofundadas como subsídio para novas pesquisas, ou até mesmo políticas públicas.

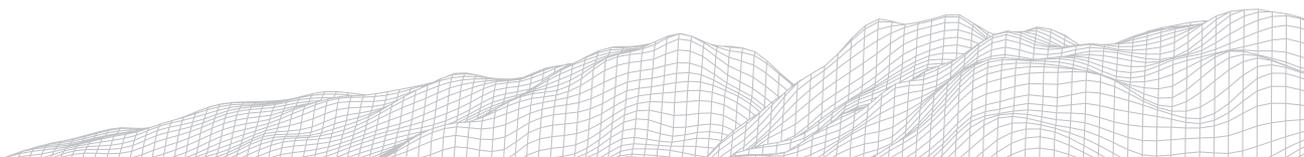
Agradecimentos

O presente artigo é realizado com apoio do Programa Institucional de Iniciação Científica do CNPQ (PIBIC). Dessa forma, agradeço ao CNPQ, pela bolsa de Iniciação Científica, e ao Departamento de Geografia e Meio Ambiente da PUC-Rio.



Referências

- ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influências de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseado no estudo de parâmetros morfométricos e análises de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.33, n.2, pp. 117-124, 2003.
- BABOSA, L.S. AVELAR, A.S. COUTINHO, B.H. COELHO NETO, A.L. Geração de parâmetros morfométricos obtidos de lidar na bacia do rio Cachoeira, Maciço da Tijuca (RJ). *Revista Geonorte*, edição especial 4, v. 10, n. 1, p. 161-166. 2014.
- CARDOSO, C. A. DIAS, H. C. T. SOARES, C. P. B. MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Sociedade de Investigações Florestais**, v.30, n.2, pp. 241-248, 2006.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2.ed. São Paulo: Blucher, 192p. 1980.
- DANTAS, M. E. **Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2000.
- DINIZ, A. SILVA, T. PINTO, T. SOUZA, E. FREITAS, M. Análise preliminar das propriedades morfométricas da bacia do rio Cachoeira - RJ. Disponível em: <<http://www.sinageo.org.br/2018/trabalhos/9/9-287-2174.html>>. Acesso em: 31 jul. 2021.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geo. Soc. America Bulletin**, 56, 275-370p. 1945.
- MELTON, M.A. An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. 1957.
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geo. Soc. America Bulletin**, 67, 597-646p. 1956.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geol. Soc. America Bulletin**, 63, 1,117-1,142p. 1952.



PLANÍCIES FLUVIAIS NO VALE DO RIO PARAIBUNA (MINAS GERAIS, BRASIL): ASPECTOS MORFOGRÁFICOS E MORFOESTRUTURAIS

3069

Lídia Helena Ferreira de Souza

Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900

E-mail: lidiaferreira412@gmail.com

Carolina Campos Eduardo

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Av. Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária - Ilha do Fundão, Rio de Janeiro
- RJ, 21941-916

E-mail: carolcampos13@gmail.com

Isabel Patrícia Martins Baêta Guimarães

Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900

E-mail: isabel.martins@ich.ufff.br

Luiz Otávio Marques

Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900

E-mail: luzotaviomarquess@gmail.com

Thiago Martins Lopes dos Reis

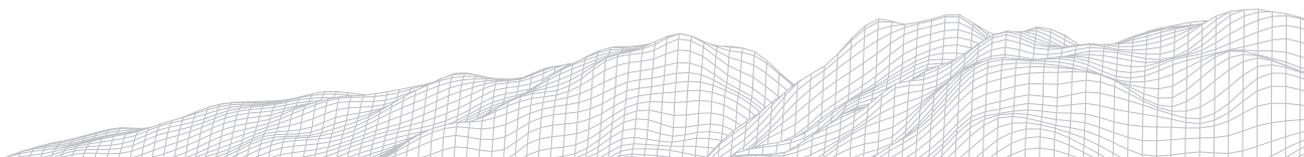
Universidade Federal de Juiz de Fora

Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: thiagom.lopes@hotmail.com
Virginia Calabrez Martins
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: viamaralinda@gmail.com
Miguel Fernandes Felipe
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s/n - São Pedro, Juiz de Fora - MG, 36036-900
E-mail: miguel.felippe@ich.ufff.br

Resumo

O artigo investiga as planícies fluviais do rio Paraibuna, em Minas Gerais, dialogando com os aspectos morfográficos e morfoestruturais do contexto regional. Compreende-se, na bacia do Paraibuna, subsistemas de diferentes níveis energéticos, atrelados à distribuição das planícies do rio principal e associados aos níveis de base local. Para tanto, foram utilizadas imagens aéreas de alta resolução no mapeamento da planície fluvial. Adicionalmente, foram mensuradas a extensão e assimetria das planícies, tratadas por técnicas estatísticas. A análise do perfil longitudinal e do Índice de Relação Declividade Extensão possibilitou a identificação de trechos anômalos com condicionamento tectono-estrutural. Ressalta-se a importância dos estudos sobre as reativações neotectônicas para a bacia hidrográfica enquanto hipótese para a expressiva forma de relevo agradacional no médio curso do Paraibuna, o que explicaria a distribuição espacial heterodoxa das planícies na área de estudo.

Palavras-chave: planícies, *knickpoints*, morfotectônica.



1. Introdução

No sistema fluvial os elementos geomorfológicos como encostas, rede de canais e várzeas são objetos correlacionáveis e conectados aos processos, que movimentam os materiais e compõem os sedimentos; assim como os distintos níveis de energia, os quais permitem o transporte, a transferência e a deposição desses materiais (CHARLTON, 2007). Enquanto sistema aberto, estabelecem-se trocas de energia e matéria, sendo receptor, fornecedor e gerador destes, assegurando as trocas e interações entre os processos desnudacionais e agradacionais geradores de feições de relevo na paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1999).

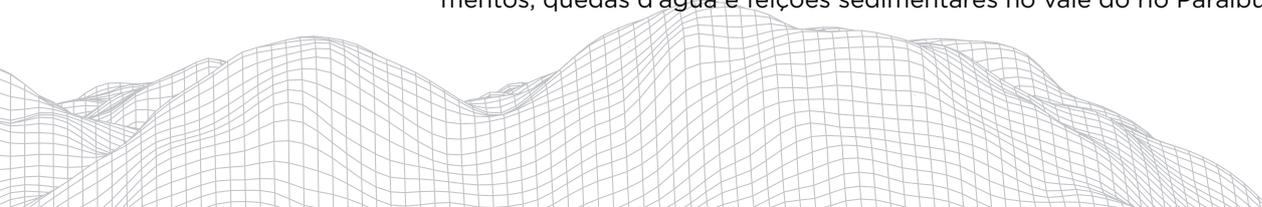
A morfologia das vertentes e topos de uma bacia hidrográfica direciona a distribuição dos seus sedimentos. Assim, a incisão vertical da rede de drenagem nas cabeceiras da bacia influencia na intensidade de dissecação do relevo, promovendo maior ou menor grau de entalhe, isto é; canais fluviais em vertentes íngremes tornam essas áreas com maiores taxas de remoção de materiais condicionando maior velocidade no transporte de sedimentos e, formando feições agradacionais como planícies, alvéolos e distintos níveis de terraços (KNIGHTON, 1984). Charlton (2007) examina o sistema fluvial pelo modelo clássico de zonas produtoras de sedimentos, conhecidas como zonas de produção, de transferência e de deposição de materiais de várias formas, granulometrias e gênese. Cada uma dessas zonas corresponde a um distinto balanço energético e, assim, com entropia interna específica.

Essa sistematização corresponde a um modelo idealizado de sistema fluvial em que os fatores geomorfológicos se distribuem de modo homogêneo ao longo dos vales fluviais. Aspectos climáticos, elementos tectônicos, estruturais, litológicos, níveis de base locais e regionais, além de atividades antrópicas, são controladores da distribuição de energia pelo sistema fluvial e definem a espaço-temporalidade das formas do relevo da bacia hidrográfica (PIÉGAY e SCHUMM 2016).

A zona de produção e origem do sedimento está atrelada as regiões de cabeceira, em que os processos erosivos e os movimentos dos materiais rochosos intemperizados são predominantes, com taxas superiores aos demais setores. O transporte desse material é realizado pelo canal fluvial, através da zona de transferência, que cumpre a função de reduzir gradualmente as taxas produtivas de sedimentos, embora ocorram esses processos. O setor da bacia hidrográfica cujo gradiente energético diminui a velocidade de transporte e as taxas de erosão, corresponde a zona de deposição. Nessa porção da bacia, os processos deposicionais e sedimentares sobrepõem às taxas erosivas, até a aproximação do canal fluvial à sua foz, produzindo morfologias agradacionais (sobretudo planícies) de maneira mais pujante (CHARLTON, 2007; PIEGAY e SCHUMM, 2016).

Esses elementos da bacia hidrográfica estão associados também aos elementos morfoestruturais e à morfodinâmica, tendo destaque o papel dos diferentes níveis de base fluvial. O conceito de nível de base emerge em um modelo evolutivo-dinâmico do sistema geomorfológico, sendo o controlador dos efeitos desnudacionais do relevo. São compreendidos como patamares morfológicos associados ao desenvolvimento das margens dos rios (LANA e CASTRO, 2012).

Suguio (2010) define nível de base como um limite topográfico inferior a rede de drenagem, a qual não é capaz de erodir. Considera-se, porém, a diferenciação entre os níveis de base final (regional/global) e locais. Os níveis de bases locais são pontos de inflexão ou rupturas de declives, também denominados de *knickpoints* (MAGALHÃES JR e BARROS, 2020). Essas variações topográficas configuram padrões do sistema fluvial, cujos cursos d'água se ajustam nas condições geomorfológicas sobre diferentes pontos de energia manifestados pelos fluxos e transporte de sedimentos, emergindo em formas de encachoeiramentos, quedas d'água e feições sedimentares no vale do rio Paraibuna.



Ainda com um significado heterogêneo entre os pesquisadores, as extensas soleiras formadas pelos distintos níveis de base local, constituem em áreas de desenvolvimento preferenciais do assentamento urbano. As rupturas entre os níveis de base locais partem do processo erosivo das rochas, preferencialmente em áreas de natureza tectônica como as linhas de falhas ou dobras, em que blocos rochosos justapostos podem ser de diferentes formações, apresentando resistência ao intemperismo (MAGALHÃES JR e BARROS 2020).

Comumente, essas soleiras manifestadas como *knickpoints* funcionam como armadilhas de sedimentos fluviais, que, nesse contexto de diminuição de energia dos cursos d'água, extravasam a calha e se depositam nas margens fluviais, construindo planícies.

As planícies podem ter origem genética de ordem fluvial, lacustre, fluvio-lacustre, marinha, fluviomarinha, lagunar ou eólica. Estas formas configuram-se por modelados de acumulação de sedimentos, cujos processos deposicionais foram superiores aos processos de dissecação. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2009 p. 33) em geral, são “áreas planas resultantes de acumulação fluvial sujeita a inundações periódicas, correspondendo as várzeas atuais. Ocorre nos vales com preenchimento aluvial.”

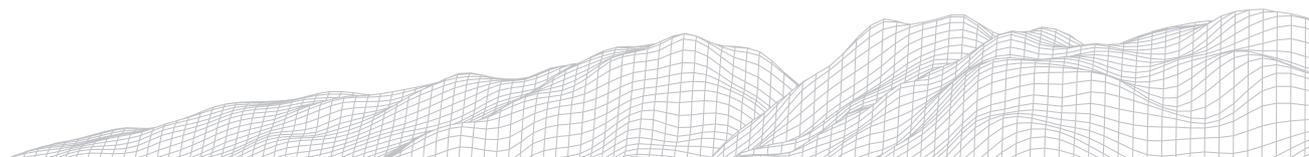
A planície de inundação corresponde as áreas adjacentes ao canal do rio inundadas pelas cheias, estabelecendo uma dinâmica sedimentar e ecológica na dinâmica fluvial. Segundo Stevaux e Latrubesse (2017, p.198) essa feição do relevo apresenta-se como um “mosaico variado de subambientes”, com um histórico fluvial capaz de relevar a conexão hidrológica e a dinâmica do sistema fluvial, pelo registro sedimentar das fácies e fósseis, os quais indicam os fatos ocorridos na pedogênese ou atividades da ocupação antrópica.

A classificação de Gatto et al. (1983) insere a bacia do rio Paraibuna (área de estudo deste trabalho) na Unidade Serras da Zona da Mata Mineira, cujos relevos são de formas alongadas, em cristas e linhas de cumeada. Esses modelados agradacionais, são marcados por vales alinhados e a presença de blocos fraturados nas vertentes, com a formação de terraços e planícies. Os terraços são destacados por dois níveis, sendo constituídos por materiais areno-argilosos, amarelados, e outro por um nível corresponde a áreas de inundação e deposição, com granulometria arenosa.

Todavia, compreendendo a bacia do Paraibuna enquanto um sistema fluvial com distintos subsistemas de diferentes níveis energéticos, a distribuição espacial das planícies do rio Paraibuna não coaduna com o modelo teórico-explicativo que interpreta a variação da energia de modo gradual de montante para jusante. Em campo e nos registros cartográficos, as planícies são maiores e melhor desenvolvidas no seu médio curso, sendo raras e dispersas no baixo curso. Essas observações motivaram a elaboração desse trabalho, que tem o intuito de investigar a ocorrência, formação e a evolução das planícies no vale do Paraibuna, a partir do diálogo com os aspectos morfográficos e morfoestruturais regionais.

2. Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Paraibuna drena os terrenos situados no contexto das paisagens tropicais úmidas abrangidas pelo Domínio Morfoclimático dos Mares de Morro, como bem preconizado por Ab' Sáber (2003). O relevo presente nesta porção do estado de Minas Gerais é caracterizado fortemente pela presença de planaltos escalonados e que também se constituem na área de cabeceiras de drenagem de alguns dos principais rios do Brasil, como o rio Paraíba do Sul.



O quadro geomorfológico de boa parte da porção leste do estado mineiro é conformado por planaltos escalonados que se dividem em grandes degraus morfológicos (CHEREM et al., 2013). A origem desse relevo é diretamente relacionada a uma série de eventos tectônicos de caráter distensional, ocorridas no Paleógeno, conformando o relevo expresso em grábens e horts, conhecidos como o “Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil” (RICOMMINI, 1989).

Dessa maneira, boa parte do sudeste brasileiro está inserido neste contexto com expressivo controle estrutural. O rio Paraibuna em Minas Gerais, afluente do rio Peixe que por sua vez, desagua no rio Paraíba do Sul, também se insere neste complexo cenário.

Desse modo, um forte controle estrutural é exercido no relevo regional, de modo que os grandes compartimentos geomorfológicos são comumente delimitados pelos limites das províncias geoestruturais que os embasam (ALKMIM, 2015). As estruturas geológicas regionais, reativadas ao longo do Quaternário, condicionam os alinhamentos serranos na forma de cristas e linhas de cumeeada, perfazendo um rigoroso controle da drenagem (KAMINO et al., 2019). O encaixamento dos vales fluviais tem uma notória relação com a morfoestrutura e morfotectônica regional, de modo que as planícies tendem a serem mais recorrentes e destacadas em subunidades de baixa energia, com níveis de base marcados por soleiras estruturais, notadamente, em blocos em subsidência (grábens e hemi-grábens).

Essas planícies foram interpretadas por Ab’Sáber (2010) como áreas adstritas ao conjunto de mares de morros, demarcados por maciços acidentados e irregulares e, com isso, oferecendo um ambiente desafiador para os assentamentos urbanos. O autor contextualiza a porção média do vale do Paraibuna no município de Juiz de Fora, em um compartimento de relevo com uma declividade quase nula, a montante das soleiras rochosas em uma planície com terraços de ampla extensão. Em sua percepção:

Bruscamente, entretanto, entra-se em contato com uma larga planície situada a montante de uma resistente soleira rochosa, que faz parte de um pequeno maciço residual a SE da cidade. Trata-se do único compartimento de relevo relativamente plano que se pode encontrar, desde as raias de Minas Gerais com o Estado do Rio de Janeiro, passível de asilar uma aglomeração urbana da importância de Juiz de Fora. Inegavelmente, trata-se de um pequeno quadro geográfico de exceção, no conjunto do relevo serrano regional, cuja explicação geomorfológica, aliás, está ainda a pedir uma interpretação acurada (AB’ SÁBER, 2010, p.183).

Os condicionantes morfoestruturais se manifestam na relação entre a rede de drenagem e o substrato rochoso na bacia do rio Paraibuna, configurando os canais fluviais distribuídos em um padrão dendrítico. Conforme estudos de Duarte et al. (2003), os embasamentos geológicos da bacia são compostos majoritariamente por formações de ortognaisses, biotita-honoblenda e migmatitos, sendo essas resistentes ao intemperismo químico que geraram uma carga menor de sedimentos argilosos e siltosos. Assim, a condição estrutural na bacia em estudo se apresenta espacialmente por falhas inativas, rios meandrantés com curvas fechadas, mudanças de direção do mesmo e alta densidade hidrográfica.

A compartimentação geomorfológica do vale do rio Paraibuna está associada aos diferentes níveis de base locais. O alto curso do rio Paraibuna é notoriamente marcado pela presença de uma rede de drenagem de primeira ordem incisiva, formando vertentes com média incisão vertical até o ponto da barragem de Chapéu D’Uvas, em que o rio Paraibuna, se insere em uma planície fluvial com distintos níveis de terraços, cujo bloco soerguido atua como um retentor de sedimentos. O médio curso da bacia é marcado pelo sistema de horst/gráben, em uma extensa planície associada a terraços antropogênicos, margeada em um contexto em controle estrutural de cristas rebaixadas e morros alinhados (Morro do São Bernardo) e pelo Morro do Cristo, cuja feição está em controle estrutural de cristas e escarpas herdadas de falhas (EDUARDO, 2018).



Por sua vez, no baixo curso do rio Paraibuna as feições deposicionais são mais espaçadas e o vale do rio Paraibuna atravessa um feixe de falhas neoproterozoicas, promovendo uma importante mudança de nível de base. Esse novo contexto é marcado por um maior confinamento do canal, com afloramentos rochosos e matacões de vários tamanhos.

3. Metodologia

A organização metodológica do trabalho coaduna atividades de geoprocessamento com incursões de campo. O primeiro passo para a execução foi o levantamento de dados cartográficos pré-existentes da bacia hidrográfica do rio Paraibuna, com destaque para mapas geológicos, vegetação, clima e compartimentação geomorfológica, além de cartas topográficas, imagens de satélites e ortofotografias.

A interpretação preliminar desses dados guiou a definição de pontos de visita em campo. Os pontos escolhidos buscavam o entendimento da dinâmica do rio e suas peculiaridades, tendo foco as planícies e terraços: capturas fluviais, ajustes de drenagem, meandros abandonados, falhas e mudanças de nível de base. O trabalho de campo foi realizado no dia 19 de setembro de 2019 entre os municípios de Antônio Carlos, Santos Dummont, Juiz de Fora e Matias Barbosa (Minas Gerais) percorrendo assim, todo o rio Paraibuna. Também foram observadas as características morfológicas da cabeceira, a expressão morfológica de falhas, controles estruturais, alinhamento do relevo e capturas fluviais. Desta maneira, buscou-se no trabalho de campo uma interpretação integrada da paisagem, observando as formas do relevo e as possíveis anomalias presentes ao longo do rio.

Na segunda etapa foi gerado um perfil longitudinal do rio principal e calculado o índice de Relação Declividade Extensão (RDE), para todo o curso principal e para cada trecho entre curvas de nível mapeadas. O RDE (também reconhecido na literatura como índice de Hack ou SL Index) é um parâmetro morfométrico baseado no perfil longitudinal do rio e mostra a variação de energia do rio ao longo dos trechos, indicando assim, se possui trechos anômalos ou não em relação ao padrão de distribuição de energia do rio (HACK, 1973; CHRISTOFOLETTI, 1980).

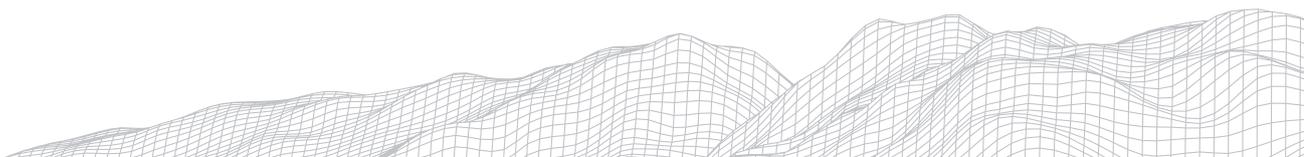
Para a produção do perfil longitudinal foram utilizadas curvas de nível na escala de 1:50 000 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e drenagens da bacia do rio Paraibuna do Instituto Mineiro de Gestão de Águas (IGAM). A partir desses dados foram determinadas as extensões da superfície entre uma cota e outra utilizando a ferramenta régua no *software* ArcGIS Desktop® 10.5. Os pares ordenados obtidos pelo comprimento do rio (L) e as altitudes (H) foram plotados em um gráfico de dispersão. Uma linha de tendência (logarítmica) foi gerada como referência ao perfil de equilíbrio do canal, conforme Christofolletti (1980).

O RDE foi calculado a partir das recomendações de Etchebehere et al (2004), a partir da seguinte fórmula:

$$RDE = (\Delta h / \Delta l) \cdot L$$

Onde Δh representa a amplitude altimétrica entre dois pontos de um seguimento do rio, que no caso do presente trabalho representa 20 metros, Δl é o comprimento da drenagem do trecho e por fim L é comprimento total da drenagem da cabeceira até o referido trecho (HACK, 1973).

A partir dos dados do RDE para cada trecho e para todo o curso d'água, foi realizada a ponderação entre os indicadores para a interpretação de anomalias no perfil. Para título de interpretação considera-se que os valores da razão $RDE_{trecho} / RDE_{total}$ elevados (notadamente acima de 10) indicam que o trecho em análise foge aos padrões do rio, ou seja, representam *knickpoints* de relevância que correspondem a níveis de base locais para o canal fluvial sendo, portanto, anomalias do perfil (ETCHEBEHERE et al, 2004).



Paralelamente, investigou-se a distribuição espacial e a morfometria das planícies. As planícies foram delimitadas a partir da fotointerpretação utilizando uma ortofoto do ano de 2010 da Prefeitura Municipal de Juiz de Fora (JUIZ DE FORA, 2012) auxiliado por um sombreado feito com base na ortofoto já utilizada. As áreas descobertas pelos materiais utilizados, notadamente as cabeceiras e o baixo curso, foram complementadas pela ferramenta *BaseMap* do *software* ArcGIS Desktop® 10.5.

Tecnicamente, foram consideradas planícies de inundação as áreas planas, marginais ao curso fluvial. A demarcação cartográfica se estendeu da margem do canal até a inflexão da declividade marcada pelo sopé da vertente. Para isso buscou-se a interpretação com base na textura, cor e padrão dos pixels em planícies, normalmente lisos, verde claro e uniforme, que remetiam a materiais aluviais (PANIZZA E FONSECA, 2011). Áreas aplainadas pela ação humana não foram consideradas.

Investigou-se, a extensão lateral e a assimetria das planícies. Para isso, cada planície mensurada a largura de modo perpendicular ao talvegue a partir da ferramenta régua do *software* ArcGIS Desktop® 10.5. As medidas foram tomadas separadamente para as margens esquerda e direita. Para cada seção, tomou-se a cota de altitude e a extensão do canal como referências. Todos os dados foram tabulados e analisados no *software* Microsoft Excel 365.

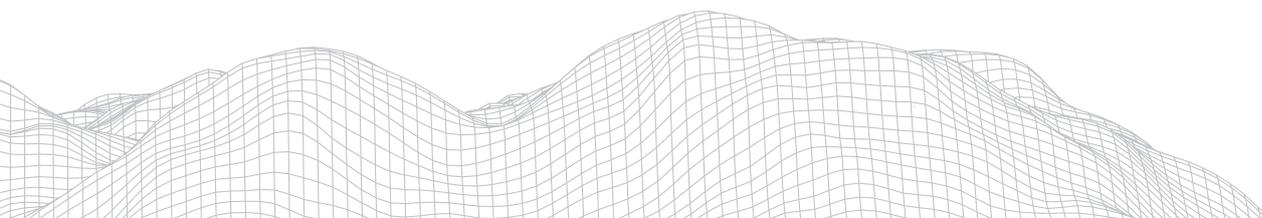
4. Resultados e discussões

Para o maior entendimento da distribuição espacial das planícies do rio Paraibuna deve-se partir de uma análise geomorfológica em duas escalas de apreensão: em nível regional, averiguando como ocorre o desenvolvimento de planícies ao longo de todo canal fluvial, destacando assim, os possíveis controles estruturais; bem como em uma perspectiva de maior detalhe para analisar os condicionantes de nível local.

Ao longo da bacia do rio Paraibuna, nota-se uma espacialização não uniforme das planícies fluviais. Da principal nascente até o exutório da bacia, notam-se características e formas consideradas inusuais dentro de cada setor do perfil longitudinal, resultantes de condições determinadas de forma peculiar pela composição paisagística regional, situada no domínio morfoclimático dos mares de morros (AB'SABER, 2003). Regionalmente, a região da Zona da Mata Mineira retrata uma prevalência de morros e morrotes de declive acentuado, mas com dimensões interfluviais (ROSS, 1992) não muito elevadas; desta maneira, a rede de drenagem se dispõe entre tais formas em conformação com um padrão dendrítico de distribuição de canais (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A paisagem da área em que se situa o alto curso do rio Paraibuna apresenta domínios compostos por formas de grande declividade e de topos relativamente mais angulosos que os morrotes característicos da porção média da bacia, assumindo altitudes acima de 1800 metros. A transição local para a serra da Mantiqueira (IBGE, 1980) denota maior irregularidade do relevo, proporcionada pela atividade de estruturas próximas e frequentes na área, como falhas ou zonas de cisalhamento contracional.

O alto curso do Paraibuna, na Serra da Mantiqueira Setentrional, no município de Antônio Carlos é composto por cursos d'água de baixa hierarquia fluvial e muito potencial energético, o que não contribui para a formação de planícies no setor. As planícies começam a se manifestar com maior expressividade na paisagem, a partir da cota altimétrica de 720 metros, nas proximidades a área alagadiça no remanso da Represa de Chapéu D'Uvas (FIGURA 1, QUADRANTE I).



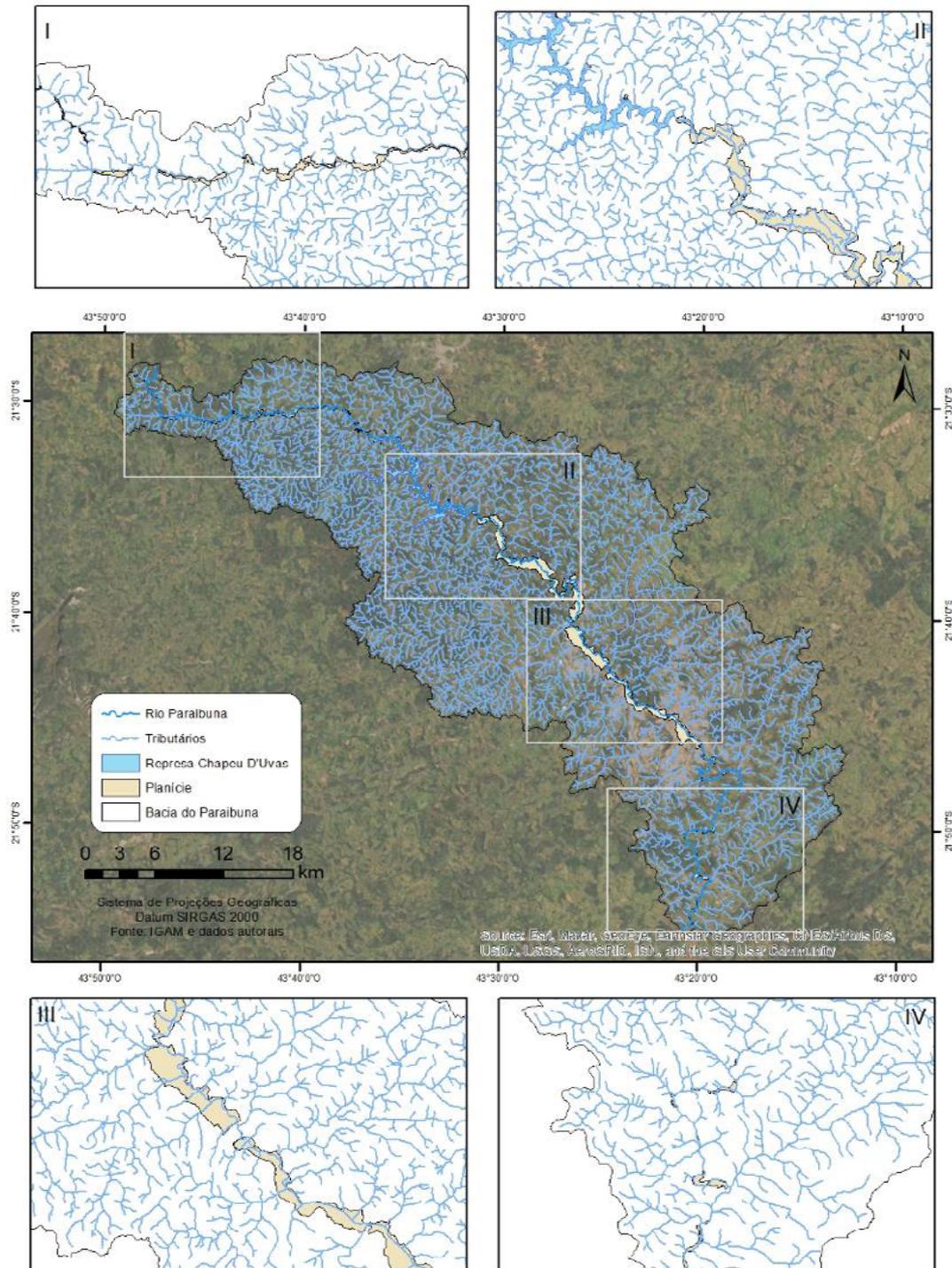
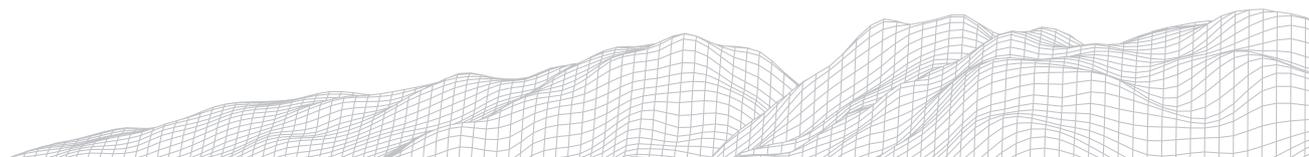


FIGURA 1: Ocorrência das planícies no vale do rio Paraibuna.
Fonte: organizado pelos autores.

A jusante deste ponto, as planícies vão se desenvolvendo por todo o médio curso do rio Paraibuna, assumindo diferentes tamanhos em vários trechos. As zonas de agradação de maior altitude se encontram na faixa dos 1100m sendo essas majoritariamente estreitas, com morfologia em alvéolos condicionados pelas inflexões da drenagem de baixa ordem. A partir da cota de 1000m, as planícies aumentam gradualmente de extensão, até a cota de 780m, quando estas são alagadas pelo lago da represa de Chapéu D'Uvas (FIGURA 1, QUADRANTE II).



3076

A jusante da represa, o canal encontra-se sem confinamento, com forte meandramento e indícios de migração lateral, gerando planícies bastante largas (ultrapassando comumente 1km de extensão) e contínuas, inclusive onde atualmente se manifestam os terrenos tecnogênicos associados à zona urbana de Juiz de Fora-MG (FIGURA 1, QUADRANTE III). Já no baixo curso, após a cota de 680m, as planícies são intermitentes e estreitas, com raras exceções (FIGURA 1, QUADRANTE IV).

A representação gráfica e a análise estatística dos dados (TABELA 1) corroboram as interpretações cartográficas e de campo, evidencia o médio curso do rio Paraibuna como o setor onde as planícies são mais pujantes. As planícies mais extensas estão nesse trecho, que também apresenta uma maior média e mediana. O desvio padrão e variância elevados indicam a dispersão dos dados, uma vez que há também alguns trechos com pouca deposição aluvial nesse setor, porém, a proporcionalmente baixa assimetria reforça a uniformidade do vale quanto à ocorrência desses modelados agradacionais.

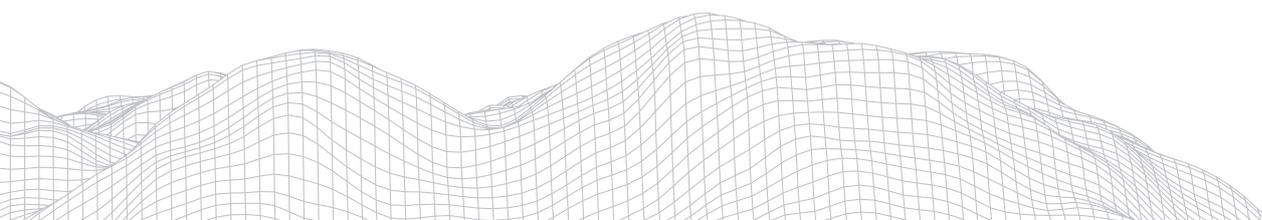
TABELA 1

Análise estatística da largura das planícies do rio Paraibuna

Estatística descritiva	Setor/Curso			Margem	
	Alto	Médio	Baixo	Esquerda	Direita
Média	40,71	167,00	58,24	78,58	150,26
Erro padrão	4,71	24,60	11,98	13,34	25,28
Mediana	30,62	66,62	39,15	45,06	63,31
Modo	#N/D	#N/D	#N/D	#N/D	#N/D
Desvio padrão	33,30	241,05	61,08	123,01	235,81
Variância da amostra	1108,86	58105,34	3731,18	15131,49	55607,71
Curtose	0,71	9,09	9,66	29,91	11,10
Assimetria	1,14	2,83	2,68	4,86	3,11
Intervalo	133,63	1325,15	296,20	937,07	1325,20
Mínimo	3,48	3,53	5,22	3,53	3,48
Máximo	137,11	1328,68	301,41	940,60	1328,68
Soma	2035,35	16032,15	1514,22	6509,09	13072,64
Contagem	50	96	26	85	87

Fonte: dados primários.

Por outro lado, a estatística descritiva reafirma a rarefação de planícies no baixo curso, contradizendo os modelos tradicionais de interpretação dos sistemas fluviais, que imputam a esse setor uma baixa energia que seria responsável pelo acúmulo sedimentar (CHRISTOFOLETTI, 1980; CHARLTON, 2007; PIEGAY, 2016). Os dados referentes ao baixo curso equiparam-se estatisticamente aos dados do alto curso, onde são esperados menores depósitos aluviais pela alta energia dos sistemas.



Não apenas ao longo do perfil longitudinal que se pode perceber as respostas heterodoxas do sistema fluvial do Paraíba para a morfogênese de planícies. Observando as seções transversais ao longo do leito maior, é notória a assimetria da extensão das planícies entre a margem esquerda e direita do curso principal.

O diagrama de dispersão da FIGURA 2 possui uma forte tendência para a direita, assim como os histogramas que individualizam cada planície. Esses gráficos evidenciam que as planícies formadas na margem direita do rio Paraíba tendem a ser maiores em quaisquer compartimentos da bacia.

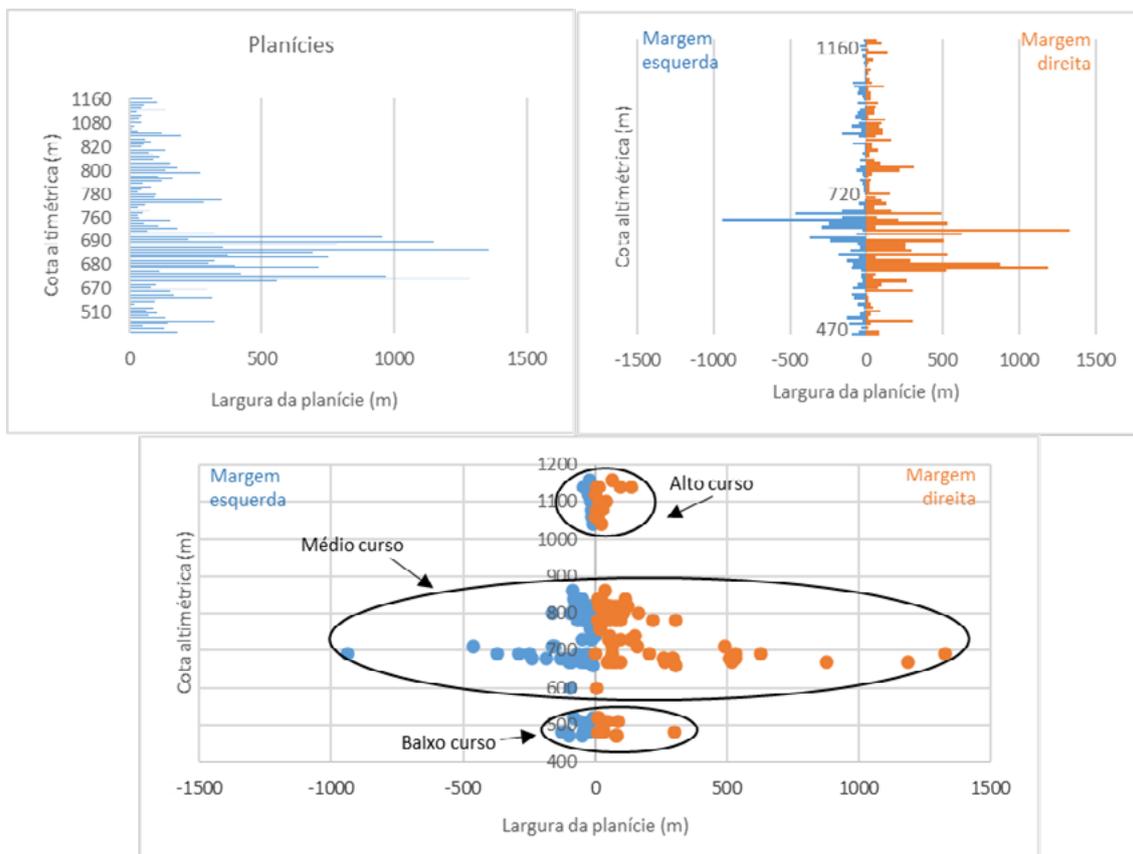
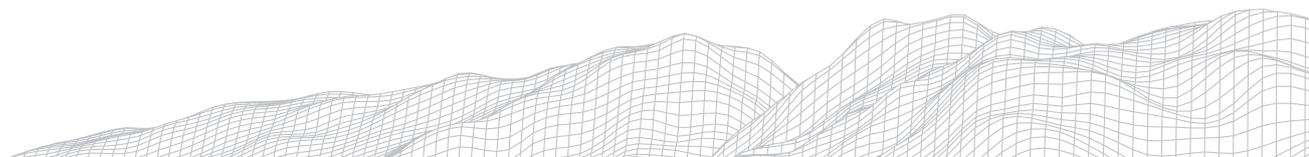


FIGURA 2: Histogramas e diagrama de dispersão da largura das planícies ao longo o perfil do rio Paraíba.

Fonte: dados primários

Essa assertiva é reforçada estatisticamente pela tabela 1. Em média, as planícies da margem direita em o dobro da largura daquelas da margem esquerda, com mediana quase 18m superior. Além disso, também são mais frequentes, denotando trechos em que os depósitos aluviais se posicionam exclusivamente na margem direita do rio. O trecho entre as cotas de 700m e 660m é o mais representativo dessa assimetria. Não por acaso, está relacionado ao setor final do médio curso, nas imediações do feixe de falha que controla o baixo curso do rio.

Como pode-se perceber, a distribuição espacial e a magnitude das planícies do Paraíba têm um claro condicionamento estrutural, em que *knickpoints* de expressão local, possuem grande relevância. Conhecer essas rupturas de declive que se comportam como níveis de base e soleiras geomórficas é fundamental para o levantamento de hipóteses que expliquem os dados obtidos.



3078

O vale do rio Paraibuna é caracterizado pela grande variação de largura de fundo, visivelmente estreito no alto curso e mais evoluído e amplo no médio curso do rio. O baixo curso oscila entre trechos confinados e abertos, ora com leito rochoso, ora com leito aluvial. Apenas na área próxima à foz (confluência com o rio do Peixe) o vale se mostra continuamente aberto, ainda que sem uma dimensão tão expressiva quanto no médio curso. Assim, o perfil longitudinal do rio assume a forma de um longo e vasto 'plateau', seguido de sucessivas rupturas de declive (FIGURA 3).

Por vezes, o perfil não coincide com o traçado de sua curva logarítmica, o que mostra os distintos ajustes do canal aos controles estruturais. O alto curso tem uma fortíssima declividade nos primeiros 8km do rio, que dá lugar a uma curva de baixo gradiente após o cruzamento com o perfil de equilíbrio, que se estende até além dos 100km de curso. Nesse trecho, porém, há outro de cruzamento com o perfil de equilíbrio, fazendo com que a maior parte do médio curso tenha uma altitude ligeiramente superior a esse.

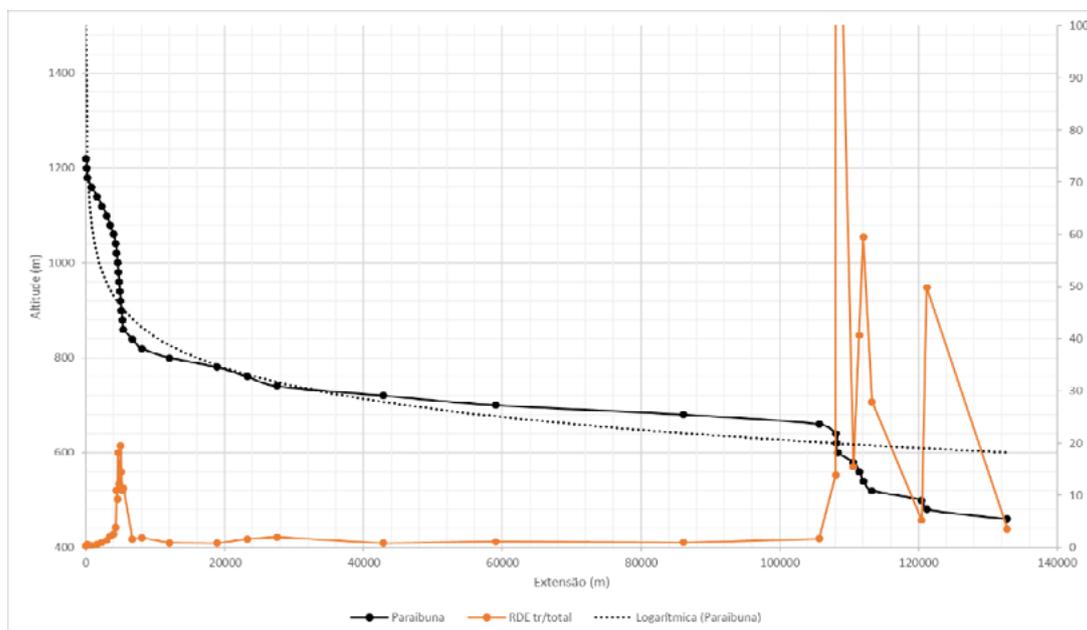
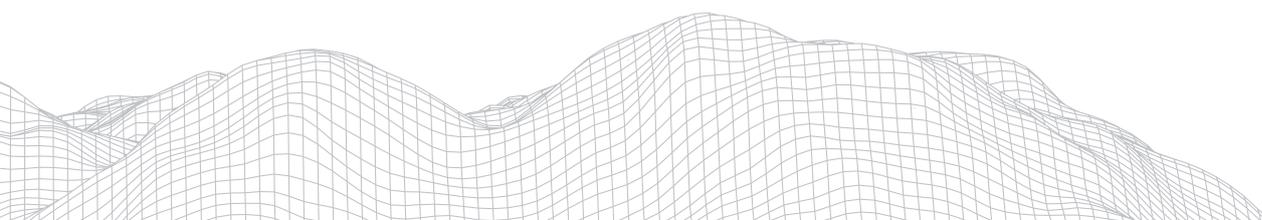


FIGURA 3: Perfil longitudinal e RDE do rio Paraibuna.
Fonte: dados primários.

Dada a nítida influência estrutural na construção morfológica do canal principal, se faz possível notar maiores discrepâncias entre o perfil do rio e o perfil de equilíbrio (curva logarítmica), sobretudo no baixo curso (altitude entre 640m-480m). Este trecho, associado a falhas inferidas no sentido do rio e a zonas de cisalhamento contracional perpendiculares ao mesmo, é caracterizado pela existência de significativas rupturas de declive, que promovem grande potencial erosivo e de transporte de partículas e sedimentos (por conseguinte, raras são as planícies).

A partir do cálculo da razão entre os índices "RDE trecho" e "RDE total" (FIGURA 3), notam-se coincidências entre tais intervalos e os maiores valores do índice resultante, com ênfase nos valores acima de 600 na transição do médio para o baixo curso do rio. Destarte, é plausível inferir a presença de anomalias de drenagem (ETCHEBEHERE et al, 2004), conjugadas com menores vales retilíneos e topos de morro alinhados em suas imediações; no total, foram identificados 8 pontos de anomalias de drenagem de maior expressão (razão RDE trecho/RDE total superior a 10).



Sob este contexto, o médio curso apresenta o maior número de planícies – possivelmente em função da massiva carga energética e material a ser distribuída (CHARLTON, 2007) a partir da grande ruptura de declive no alto curso, com depósitos aluviais e coluviais situados no plateau central – localizado entre zonas de cisalhamento consecutivas e paralelas no sentido NE-SW, associados à faixa Ribeira (TUPINAMBÁ; TEIXEIRA; HEILBRON, 2012).

Outra fonte de descarga de sedimentos (e consequente alimentação das planícies locais) se encontra nos afluentes situados nos pequenos vales paralelos às zonas de cisalhamento e perpendiculares ao curso do Paraibuna, em confluências de aproximadamente 90°, promovendo processos mais intensos de agradação fluvial no vale principal (WEBBER; GREATER, 1966; LIU; LI; FAN, 2012).

Os pontos em que o índice RDE atinge valores maiores coincidem com a localização das macroestruturas geológicas e de *knickpoints*, o que levanta questionamentos a respeito de atividade tectônica recente. Vales retilíneos, lineamentos, padrão de drenagem em treliça (CHRISTOFOLETTI, 1980) e paralelismos entre tais feições se fazem presentes tanto no intervalo de 980m-780m quanto no de 640m-480m, nos arredores de contatos líticos e falhas.

Com o “pulso” de energia dado pelos encachoeiramentos na transição do médio para o baixo curso, pode-se inferir que a formação de planícies à jusante dos *knickpoints* presentes na área (FIGURA 4) também é influenciada pela descarga abrupta de materiais e sedimentos que tais cachoeiras e “degraus” condicionam. Sendo tais rupturas de declive relativamente próximas às zonas de falha, é concebível que a origem destas formas esteja atrelada à ação da estrutura no local. Tais efeitos são semelhantes aos processos que ocorrem na transição do alto para o médio curso, também afetada pela presença de ruptura de declive.

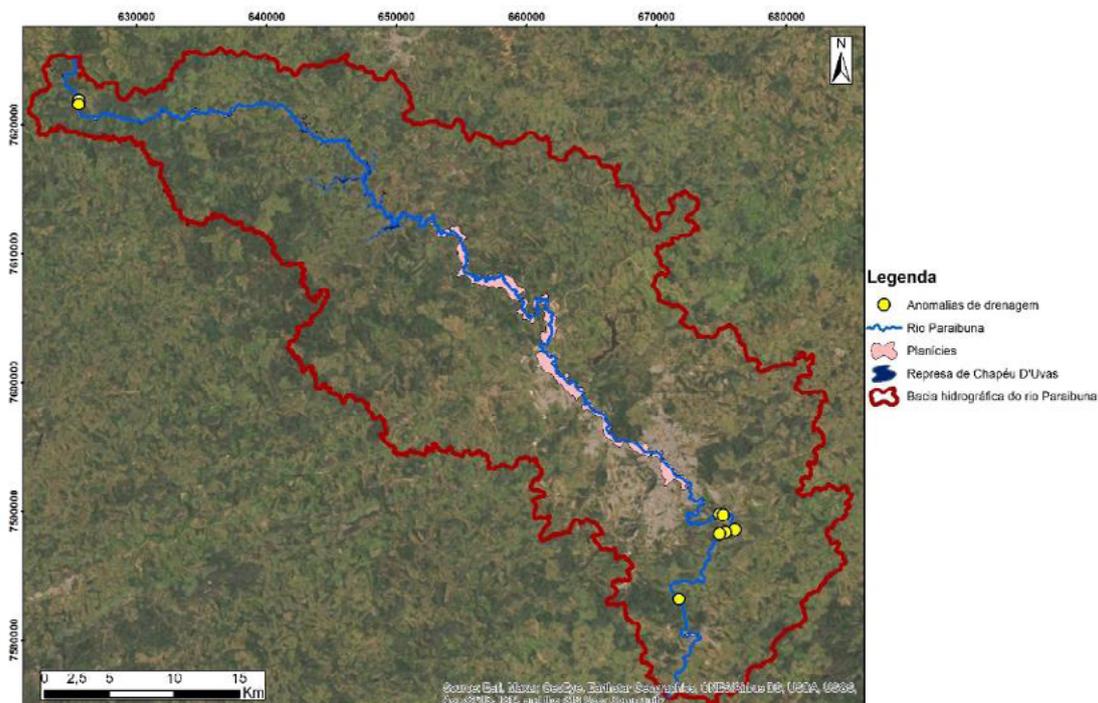


Figura 4: Localização das anomalias de perfil mais expressivas no âmbito do curso do rio Paraibuna.
Fonte: Elaborado pelos autores.

Logo, dadas as circunstâncias indicativas da intensa atividade morfoestrutural no âmbito do perfil do rio Paraibuna (e da maior parte de sua bacia), é plausível considerar a possibilidade de atividade tectônica recente (neotectônica) e sua devida repercussão na formação de planícies adjacentes ao rio. Compreende-se, portanto, que a possível reativação de blocos (dada a diferença de litologias e o grande desnível altimétrico evidenciado pelas transições de curso) esteja associada a uma dinâmica horst/gráben, em que o médio curso do rio Paraibuna corresponderia vulgarmente a um bloco em subsidência relativa diante do soerguimento do horst associado ao baixo curso (MARQUES NETO et al, 2017).

5. Conclusões

O rio Paraibuna possui uma heterodoxa distribuição espacial de suas planícies fluviais, como pode ser evidenciado pelos dados cartográficos, morfométricos e estatísticos. A principal zona deposicional se localiza no médio curso, em um extenso trecho de praticamente 80km, controlado por um nível de base de origem estrutural, que marca sucessivos *knickpoints* em um trecho de alta energia já no baixo curso.

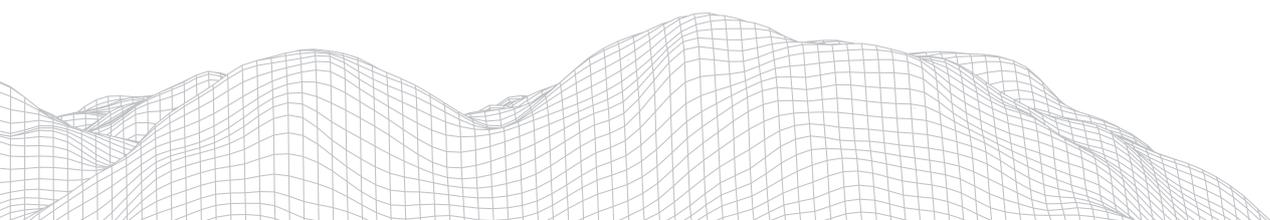
Percebe-se também, uma sensível assimetria na distribuição das planícies entre as margens direita e esquerda do rio Paraibuna. De uma forma geral, a acumulação fluvial ocorre predominantemente na margem direita em toda extensão do curso d'água, mas isso é ainda mais evidente em alguns setores do médio curso. Soma-se a isso a resposta obtida pelo índice de Hack que clarificou zonas de forte anomalia de perfil, associadas a conjuntos de rupturas de declive que funcionam como soleiras para retenção de sedimentos.

Dada a compreensão da importância de reativações neotectônicas para o relevo regional da área de estudo, faz-se crer que a morfotectônica seja o elemento chave na compreensão das planícies. Para além do controle estrutural associado a Faixa Ribeira, entende-se que a tectônica de blocos, associada a uma dinâmica horst/gráben, é a hipótese mais parcimoniosa para explicar a expressiva agradação no médio curso do Paraibuna.

Por outro lado, deve-se atentar para uma eventual evolução anacrônica entre o vale fluvial e as suas morfologias agradacionais, já que vagas erosivas ainda não são claras. Nesse sentido, é sobremaneira importante avançar os estudos em direção às capturas fluviais e rearranjos da drenagem ao longo da bacia, bem como compreender a cronoestratigrafia dos depósitos aluviais.

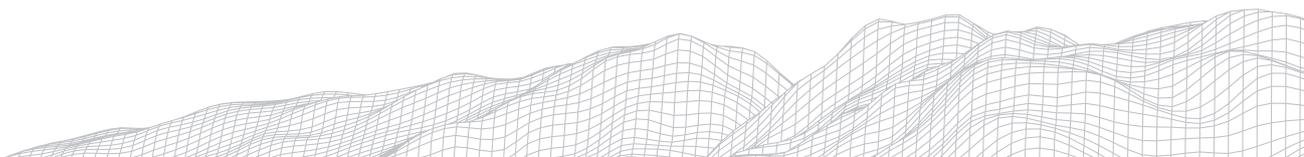
Agradecimentos

Dedicamos esse trabalho a nossa querida amiga Lídia, que tão jovem foi tirada de nossa companhia. Ela assina esse trabalho *in memoriam*.



Referências

- AB'SÁBER, Aziz Nacib. **Os domínios de natureza no Brasil**: potencialidades paisagísticas. Ateliê Editorial, 2003.
- AB'SÁBER, Aziz Nacib. A importância dos estudos sobre o quaternário. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C., BARTORELLI, A., MANTESSO NETO, V., CARNEIRO, C. D. R., & LISBOA, M. **A obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: Beca, 2010. p.7-15.
- ALKMIM, Fernando Flecha. Geological background: a tectonic panorama of Brazil. In: VIEIRA, Bianca Carvalho; SALGADO, André, Augusto Rodrigues; SANTOS, Leonardo José Cordeiro. **Landscapes and landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht, 2015. p. 9-17.
- CHARLTON, Rosemary. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2007.
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; SALGADO, A. A. R. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das Bordas Interplanálticas do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299 - 308, 2013.
- CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia**. São Paulo: Blucher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo:Blucher, 1999.
- COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS (CODEMIG). **Mapa Geológico Folha S F.23-X -D-IV- JUIZ DE FORA**. Belo Horizonte, 2013. Escala 1:100.000.
- DUARTE, Beatriz Paschoal; HEILBRON, Monica; NOGUEIRA, José Renato; TUPINAMBÁ, Miguel; SILVA, Luiz Guilherme Eirado; VALLADARES, Claudia; ALMEIDA, Júlio Almeida; GUIA, C. *et al.* Geologia das folhas Juiz de Fora e Chiador. In: PEDROSA-SOARES, Antonio Carlos; NOCE, Carlos Mauricio; TROUW, Rudolph Allard Johannes; HEILBRON, Monica. (Coords.). **Projeto Sul de Minas**. Belo Horizonte: COMIG/SEME, 2003. v. 1. p. 153-258.
- ETCHEBEHERE, Mario Lincoln. L; SAAD, Antonio Roberto; FULFARO, Vicente José; PERINOTTO, José Alexandre de Jesus. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão-RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, Série Científica, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
- EDUARDO, Carolina Campos. **Cartografia Geomorfológica Comparada: aplicações no município de Juiz de Fora (MG) como subsídio ao planejamento**. 2018, 158f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Juiz de Fora, Instituto de Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2018.
- GATTO, Luiz Carlos Soares; RAMOS, Vera Lucia de Souza; NUNES, Bernardo Thadeu de Almeida; MAMEDE, Lindinalva; GÓES, Maria Hilde de Barros; MAURO, Claudio Antonio; ALVARENGA, Silva Maria; FRANCO, Eliana Maria Saldanha; QUIRICO, Alcione Fonseca; NEVES, Leda Baeta. Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto Radam-brasil**. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 1983. v. 32. p. 305-384. (Série Levantamento de Recursos Naturais).
- HACK, John T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the us Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. (Série Manuais Técnicos em Geociências).
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E EESTATÍSTICA (IBGE). **Carta topográfica de Juiz de Fora**: escala 1:250 000 (SF-23-X-D). Rio de Janeiro: IBGE, 1980.
- LANA, Cláudio Eduardo; CASTRO, Paulo de Tarso Amorim. Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. **Brazilian Geographical Journal**, v. 3, p. 102-122, 2012. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/braziliangeojournal/article/view/14287>>. Acesso em: jul. 2021.
- KAMINO, Luciana Hiromi Yoshino; REZENDE, Éric Andrade; SANTOS, Leonardo José Cordeiro, FELIPPE, Miguel Felipe; ASSIS, Wellington Lopes. Atlantic Tropical Brazil. In: SALGADO, André Augusto Rodrigues; SANTOS, Leonardo José Cordeiro; PAISANI, Julio César (Orgs). **The Physical Geography of Brazil: Environment, Vegetation and Landscape**. Cham



Springer Internacional Publishing Imprint, Springer, 2019. p. 41-73.

KNIGHTON, David. **Fluvial forms and process**. Edward Arnold Ltd., London, Great Britain, 1984.

LIU, Tong-huan; LI, C. H. E. N.; FAN, Bei-ling. Experimental study on flow pattern and sediment transportation at a 90 open-channel confluence. **International Journal of Sediment Research**, v. 27, n. 2, p. 178-187, 2012.

MAGALHÃES JUNIOR, Antônio Pereira; BARROS, Luiz Fernando de Paula. **Hidrogeomofologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020.

MARQUES NETO, Roberto; SILVA, Felipe Pacheco; FERNANDES, Rodinei Almeida; BARRETO, Juliana Costa; EDUARDO, Carolina Campos. A espacialidade do relevo em paisagens transformadas e sua representação: mapeamento geomorfológico da bacia do Rio Paraibuna, Sudeste de Minas Gerais. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 41, p. 65-81, 2017.

MUÑOZ, Viviana Aguilar; VALERIANO, Márcio de Morisson Valeriano. Mapeamento de planícies inundáveis a partir de MDE e avaliação da exposição à inundação na bacia do rio Itajai. **Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**. João Pessoa, 2015.p.3331-3338

JUIZ DE FORA. Prefeitura de Juiz de Fora. **Aquisição de imagens de alta resolução**.2012. Disponível em: https://www.pjf.mg.gov.br/e_atos/e_atos_vis.php?id=21054. Acesso em 14 jun.2022.

PANIZZA, Andrea de Castro; FONSECA, Fernanda Padovesi. Técnicas de Interpretação visual de imagens. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v.15, n.3, p.30-43, 2011.

PIÉGAY, Hervé; SCHUMM, Stanley A. System approaches in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G. Mathias; PIÉGAY, Hervé (Orgs). **Tools in fluvial geomorphology**. Inglaterra: John Wiley & Sons Ltd., 2016. P.7-102.

RICOMMINI, Claudio. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. f.319. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, 1989.

ROCHA, Paulo Cesar. Sistemas rio-planícies de inundação: geomorfologia e conectividade hidrodinâmica. **Caderno Prudentino de Geografia**, n. 33, v. 1, p. 50 – 67. 2011.

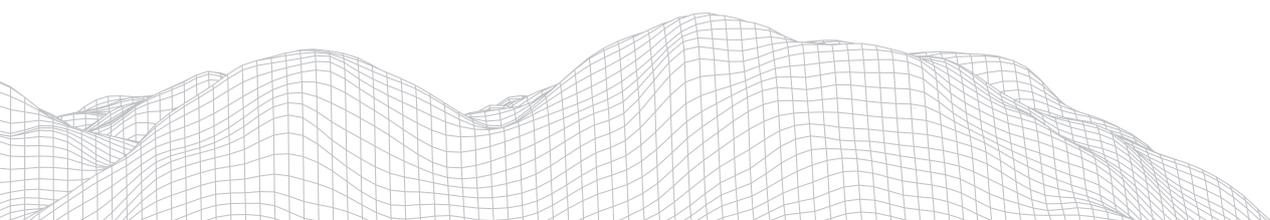
ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do departamento de Geografia**, v. 6, p. 17-29, 1992.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos,2010.

STEAUX, José Cândido; LATRUBESSE, Edgardo Manuel. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

TUPINAMBÁ, Miguel; TEIXEIRA, Wilson; HEILBRON, Monica. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 140-151, 2012.

WEBBER, Norman Bruton; GREATER, Clive Alan. An investigation of flow behaviour at the junction of rectangular channels. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers**, v. 34, n. 3, p. 321-334, 1966.



PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO DE ANOMALIAS DE DRENAGEM A PARTIR DA ANÁLISE DA RELAÇÃO DECLIVIDADE-EXTENSÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEREQUÊ AÇU, PARATY-CUNHA (RJ/SP)

3084

Luiza Pires dos Santos

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Av. Governador Roberto Silveira, s/n, Moquetá, Nova Iguaçu, RJ,

CEP 26020-740

E-mail: luizageopires@gmail.com

Laura Delgado Mendes

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Av. Governador Roberto Silveira, s/n, Moquetá, Nova Iguaçu, RJ,

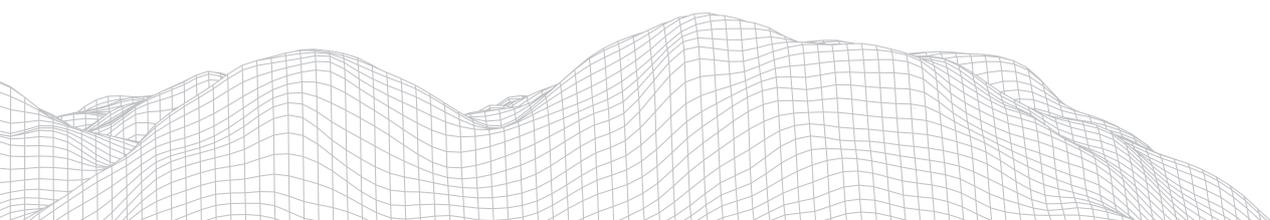
CEP 26020-740

E-mail: lauradmendes@gmail.com

Resumo

O trabalho analisa a classificação de anomalias de drenagem nos rios da bacia hidrográfica do Perequê Açu (Paraty - RJ), de forma a correlacioná-las com o quadro lito-estrutural e evolução tectônica que imprime condições importantes na dinâmica geomorfológica. A metodologia foi baseada no parâmetro proposto por Hack (1973) e adaptado por Etchebehere *et al.* (2004) para identificação da relação declividade-extensão, com três grupos de classes, incluindo a tradicionalmente utilizada e uma aqui indicada. Os dados foram gerados em Sistema de Informação Geográfica, via extensão *Knickpoint Finder*, a partir de Modelo Digital de Elevação com base em imagem *Alos Palsar*. Os resultados mostram que as novas classes utilizadas permitem observar uma distribuição das anomalias, com índices intermediários, que não teriam sido identificados a partir da utilização de proposta metodológica comumente utilizada, e são muito úteis para análise do contexto morfoestrutural e morfotectônico da área.

Palavras-chave: Relação declividade-extensão; anomalias de drenagem; morfotectônica



1. Introdução

Os rios são elementos importantes para a análise de alteração da paisagem porque são muito sensíveis às alterações, seja pelas influências antropogênicas mais recentes ou por deformações associadas à evolução geológica regional numa escala de tempo longo, em especial em contexto da neotectônica (SAADI, 1993), com influência significativa na evolução morfodinâmica do Sudeste do Brasil (HASUI, 1990), que exhibe uma evolução complexa associada a eventos de reativação tectônica e que tiveram papel importante na configuração geomorfológica regional.

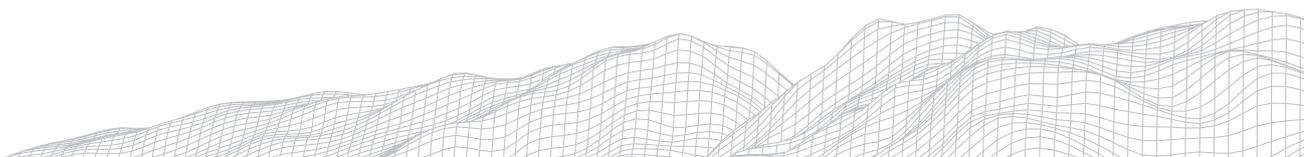
A geomorfometria, como ciência da quantificação topográfica (PIKE *et al.*, 2009), extremamente útil na análise de bacias hidrográficas, aplicada ao estudo dos seus rios ou canais de drenagem, permite mapear e quantificar informações importantes para a caracterização e associação com o quadro morfotectônico. Sabe-se que essa caracterização pode ser realizada a partir de informações quantitativas variadas, como em termos de extensão, área, forma, densidade de canais, etc, facilitando tanto a compreensão da dinâmica de uma bacia hidrográfica isoladamente como comparações entre várias. Algumas análises quantitativas também permitem inferir sobre parâmetros morfológicos que explicitam indicadores físicos que podem ser específicos para determinado local, de forma a qualificar as alterações ambientais ocorridas (PISSARRA *et al.*, 2004).

Quando se considera a rede hidrográfica, Christofolletti (1969) aponta que a sua análise pode levar à compreensão e à elucidação de numerosas questões geomorfológicas, pois os cursos d'água constituem processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre, ou seja, o rio é um dos principais agentes na caracterização morfométrica, pois todos os acontecimentos que ocorrem na bacia de drenagem repercutem nele, direta ou indiretamente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Entre diversos parâmetros utilizados nesse tipo de abordagem estão incluídos a Relação declividade-extensão (RDE) ou Índice de Hack (HACK, 1973), Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) (HARE e GARDNER, 1985), Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) (COX, 1994), Perfil Topográfico de Faixa e Normalizado (PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2017), Integral Hipsométrica (*Hipsometryc Integral* - HI) (KELLER e PINTER, 1996), Índice de Atividade Tectônica (IAT) (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008), entre outros, alguns já utilizados tradicionalmente e outros mais recentes, adaptados ou favorecidos pelas ferramentas e recursos de geotecnologias desenvolvidos nas últimas décadas e muito úteis para as pesquisas em Geociências.

O índice Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE *et al.* 2004), adaptado a partir do "Índice de Hack" ou *Stream Length-Gradient Index (SL Index)* (HACK, 1973), é um parâmetro morfométrico que analisa perfis longitudinais de rios ou de trechos de drenagem a partir do cálculo da declividade do trecho, multiplicada pela distância entre esse trecho e a nascente do rio (SALAMUNI *et al.*, 2013). Etchebehere *et al.* (2006) afirmam que a Relação Declividade-Extensão (RDE) é utilizada para identificar os cursos de água que possuem deformações crustais, mesmo que sutis, indicando as possíveis anomalias em cada trecho do seu curso.

Os índices RDE são indicadores sensíveis de mudanças na declividade de um canal fluvial, que, por sua vez, pode estar associada à desembocaduras de tributários de caudal expressivo, diferentes resistências à erosão do substrato litológico e/ou atividade tectônica (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004). Os autores reiteram que o índice cresce onde o rio flui sobre rochas mais resistentes e decresce onde percorre um substrato mais macio. Nesse sentido, uma vez que relaciona a declividade do canal com a extensão do respectivo trecho, Martinez (2005) observa que a sua utilização permite detectar no perfil longitudinal alterações no curso de um rio e fornece, assim, um índice para comparação de trechos fluviais de diferentes magnitudes.



Segundo Salamuni *et al.* (2013), o objetivo final, após medir os índices de diversos segmentos (RDE segmento) e os índices RDEt (RDE total) de suas respectivas drenagens, é justamente compará-los para determinar quais segmentos possuem declividade anômala. Nessa perspectiva, a utilização dos índices RDE se apresenta como “simples, rápida e apropriada para avaliações de cunho regional, permitindo definir setores anômalos em cada drenagem” (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004, p.54).

Alves e Rossetti (2015) observam que a análise morfoestrutural, fundamentada em dados qualitativos e/ou quantitativos extraídos da drenagem e das formas de relevo, pode auxiliar no reconhecimento de estruturas tectônicas, principalmente em escala regional. Segundo Couto *et al.* (2011), o entendimento do contexto geológico e geomorfológico e os processos estruturais atuantes em determinadas áreas podem ser compreendidos a partir do comportamento da rede de drenagem, seus padrões, formas e morfometria.

No entanto, a estratégia de definição de classes de anomalias consideradas em diversos estudos pode ocultar informações importantes que permitiriam uma análise mais detalhada, como influências geológicas e/ou estruturais mais pontuais, que podem ter um papel importante em processos evolutivos e/ou morfodinâmicos. Identificar diferenças entre as metodologias aplicadas para a análise das anomalias pode favorecer correlações que não seriam possíveis a partir da utilização de uma única proposta metodológica.

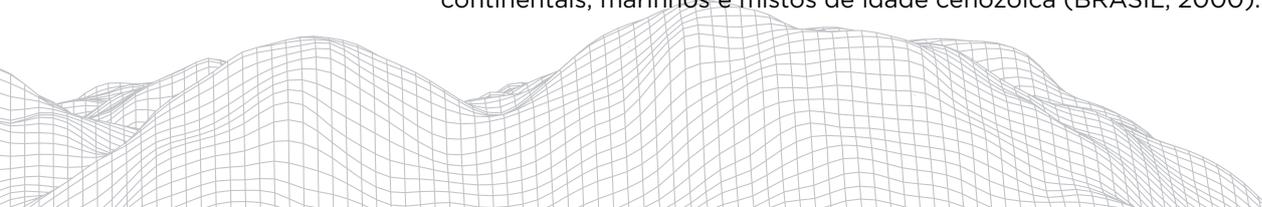
Nesse sentido, o objetivo do trabalho é comparar diferentes propostas de classificação de anomalias utilizadas na análise da Relação declividade-extensão (RDE) ou Índice de Hack (HACK, 1973) na identificação e quantificação de anomalias nos rios da bacia hidrográfica do Perequê Açu (Paraty - RJ), de forma a correlacioná-las com o quadro litológico-estrutural e o contexto morfotectônico da área, que imprime condições importantes na sua evolução geomorfológica.

2. Área de estudo

A bacia hidrográfica do Rio Perequê Açu situa-se na região hidrográfica RH-I Baía da Ilha Grande (INEA, 2013), no município de Paraty, estado do Rio de Janeiro (Figura 1), numa área territorial de 924,296 km². As suas coordenadas correspondem à latitude 23° 12' 30"S e longitude 44° 45' 30". Suas nascentes estão no Parque Nacional da Serra da Bocaina, nome local para a Serra do Mar, que constitui um grande divisor de águas entre o Vale do rio Paraíba do Sul, o litoral norte paulista e a Baía de Ilha Grande, no litoral sul fluminense (ICMBIO, 2006), e foz no centro histórico da cidade.

Conforme Amador (1988), a Serra do Mar, com as suas diversas denominações locais (Órgãos, Araras, Bocaina etc.), que se estende na direção SW- NE, é um bloco falhado e basculado para o norte, com uma escarpa íngreme voltada para o mar. Dispõe-se como uma grande barreira de escarpa de linha de falha, com desníveis que chegam a alcançar o máximo de 2.400 metros de altitude (AMADOR, 1988). Constitui, junto com a serra da Mantiqueira, a mais destacada feição orográfica da borda atlântica do continente sul-americano (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

Geologicamente, a área de estudo está situada no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2000), com rochas proterozóicas da sequência Metavulcânica-Sedimentar (xistos) e do complexo Gnaissico-Granitóide (granitos e gnaisses) (BRASIL, 2000). Segundo o mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, produzido na escala 1:400.000 pelo CPRM (2001), a bacia do rio Perequê Açu encontra-se sobre o Granito Parati, de idade paleozóica, predominante na área, ao lado do Granito Parati-Mirim (Neoproterozóico), além de sedimentos continentais, marinhos e mistos de idade cenozóica (BRASIL, 2000).



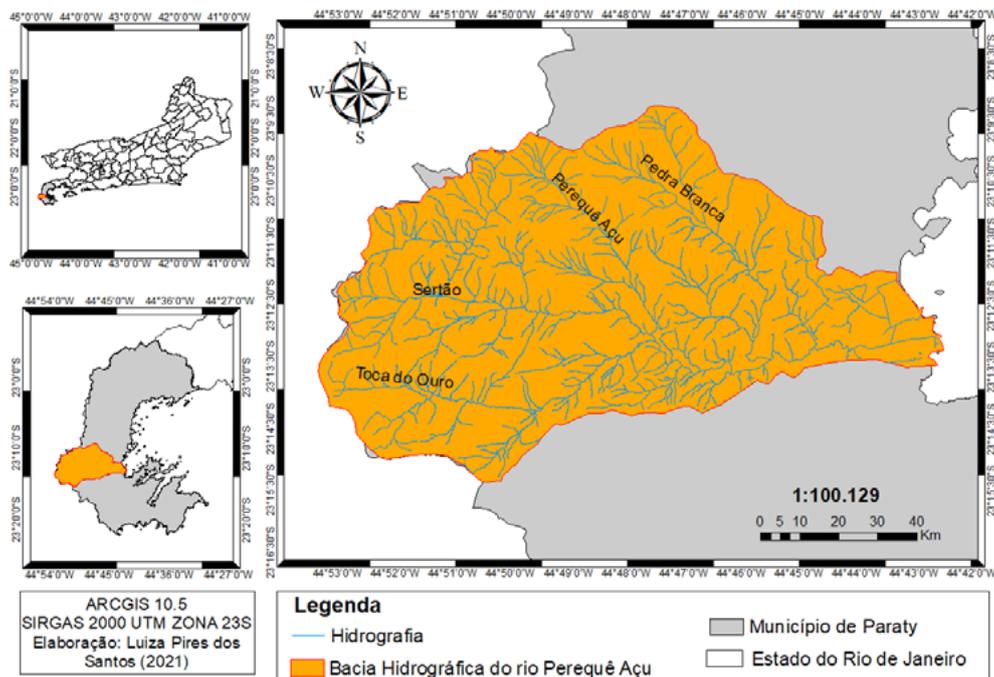


FIGURA 1: Mapa de localização da bacia hidrográfica do Perequê Açu (Paraty, RJ), com destaque para os principais rios analisados nessa pesquisa: Pedra Branca, Perequê Açu, Sertão e Toca do Ouro.

A tectônica mesozoica-cenozoica assume papel fundamental na morfologia da região Sudeste, em especial no Estado do Rio de Janeiro que, desde então, foi e continua sendo remodelada por processos morfogenéticos, exibindo o seu aspecto atual (MENDES, 2004). Gontijo-Pascutti *et al.* (2012) ressaltam que é uma área afetada por um expressivo sistema de zonas de cisalhamento neoproterozóico. Essas zonas de cisalhamento, bem como discontinuidades (juntas e falhas) de diversas orientações formadas em processos antigos, também se movimentaram como falhas transcorrentes, normais e inversas afetando tanto o embasamento quanto a cobertura sedimentar, e condicionaram o relevo em blocos altos, baixos e adernados, controlaram a dinâmica erosiva e sedimentar e a pedogênese (GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012).

A área está inserida geomorfologicamente no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico, na unidade das Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina, integrando também a unidade de Planícies Fluviais e Flúvio-Marinhas (SILVA, 2002). Esse domínio caracteriza-se pela morfologia de colinas, de topografia suave, e topos subnivelados até terrenos montanhosos, limitando-se ao sul com as planícies flúvio-marinhas da Baía da Ilha Grande e, a norte, com a Depressão Interplanática médio Paraíba do Sul (SILVA, 2002). A escarpa da Serra da Bocaina caracteriza-se como um relevo de transição entre os terrenos planos das exíguas baixadas flúvio-marinhas que ocupam as reentrâncias do litoral, recortado do sul fluminense e a zona colinosa a montanhosa do planalto da Bocaina (DANTAS, 2001).

Constitui também um importante reservatório de água no solo, com grande disponibilidade hídrica proporcionada pelo alto índice de precipitação total anual, influenciada pela orografia e cobertura vegetal, abrigada em Unidades de Conservação importantes do Estado do Rio de Janeiro que integram o Mosaico da Bocaina (INEA, 2015), com grandes extensões de mata contínua. Apresenta diversos tipos de vegetação, como floresta Ombrófila Densa (Submontana, Montana e Alto Montana), Floresta Ombrófila Mista Alto Montana e Campos de

Altitude (ICMBio, 2006). No entanto, e a despeito dessas condições, de ter o turismo como principal atividade econômica e, ainda, o título de Patrimônio da Humanidade, como Battemarco *et al.* (2017) descreve, o município de Paraty enfrenta problemas decorrentes de um crescimento urbano com planejamento ineficaz, da consequente ineficiência dos sistemas de drenagem, degradação dos rios e das alterações de uso e cobertura do solo feitas em áreas frágeis.

3. Metodologia

A pesquisa foi realizada a partir do levantamento de referencial teórico, metodológico e cartográfico, a partir de dados prévios e novos, sobre os temas abordados e contexto geológico e geomorfológico da área de estudo. Os dados vetoriais para a delimitação da bacia de drenagem foram obtidos via Ministério Público do Rio de Janeiro (MPRJ) (<http://apps.mprj.mp.br/sistema/inloco/>) e mapa geológico via Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (<http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>).

Os dados morfométricos foram gerados no ArcGIS® 10.5, sob licença do Laboratório de Geociências e Estudos Ambientais do Instituto Multidisciplinar da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, a partir de imagem Alos Palsar, com 12,5 metros de resolução espacial, disponibilizada gratuitamente pela *Alaska Satellite Facility* (ASF).

Para a geração dos dados foi utilizada uma sucessão de ferramentas presentes no *ArcToolbox* do ArcGIS® 10.5, para geoprocessamento, conversão de dados e análise, além de arquivos vetoriais e raster. As feições topográficas e hidrográficas foram geradas automaticamente.

No processamento e tratamento do Modelo Digital de Elevação (MDE), projetado na coordenada SIRGAS 2000 UTM no fuso 23S, foi utilizada a ferramenta *Fill* para corrigir possíveis depressões no relevo. Após essa correção, utilizou-se *Hillshade* para gerar o mapa de sombreamento do relevo. Com o *Flow Direction* determinou-se a direção do fluxo de escoamento da água e com a ferramenta *Basin* foi possível a identificação das linhas das serras entre as bacias na imagem raster de direção de fluxo e, assim, a delimitação das bacias. O fluxo acumulado de escoamento foi gerado pela ferramenta *Flow Accumulation*. A função *CON (Conditional)* estabelece uma condição para criar o limiar, filtrando apenas os pixels significativos. Com essa condição, todas as células do raster com valor superior a 500 foram consideradas durante a criação de um novo mapa raster. As demais células foram transformadas em *NODATA*. Finalmente, a rede hidrográfica foi gerada pela *Stream Order*, uma vez que foi individualizada e hierarquizada segundo Strahler (1952), utilizando *Stream to Fetaure* para obter o produto final, a ordem hidrográfica de cada segmento.

A partir da preparação dos dados básicos necessários para o desenvolvimento da pesquisa procedeu-se a análise do índice Relação Declividade-Extensão (RDE) ou índice de Hack (HACK, 1973), gerado a partir Sistema de informação Geográfica ArcGIS®, via extensão *Knickpoint Finder*, desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa em Neotectônica da Universidade Federal do Paraná (SALAMUNI *et al.* 2013). Segundo os autores, o algoritmo produzido para essa finalidade unifica segmentos de drenagem, transforma linhas 2D em 3D, com adição de valor de altitude (Z) a partir de ferramenta de interpolação e, finalmente, permite medir os índices RDE e identificar automaticamente no mapa os pontos de rupturas de declive (*knickpoints*) a partir das informações de altitude e localização (coordenadas X e Y) (SALAMUNI *et al.* 2013). A ferramenta se baseou no trabalho de Etchebehere *et al.* (2004) e utilizou como arquivo de entrada uma imagem *raster* com dados de elevação de onde é extraído o sistema de drenagem e calculado os índices RDE por segmento (RDES) e total (RDET). De acordo com Salamuni *et al.* (2013), o resultado final é uma malha de pontos, cuja densidade depende da escala de trabalho e do valor escolhido para as curvas de nível, sendo aqui utilizada a equidistância de 100 metros.



O método aplicado para extrair o índice RDE, proposto por Hack (1973), é calculado da seguinte forma:

$$RDE = (Dh/Dl) \cdot L \text{ (Eq. 1)}$$

Onde, Dh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água; Dl é a projeção horizontal da extensão do referido segmento; Dh/Dl corresponde ao gradiente da drenagem naquele trecho; e L é o comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado.

Já o índice RDE total segue a equação:

$$RDEt = (Dh / Dg) \cdot L \text{ (Eq. 2)}$$

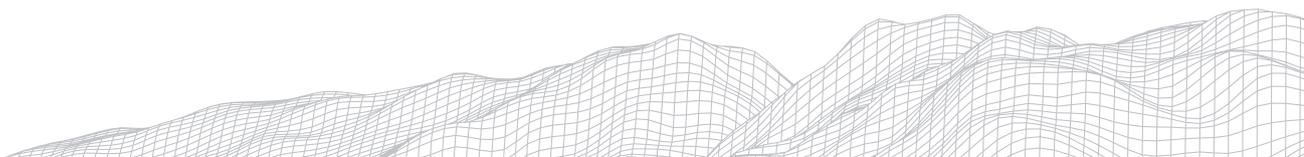
Onde, Dh é a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença entre a cota localizada a montante do rio e a cota localizada na sua foz; Dg L é o logaritmo natural da extensão total do curso d'água.

Os pontos de ruptura de declive e/ou anomalias de drenagem identificados foram classificados em três (03) grupos de forma a permitir uma análise comparativa dos resultados: (1) baseada em ETCHEBEHERE *et al.* (2006), que propõe as anomalias de primeira e segunda ordem; (2) proposta por ANDRADES FILHO (2010), com a divisão em quatro classes; e (3) proposta neste trabalho em seis classes. O detalhamento de cada proposição de classes será apresentado a seguir.

De acordo com ETCHEBEHERE *et al.* (2006) as anomalias são classificadas em duas (02) classes, como de 1ª ordem ($RDEs/RDEt \geq 10$) ou 2ª ordem ($2 \leq RDEs/RDEt < 10$), sendo o $RDEs/RDEt = 2$ o limiar da faixa de anomalias. Segundo Seeber e Gornitz (1983), os trechos com valores entre 0 - 2 não apresentam anomalias, ou seja, a região está equilibrada; valores de 2 -10 são consideradas as anomalias de 2ª ordem; e os valores acima de 10 são anomalias de 1ª ordem. Pode-se dizer que anomalias de primeira ordem são encontradas em trechos onde a declividade é bastante elevada, enquanto que as de segunda ordem são identificadas em trechos com declividade pouco acima da curva normal para o padrão da drenagem (MONTEIRO *et al.*, 2014). Ainda de acordo com Seeber e Gornitz (1983 *apud* ETCHEBEHERE *et al.*, 2006), tais limiares já refletiriam *knickpoints* ao longo das drenagens, representando pontos anômalos a serem investigados inclusive do ponto de vista neotectônico, descartadas outras possibilidades causativas, tais como rochas mais resistentes, junção de tributário caudaloso, erosão remontante por abaixamento de nível de base a jusante. Como também observam Salamuni *et al.* (2013), não se pode descartar que há *knickpoints* gerados por processos erosivos e/ou intempéricos que agem de forma diversa em litotipos variados, devido às diferenças de resistência entre rochas de natureza diversificadas.

Andrades Filho (2010) utilizou uma adaptação na divisão das classes propostas inicialmente por ETCHEBEHERE *et al.* (2006) e baseadas em Seeber e Gornitz (1983), em quatro (04) classes divididas em: menores que 2; maiores que 2 e menores que 4; maiores que 4 e menores que 6; e maiores que 6, o que se justificaria devido ao clima tropical, logo, um índice alto de intemperismo e erosão, e a baixa intensidade tectônica do Brasil (SILVA e PAES, 2018).

Propõe-se nessa pesquisa a classificação em seis (06) classes de forma comparativa e para melhor identificar e analisar as anomalias. Para isso, foram mantidas as duas primeiras classes da proposta de Andrades Filho (2010), com os mesmos intervalos, e o grupo de valores acima de 6 com uma divisão que permite uma diferenciação das anomalias de primeira e segunda ordem, como na proposta original de ETCHEBEHERE *et al.* (2006) mas, principalmente, também



admite a observação de condições anômalas intermediárias. Com base nisso, na proposta aqui apresentada, as classes foram definidas como: menores que 2; maiores que 2 e menores que 4; maiores que 4 e menores que 6; maiores que 6 e menores que 8; maiores que 8 e menores que 10; e maiores que 10.

4. Resultados e discussões

Os resultados da Relação Declividade-Extensão (RDE) obtidos a partir da definição de três grupos de classes baseados em Etchebehere *et al.* (2006), Andrades Filho (2010) e um terceiro proposto nessa pesquisa serão apresentados a seguir e correlacionados com o contexto geológico local e regional.

Na primeira classificação, baseada em Etchebehere *et al.* (2006), e de acordo com Seeber e Gornitz (1983), os trechos com valores entre 0 e 2 não apresentam anomalias, ou seja, a região está equilibrada; valores entre 2 e 10 são considerados como anomalias de 2ª ordem; e os valores acima de 10 são anomalias de 1ª ordem. Os resultados apresentados na figura 2 mostram 105 pontos de rupturas de declive (*knickpoints*), sendo que 4 pontos indicam anomalias de 1ª ordem, com três delas concentradas no rio Toca do Ouro e uma no rio do Sertão, canais que estão situados ao sul da bacia, respectivamente, além de revelar que todos os rios possuem significativa distribuição de anomalias de segunda ordem,

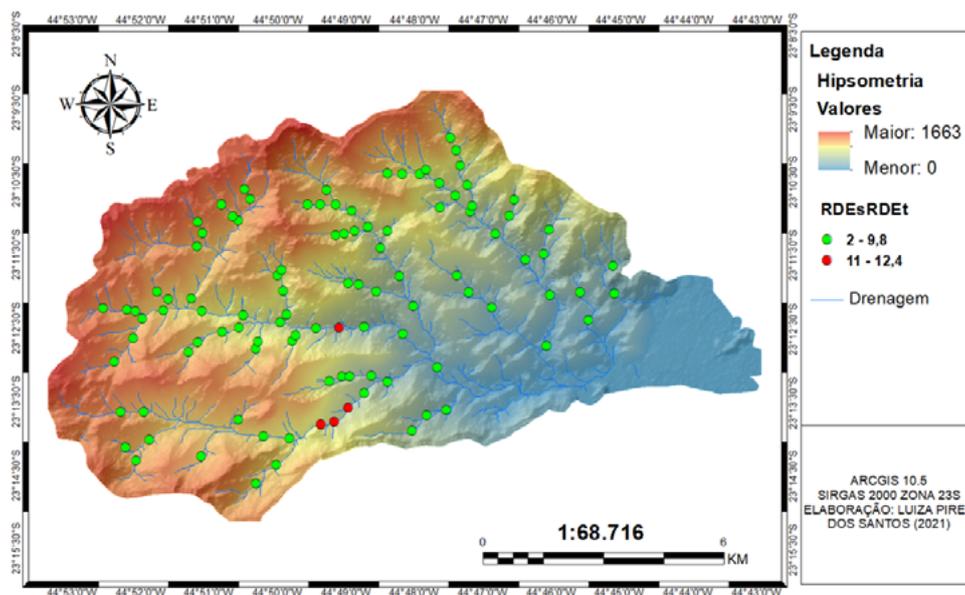


FIGURA 2: Mapa de anomalias a partir da Relação Declividade-Extensão baseada nas classes de Etchebehere *et al.* (2006), de acordo com Seeber e Gornitz (1983).

Na segunda classificação, de Andrades Filho (2010), com a divisão em quatro classes (Figura 3), observou-se que os segmentos considerados anômalos são os que resultaram em $RDE \geq 2$, e foi possível a distinção das anomalias em índices considerados moderados ($2 \leq RDE < 4$), altos ($4 \leq RDE < 6$) e altíssimos ($RDE \geq 6$) (ANDRADES FILHO, 2010). As anomalias ocorrem tanto em segmentos de alto curso dos rios, quanto nos cursos médios e baixos, sendo identificadas 18 anomalias com índices “altíssimos”, concentradas principalmente nos rios do Sertão e Toca do Ouro.

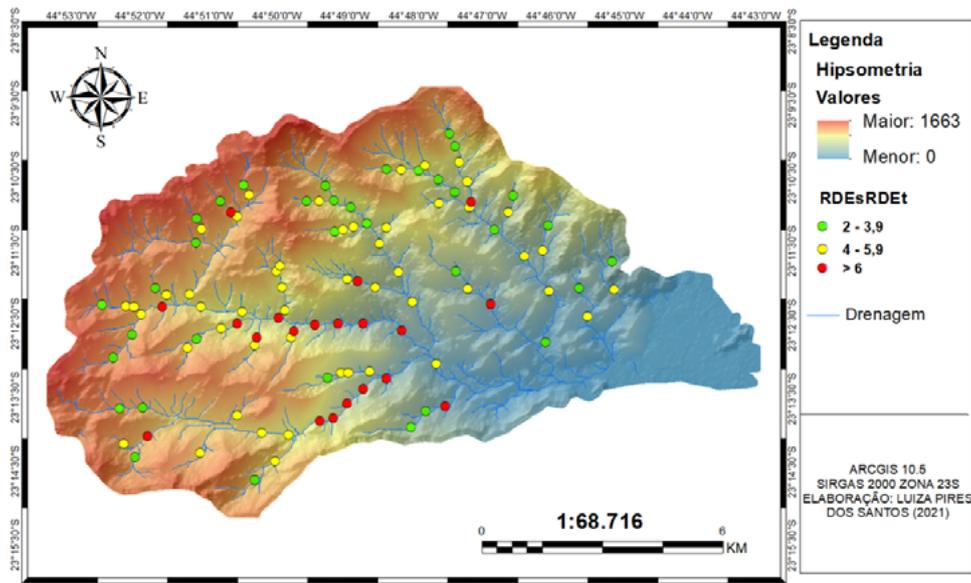


FIGURA 3: Mapa de anomalias a partir da Relação Declividade-Extensão baseada nas quatro classes de Andrades Filho (2010)

Por fim, a terceira classificação, proposta nesse trabalho, incorporou as classes utilizadas nos trabalhos anteriores, mas permitiu identificar diferenças que não seriam observadas se a análise fosse apenas baseada na proposta original de Seeber e Gornitz (1983) e Etchebehere *et al.* (2006) ou na de Andrades Filho (2010). Com tal intento, as seis classes foram definidas como: menores que 2; maiores que 2 e menores que 4; maiores que 4 e menores que 6; maiores que 6 e menores que 8; maiores que 8 e menores que 10; e maiores que 10 (Figura 4). A partir disso, considera-se: sem anomalia ($RDE \leq 2$), anomalias moderadas ($2 \geq RDE < 6$) divididas em dois grupos (moderada baixa: 2 - 3,9; e moderada alta: 4 - 5,9); anomalias altas ($6 \geq RDE < 10$); e altíssimas ($RDE \geq 10$). Incorpora-se, assim, a classificação de anomalias indicada por Seeber e Gornitz (1983) e Etchebehere *et al.* (2006), assim como de Andrades Filho (2010), mas com uma subdivisão de classes que permite diferenciar e analisar condições intermediárias.

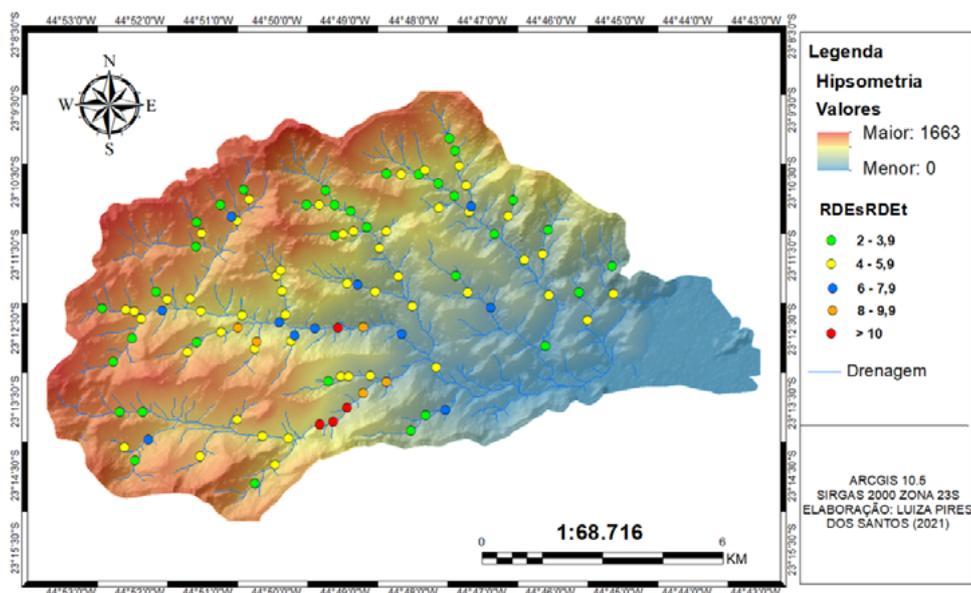


FIGURA 4: Mapa de anomalias a partir da Relação Declividade-Extensão baseada em seis classes, proposta pela pesquisa

Os resultados mostram uma maior variedade na distribuição das anomalias em vários canais ao se adicionar maior nível de detalhamento, permitindo desta forma uma melhor avaliação do grau de desequilíbrio em que se encontra toda a rede de drenagem da bacia estudada. Indica, assim como nas outras classificações, que as anomalias mais altas estão concentradas nos rios Toca do Ouro e do Sertão, mas permite também visualizar outras condições com índices em valores intermediários.

Embora ocorra uma maior dispersão de anomalias nas classes entre 2 e 5,9, observa-se uma concentração com valores intermediários entre 6 e 9,9 no rio do Sertão. Na classificação de Andrades Filho (2010) esses índices já são considerados “altíssimos”, mas para Etchebehere *et al.* (2006) ainda são anomalias de segunda ordem.

Os resultados dessa proposta de classificação da RDE mais detalhada foram correlacionados com o mapa geológico (Figura 5) onde pode-se observar que os pontos de rupturas de declive (*knickpoints*) expressos nos índices de RDEs/RDEt estão encaixados nos principais desníveis do relevo, sobretudo, associados ao sistema de falhas e lineamentos morfoestruturais. Para Salamuni *et al.* (2013), a reativação de planos de falhas, processos erosivos e intemperismo diferencial também atuam sobre disposição espacial das rupturas de declive (*knickpoints*).

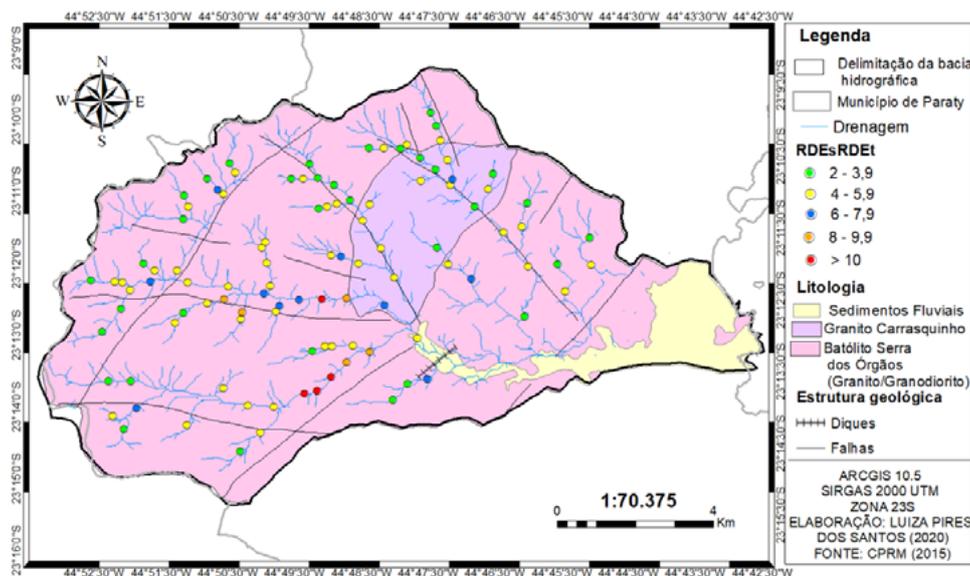


FIGURA 5: - Mapa geológico da área com dados de RDE

Estruturas geológicas com orientação NE-SW, como falhas e diques mapeados, situadas no setor central da bacia de drenagem, parecem exercer um controle importante no desenvolvimento da drenagem e evolução do relevo à montante, principalmente, com resultados que estão também expressos nas principais anomalias de drenagem mapeadas. Nesse aspecto, destaca-se a sub-bacia do rio Toca de Ouro, que apresenta as maiores anomalias e onde ocorrem estruturas que se cruzam e podem ser responsáveis pela elevação do relevo da área, como já observado por outros autores sobre a influência do cruzamento de estruturas (falhas) com diferentes orientações na geração de altos topográficos e rupturas de declive (MENDES *et al.*, 2007).

Anomalias consideradas moderadas baixas (2 - 3,9) e moderadas altas (4 - 5,9) podem ser identificadas associadas aos vales suspensos que mostram tanto uma relação com estruturas NE-SW no setor superior, quanto com a presença do

litotipo “granito carrasquinho” (Figura 5). Principalmente as anomalias moderadas baixas (entre 2 e 3,9) que, embora também ocorram em outras áreas da bacia, têm uma concentração associada a tais condições descritas que mostra-se bem definida, como pode ser observado na Figura 5. A condição de dissecação maior nessas áreas e suavização da declividade de forma mais pontual parecem justificar esses resultados.

A localização e distribuição das anomalias de drenagem, a partir da análise da relação declividade-extensão, parece refletir as condições do contexto geológico regional, principalmente a influência do controle litoestrutural, que se reflete na configuração morfotectônica influenciada por eventos de reativação tectônica, com soerguimentos, abatimentos, anomalias na rede de drenagem, capturas fluviais etc, registrados na evolução dessa área. Gontijo (1999) observa que a geração de anomalias na rede de drenagem pode ser relacionada a fatores de origem tectônica, como basculamento de blocos, soerguimentos e abatimentos ao longo de falhamentos, inclusive em situações de reativação tectônica, responsáveis também pela reestruturação dos processos de erosão e sedimentação. Para Salamuni *et al.* (2013), a reativação de planos de falhas, processos erosivos e intemperismo diferencial também atuam sobre a disposição espacial dos *knickpoints*, dos pontos de rupturas de declive, como os identificados nos rios na bacia hidrográfica do rio Pequerê Açu.

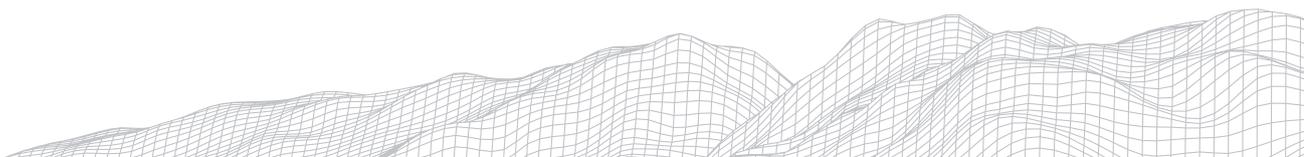
Estruturas geológicas associadas à evolução geológica regional, em especial do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) parecem exercer importante influência na diferenciação entre os setores superior e inferior da bacia, definindo compartimentos soerguidos e deprimidos, respectivamente, e condições que atuam na geração de rupturas de declive, expressas nos índices obtidos para a relação declividade-extensão.

5. Considerações finais

A análise da Relação Declividade-Extensão (RDE), a partir de uma proposta metodológica com uma classificação mais detalhada para as anomalias, permitiu identificar melhor a sua distribuição na bacia de drenagem, o que não teria sido possível com a classificação comumente utilizada nesse tipo de análise. Observou-se que, embora ocorra uma maior dispersão na bacia de anomalias nas classes entre 2 e 5,9, observa-se uma concentração de anomalias com valores intermediários entre 6 e 9,9 no rio do Sertão. Em todas as classificações, as anomalias mais altas estão concentradas nos rios Toca do Ouro e do Sertão, ou seja, são os rios que estão numa condição de menor condição de equilíbrio e parecem exercer uma maior energia do relevo na área em questão.

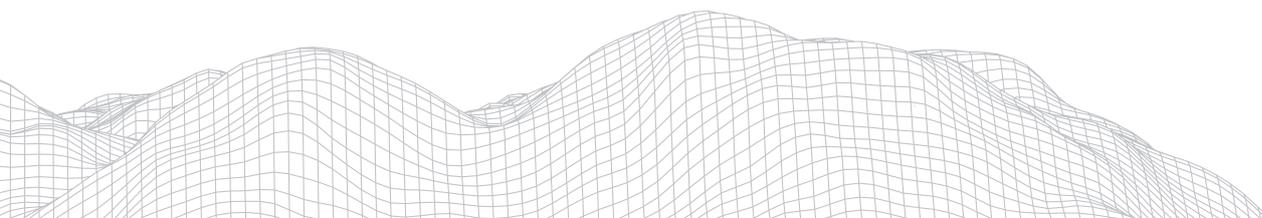
A dinâmica de fluxos dos rios sofre influência do controle morfotectônico e estrutural, embora expressos de forma variável entre os canais analisados da bacia de drenagem. A configuração da bacia e dos canais favorece a convergência de fluxos, com a confluência de vários canais fluviais para um mesmo ponto. A energia que o canal possui para executar os processos de erosão, transporte e deposição, com condições de desequilíbrios e anomalias detectadas nas análises realizadas, refletem na dinâmica de fluxos, que modelam e influenciam a energia do relevo da bacia do rio Perequê Açu interferindo na dinâmica hidrogeomorfológica.

Por fim, a bacia do rio Pequerê Açu reflete as condições do contexto geológico regional, principalmente com a influência do controle litoestrutural, que se reflete na configuração morfotectônica com compartimentos condições diferentes e que podem estar associados a soerguimentos recentes na evolução tectônica da área, nas anomalias identificadas a partir da análise de RDE e, portanto, na dinâmica da bacia de drenagem.



Referências

- ALMEIDA, F.F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n.2, 135-150, 1998.
- ALVES, F.C. ROSSETTI, D.F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, p. 559-578, 2015.
- AMADOR, E. S. Geomorfologia da planície costeira da praia do sul - Ilha Grande- uma contribuição à elaboração do plano diretor da reserva biológica. **Anuário do Instituto de Geociências**, v.11, p. 35-56, 1988.
- AMADOR, E. S. **Bacia de Guanabara e Ecossistemas periféricos**: Homem e Natureza. Rio de Janeiro: EDITORA, 1997. 539 p.
- ANDRADES FILHO, C.O. **Análise morfoestrutural da porção central da bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDESRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 177 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São Jose dos Campos, 2010.
- BATTEMARCO, B. P. MIGUEZ M. G. SOUSA, M. M. MAGALHÃES, P. C. Urbanização sem controle X Mudanças climáticas. XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Florianópolis, 2017.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra da Bocaina**. 2000. Disponível em <<http://www.paraty.com.br/bocaina/index.htm>> Acesso: 10 jul. 2020.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Revista Geomorfologia**, Campinas, v.18, n.9, p.35-64, 1969.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 188 p.
- COUTO, E. V.; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, Paraná. **Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011.
- COX R.T. 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**, v.106, n.5, p. 571-581, 1994.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil - **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2001.
- DANTAS. M. E. Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. In: CPRM - *Estudo Ambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Ministério de Minas e Energia, Brasília (DF). CD- ROM, 2001.
- EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNANDEZ, T.; CHACON, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. M.L.C., Saad A.R., FULFARO, V.J., PERINOTTO, J.A.J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, Rio Claro, v. 25, p. 290-319, 2006.
- GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Estadual de São Paulo - Campus Rio Claro, 1999.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; HASSUI, Y.; SANTOS, M. S. & SOARES JUNIOR, A. V.; SOUZA, I. A. (2012) As serras do Mar e da Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M. & BARTORELLI, A. (Org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 549- 573.



HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U. S. Geol. Survey Jour Research**, Reston, VA, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HARE, P.H.; GARDNER, T.W.M. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACH J.T. (Eds.) **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen and Unwin, 1985, p. 75-104.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, Belo Horizonte, 1990. **Anais ...Belo Horizonte: SBG/MG**, p.1-31.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J. From collision to extension: the roots of the Southeastern Continental Margin of Brasil. In: MOHRIAK, T.; TALWANI, M. (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington: American Geophysical Union, 2000, p.1-34.

ICMBio - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. **Plano de Manejo da ESEC Tamoios**. 2006. Disponível em: <<https://www.icmbio.gov.br/eseetamoios/destaques/16-plano-de-manejo/48-plano-de->> Acesso: 06 mai. 2019.

INEA. Governo do Estado do Rio de Janeiro. **Atlas de Unidades de Conservação do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Metalivros, 2015. 172 p.

INEA. Resolução CERHI-RJ n° 107 de 22 de maio de 2013. **Nova definição das regiões hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro**. Disponível em: <<http://www.ceivap.org.br/legirj/ResolucoesCERHI/Resolucao-CERHI%20107.pdf>> Acesso: 07 out. 2020.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 123 p.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal**. 2005. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

MENDES, L. D. **Tectônica, rede de drenagem e sedimentação no Planalto Serrano do Estado do Rio de Janeiro: o caso da bacia do rio Bonito (Petrópolis, RJ)**. 2004. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 8, n° 1, p. 63-77, 2007.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências**, v. 33, n. 4, p.616-628, 2014.

PEREZ-PENA, J. V.; AL-AWABDEH, M.; AZANON, J. M.; GALVE, J. P.; BOOTH-REA, G.; NOTTI, D. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers & Geosciences**, v. 104, p. 135- 150. 2017.

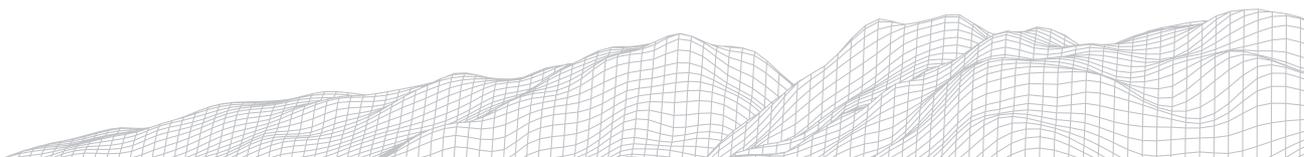
PIKE, R. J.; EVANS, I. S.; HENGL, T. Geomorphometry: a brief guide. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (Eds) **Geomorphometry: concepts, software, applications**. Amsterdam: Elsevier, 2009. 765 p.

PISSARA, T.C.T.; POLITANO, W.; FERRAUDO, A.S. Avaliação de características morfométricas na relação solo-superfície da bacia hidrográfica do córrego Rico, Jaboticabal (SP). **Rev. Bras. Ciência do Solo**, Viçosa, n.28, p.297-305, 2004.

SAADI, A. Neotectônica e tectônica recorrente na porção sul do Cratón do São Francisco In: SIMP. CRATÓN SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. **Anais...** Salvador, SBG/BA. p. 230 - 232.

SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R.; SILVA, P. A. H.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, G. **Knickpoint Finder: Ferramenta Para a Busca de Geossítios de Relevante Interesse para o Geoturismo**. **Boletim Paranaense de Geociências**, v.70, p. 200-208, 2013.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem - uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente - ES**. 2008. 147 f. Tese de Doutorado. IGC/UFMG.



Belo Horizonte, 2008.

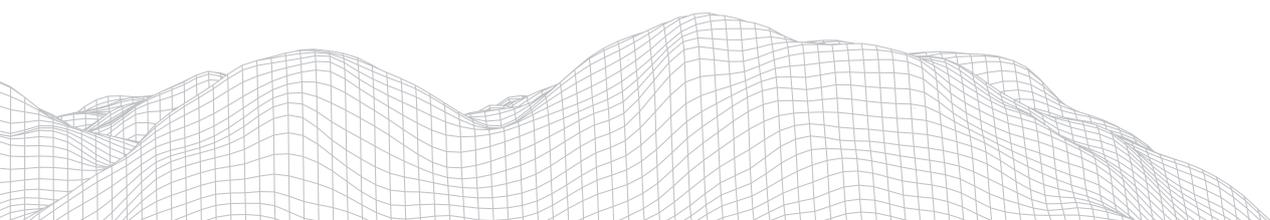
SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p.335-367, 1983.

SILVA, T. M. **A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. 2002. 264 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SILVA, T. M. PAES, T. V. Parâmetros morfométricos aplicados a análise tecno erosiva em bacias de drenagem. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro, n. 33, e, 37684, 2018.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geol. Soc. America Bulletin**, n.63, p. 1117-1142, 1952.

ZÁLAN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, maio/nov. 2005.



RELAÇÃO ENTRE ANOMALIAS, GEOLOGIA E MORFOLOGIA FLUVIAL DO ALTO CURSO DO RIO PIRANHAS, SEMIÁRIDO PARAIBANO

3098

Jeferson Mauricio Rodrigues

Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, CEP: 58051-900

E-mail: jefersonmrgeo@gmail.com

Jonas Otaviano Praça de Souza

Universidade Federal da Paraíba

Campos I, Loteamento Cidade Universitária, CEP: 58051-900

E-mail: jonasgeoufpe@yahoo.com.br

Rafael Albuquerque Xavier

Universidade Estadual da Paraíba

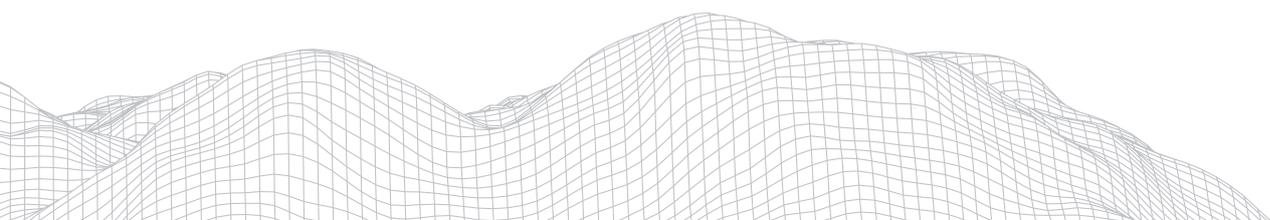
Rua Baraúnas, 351 – Universitário, Campina Grande, CEP: 58429-500

E-mail: xavierra@uol.com.br

Resumo

Este trabalho tem como objetivo analisar a relação entre anomalias, geologia e morfologia de trechos do canal principal do alto curso do rio Piranhas. Foi utilizada a proposta metodológica de índice de gradiente para identificação das anomalias. Após a relação de algumas variáveis do perfil longitudinal, foi possível detectar valores de anomalias para o alto curso do rio Piranhas. Desta maneira, foi possível identificar que as anomalias de 1º Ordem estão relacionadas com as áreas de contato entre diferentes unidades geológicas, enquanto as anomalias de 2º Ordem refletem a concentração em unidades geológicas que apresentam diferentes níveis de resistência interna. Este condicionante (Anomalias) gera diferentes morfologias fluviais, onde as áreas de leito rochoso estão associadas a anomalias de 1º Ordem, enquanto as áreas com acúmulo de sedimentos estão vinculadas a trechos que possuem anomalias de 2º Ordem ou que não apresentam anomalias.

Palavras-chave: Anomalias; Perfil longitudinal; Morfologia fluvial.



1. Introdução

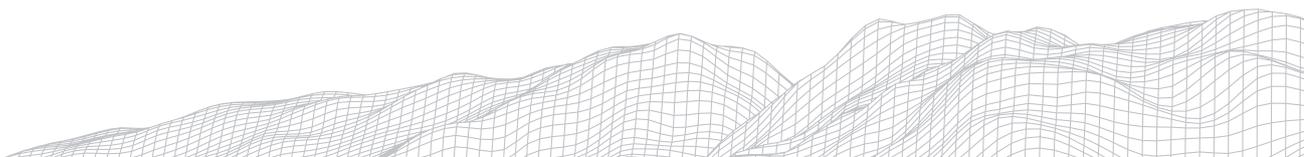
O perfil longitudinal de um rio representa suas variações topográficas no que tange à altimetria e declividade de sua nascente até a foz através de um plano cartesiano. De modo geral, o perfil longitudinal de um rio está intimamente ligado ao relevo, representando o rio através de um eixo de ordenadas que representa as altitudes e outro eixo de abscissas que representa a extensão (SILVA et al., 2016). O perfil Longitudinal apresenta tipicamente uma curva parabólica côncava e declividades mais acentuadas em direção à nascente e declividades menores próximo à foz (CHRISTOFOLETTI, 1981).

É importante salientar que perfis que estejam dentro da perspectiva da concavidade exponencial apresentam equilíbrio no balanço de sedimentos, tendo em vista a importância da exportação de material sedimentar e energia (SCHUMM, 1977). No entanto, é praticamente impossível de observar na natureza um perfil exatamente côncavo, tendo em vista suas irregularidades naturais e declives acentuados gerados por fatores geomorfológicos (LIMA, 2013). Nesse sentido, entende-se como anomalia as rupturas de declive que indicam variações abruptas de altimetria do terreno em um curto espaço de extensão.

Hack (1973) foi um dos grandes nomes que analisaram o relevo em busca de relacioná-lo com o substrato rochoso e outros fatores que determinam as inclinações da superfície do terreno em que escoa um canal fluvial. Atualmente, o uso de tecnologias permite o desenvolvimento de pesquisas nessa área, onde os recursos disponíveis à cartografia através de softwares têm agilizado a dinâmica de informações e geração de dados espaciais (SILVA e NAZARENO, 2009) e conseqüentemente na identificação de anomalias. Para se identificar estas anomalias, geralmente é utilizado o índice de gradiente (*Stream Gradient Index*), proposto por Hack em 1973 e, desde então, foi difundido com diversos nomes, como índice de Hack ou Índice SL (*Slope vs Length*). No Brasil, este índice ficou denominado como índice declividade - extensão ou RDE. Devido sua simples aplicabilidade, o RDE continua sendo uma ferramenta útil nos levantamentos geológicos e geomorfológicos (LIMA, 2013)

As anomalias de drenagem representadas como rupturas de declive, indicam desajustes que podem ser classificados como anomalias de 1ª Ordem ou 2ª Ordem. Assim, as anomalias de 1ª Ordem indicam serem mais acentuadas e as de 2ª Ordem apresentam suavidade maior que a de 1ª Ordem (SILVA et al., 2016). Estas anomalias comprometem ou condicionam os processos geomorfológicos atuantes em um canal fluvial, pois a velocidade do fluxo e a carga detrítica transportada são condicionados pelo declive da superfície (CHRISTOFOLETTI, 1980), ou seja, estas anomalias provocam alterações no transporte e na fisiografia de um canal em trechos à montante e à jusante da zona deformada (ZANCOPE; PEREZ FILHO; CARPI JUNIOR, 2009). Nessa perspectiva, diversas variáveis podem contribuir para geração de anomalias no perfil longitudinal, como o substrato geológico, movimentos tectônicos, confluência com rios tributários, barramentos e desmatamento (SILVA et al., 2016). Com isso, as atividades tectônicas e estruturas geológicas modificam o gradiente/declividade de um rio e conseqüentemente seu perfil longitudinal, desenvolvendo concavidades ou convexidades na forma do perfil longitudinal (ZANCOPE; PEREZ FILHO; CARPI JUNIOR, 2009).

O objetivo deste trabalho é analisar a relação entre as anomalias de superfície com as variações geológicas que geram diferentes morfologias no ambiente fluvial.



2. Metodologia

2.1 Caracterização da Área

Este trabalho tem como área de pesquisa a bacia do Alto Curso do Rio Piranhas localizada no Sertão paraibano (Figura 1). A área da bacia do Alto Curso do Rio Piranhas é de aproximadamente 6010,73 km², sobre a Depressão Sertaneja, tendo características físicas semelhantes a boa parte do semiárido nordestino. A Depressão Sertaneja é organizada em torno do Planalto da Borborema, e é resultado de morfologia herdada de processos morfoestruturais. Nessas zonas aplainadas os processos denudacionais superam os agradacionais, formando vastas superfícies erosivas e, conseqüentemente, pedimentos entre o sopé das encostas e os ambientes fluviais, onde a coalescência desses pedimentos formam os pediplanos - processos frequentes da chamada Depressão Sertaneja (MAIA, et al., 2010). A bacia do alto curso do rio Piranhas apresenta 21 unidades geológicas (Tabela 1), que variam em idade, resistência e litotipos. Nessa perspectiva, as rochas de litotipo menos resistentes estão associadas às unidades sedimentares e de idade mais recentes, como é o caso das unidades Rio Piranhas, Antenor Navarro, Souza e Depósitos Aluvionares, pertencentes ao fanerozóico e localizadas nas áreas mais rebaixadas da bacia. De modo contrário, as rochas mais resistentes estão associadas as unidades geológicas mais antigas e localizadas nas áreas de altitude intermediária e elevada da bacia.

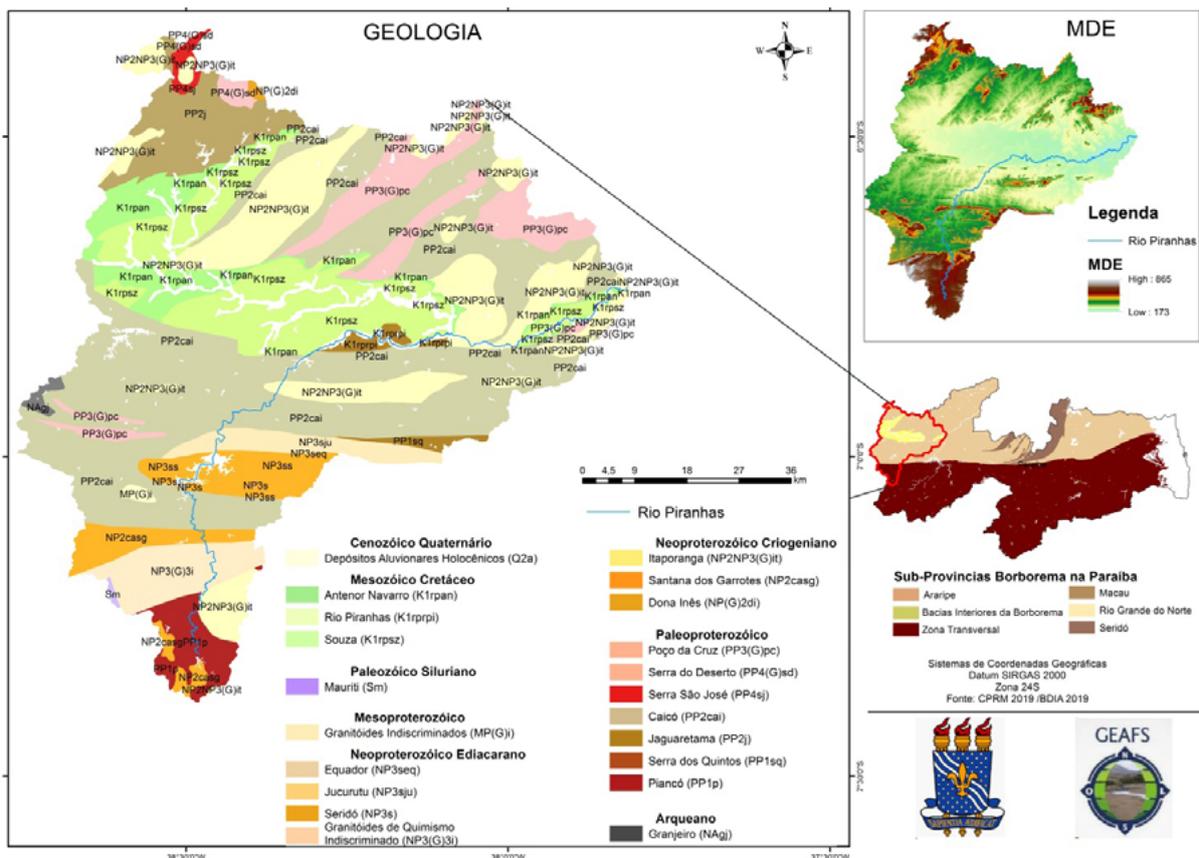


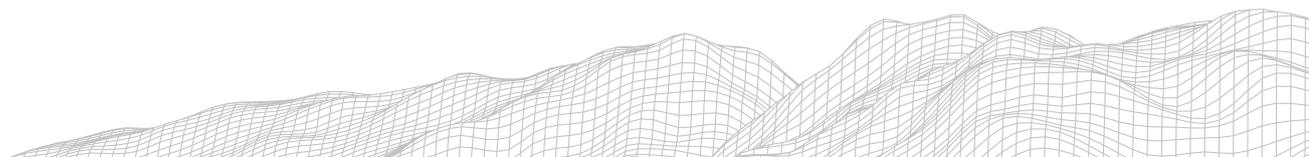
FIGURA 1: Mapa de localização e geologia da bacia hidrográfica do Alto Curso do rio Piranhas. Fonte: Autoral (2020).

TABELA 1

Descrição das unidades geológicas da bacia do alto curso do rio Piranhas.

Éon	Era	Período	Província	Sub-Província	Unidade Geológica	Código	Litologia	
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	Borborema	Cobertura Cenozoica Indiscriminada	Depósitos Aluvionares Holocênicos	Q2a	Areia siltosa, argila, cascalho	
	Mesozóico	Cretáceo	Borborema	Bacias Interiores da Borborema	Formação Antenor Navarro	K1rpan	Arenito, argilito, calhau	
			Borborema	Bacias Interiores da Borborema	Formação Rio Piranhas	K1rprpi	Arenito, arenito argiloso, conglomerado	
			Borborema	Bacias Interiores da Borborema	Formação Souza	K1rpsz	Arenito, argilito, calcário	
Paleozóico	Siluriano	Borborema	Zona Transversal	Formação Mauriti	Sm	Arenito, conglomerado		
Proterozóico	Mesoproterozóico	Ediacarano	Borborema	Rio Grande do Norte	Corpo Granitóides Indiscriminados	MP(G)i	Ortognaisse	
			Borborema	Rio Grande do Norte	Formação Equador	NP3seq	Metaconglomerado, quartzito	
			Borborema	Rio Grande do Norte	Formação Jucurutu	NP3sju	Anfibolito, calcissilicática, gnaiss	
			Borborema	Rio Grande do Norte	Grupo Seridó	NP3s	Biotita-xisto, calcissilicática, granada-biotita-xisto	
			Borborema	Zona Transversal	Corpo Granitóides de Quimismo Indiscriminado	NP3(G)3i	Calcário, granitóide	
			Borborema	Zona Transversal	Suíte Itaporanga	NP2NP3(G)it	Diatexitos, diorito, gabro, gnaiss, granito	
			Borborema	Zona Transversal	Formação Santana dos Garrotes	NP2casg	Formação ferrífera, metaconglomerado, megrauvaca	
			Borborema	Rio Grande do Norte	Suíte Dona Inês	NP(G)2di	Diorito, gabro, granito	
	Paleoproterozóico	Orosiriano	Borborema	Rio Grande do Norte	Suíte Poço da Cruz	PP3(G)pc	Diorito, leuco monzogranito, ortognaisse	
		Estateriano	Borborema	Rio Grande do Norte	Suíte Serra do Deserto	PP4(G)sd	Ortognaisse granodiorítico, ortognaisse granítico	
			Borborema	Rio Grande do Norte	Grupo Serra São José	PP4sj	Metavulcanica básica, mármore	
		Riaciano	Borborema	Rio Grande do Norte	Complexo Caicó	PP2cai	Anfibolito, biotita-xisto, migmatito	
			Borborema	Rio Grande do Norte	Complexo Jagaretama	PP2j	Anfibolito, calcissilicática, migmatito	
		Sideriano	Borborema	Rio Grande do Norte	Complexo Serra dos Quintos	PP1sq	Formação ferrífera, gnaiss, metamáfica	
			Borborema	Zona Transversal	Complexo Piancó	PP1p	Anfibolito, gnaiss, granada-xisto, mármore	
		Arqueano		Borborema	Rio Grande do Norte	Complexo Granjeiro	NAgj	Formação ferrífera, gnaiss, granito, metabasito

Fonte: CPRM (2020).



Todavia, por mais que a Depressão Sertaneja esteja circundando o Planalto da Borborema, deve-se levar em consideração que ambas fazem parte da Província Estrutural Borborema, que compreende grande parte tectônica e estrutural do Nordeste brasileiro, podendo ser entendida como uma faixa colisional envolvendo processos de amalgamação e acreção de microplacas e terrenos consolidados ao final do evento brasileiro no terciário superior, ou seja, um cinturão orogênico meso/neoproterozóico que se estende por grande parte do Nordeste (CAMPELO, 1999). A existência de zonas de cisalhamento indica a grande mobilidade que a mesma foi submetida, o que possibilitou a compreensão da Província Borborema a partir de uma subdivisão em Sub-províncias que foram delineadas com base em sua evolução tectônica e estratigráfica.

A bacia hidrográfica do Alto Curso do Rio Piranhas está compreendida sobre parte das seguintes Sub-províncias: Zona Transversal, Domínio Rio Grande do Norte, Cobertura Cenozóica Indiscriminada e Bacias Sedimentares Interiores da Borborema.

2.2 Procedimentos Metodológicos

É importante deixar claro a nomenclatura da técnica utilizada para este trabalho. A denominação de relação declividade-extensão por grande parte de acadêmicos brasileiros é designada de forma errônea, tendo em vista que o termo relação indica no sentido estrito o comportamento combinado entre as variáveis extensão e declividade, quando plotados. Neste trabalho será utilizado como nomenclatura da técnica como índice de gradiente, como proposto por Lima (2013), pois os procedimentos do índice de gradiente não concordam com o sentido de relação declividade-extensão, como será visto na descrição dos procedimentos.

No primeiro momento dos procedimentos, foi necessário gerar a drenagem para a bacia a partir de dados SRTM de 30 m disponibilizados pelo Serviço Geológico Americano, que foram processados no ArcMap 10.5.

Após a geração da rede de drenagem e delimitação do canal principal, foi gerado o índice de gradiente para o canal principal completo, onde o perfil longitudinal apresentou valores aritméticos de altitude e extensão. Para gerar o perfil longitudinal foram utilizados os dados de topografia e extensão do canal principal. Posteriormente, é necessário converter a extensão total do canal principal para escala logarítmica natural. Após a conversão foi feito o seguinte cálculo:

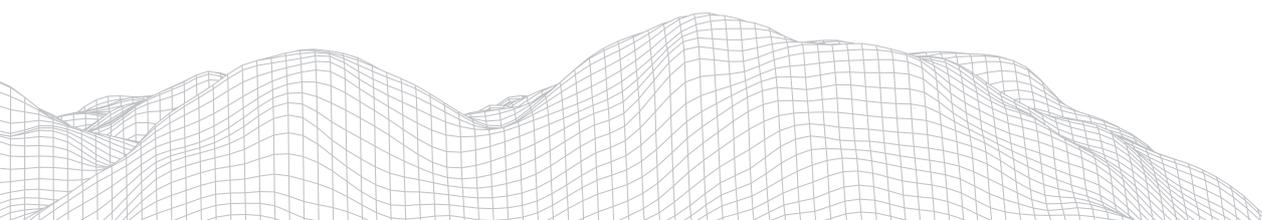
$$K_{total} = \frac{\Delta H}{\Delta \ln L}$$

Onde K_{total} é o índice de gradiente do canal principal completo, H é a amplitude do canal principal, e $\ln L$ é o logaritmo natural da extensão.

Posteriormente, foi feito um seccionamento no canal principal com intervalo de distância de 2 km, tendo em vista a necessidade de gerar o índice de gradiente para partes do canal principal. Assim, foi aplicada a seguinte fórmula para este procedimento:

$$K_{trecho} = \frac{\Delta H}{\Delta l} * L$$

De acordo com Etchebehere (2000), o K_{trecho} é o índice de gradiente do trecho, H é a amplitude do trecho, Δl é a distância entre o ponto mais alto e o mais baixo do trecho, e L é a extensão entre o ponto mais baixo do trecho e o ponto de cabeceira do canal principal como visto na Figura 1.



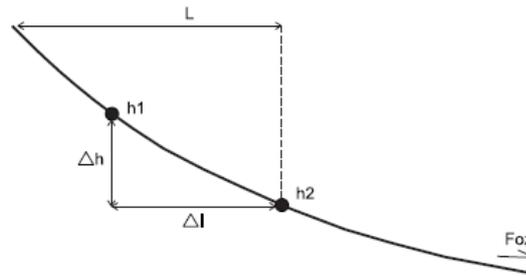


FIGURA 2: Parâmetros utilizados no cálculo do índice de Gradiente de Hack (1973).
 Fonte: Etchebehere (2000).

Após a geração do Índice de Gradiente de trecho (K_{trecho}) e Canal principal completo (K_{total}), foi possível gerar o índice de anomalia de canais através da seguinte equação:

$$Anomalia = \frac{K_{trecho}}{K_{total}}$$

Onde K_{trecho} é o índice de gradiente por trecho e K_{total} é o índice de gradiente do canal principal.

De acordo com Seeber e Gornitz (1983) os valores anômalos são obtidos através da relação dos índices de Hack trecho que divididos pelo índice Hack total, e que apresentem valores acima de 2 (dois). A razão gerada pela última fórmula é organizada em 3 parâmetros de anomalia, onde valores entre 0 e 2 correspondem a trechos equilibrados; entre 2 e 10 correspondem a anomalias de 2ª Ordem; e acima de 10 correspondem a anomalias de 1ª Ordem.

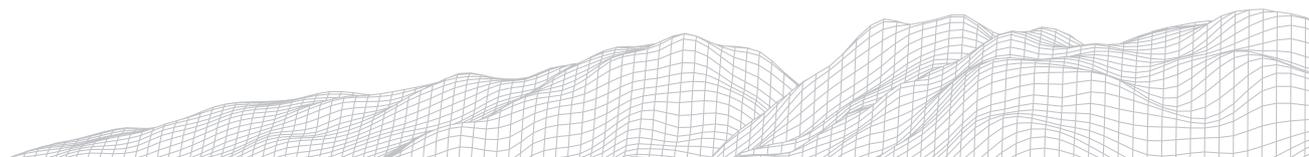
3. Resultados e Discussões

Tendo em vista que foram avaliados dados como cota superior e inferior de altitude, amplitude altimétrica e extensão dos trechos para gerar dados como índice de gradiente por trecho e posteriormente o índice de gradiente total, permitiu gerar os índices de anomalias de superfície, que indicam os trechos mais íngremes por onde o rio Piranhas escoar. Nesse sentido, foi possível identificar as anomalias de drenagem de 1ª e 2ª Ordens (Tabela 2).

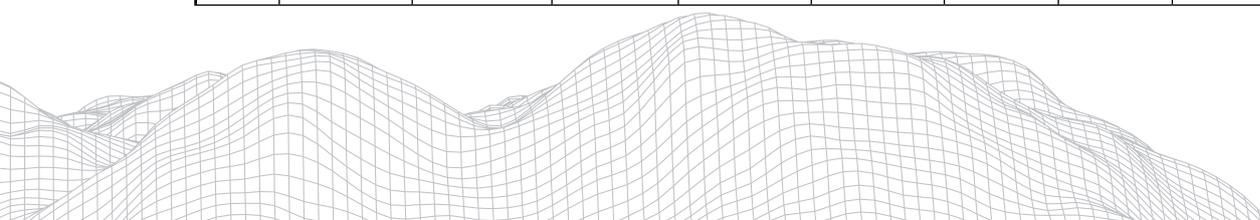
TABELA 2

Dados quantitativos utilizados para geração das informações de anomalias de superfície do rio Piranhas.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Amplitude (m)	Extensão do Trecho (km)	Extensão Total (Km)	Índice de Gradiente Trecho	Índice de Gradiente-Total	Índice de Anomalia	Ordem da anomalia
1	585,8	582,3	3,5	2	2	3,5	80,3	0,04	-
2	582,3	577,7	4,6	2	4	9,2	80,3	0,11	-
3	577,7	572,0	5,7	2	6	17,2	80,3	0,21	-
4	572,0	566,8	5,2	2	8	20,8	80,3	0,26	-
5	566,8	555,8	11,1	2	10	55,3	80,3	0,69	-
6	555,8	552,4	3,3	2	12	20,0	80,3	0,25	-
7	552,4	545,3	7,1	2	14	49,9	80,3	0,62	-
8	545,3	542,0	3,3	2	16	26,4	80,3	0,33	-
9	542,0	536,4	5,6	2	18	50,3	80,3	0,63	-
10	536,4	512,9	23,5	2	20	235,4	80,3	2,93	2º Ordem
11	512,9	500,0	12,9	2	22	141,6	80,3	1,76	-
12	500,0	494,4	5,6	2	24	67,6	80,3	0,84	-



13	494,4	415,3	79,1	2	26	1027,8	80,3	12,80	1º Ordem
14	415,3	394,7	20,6	2	28	288,9	80,3	3,60	2º Ordem
15	394,7	379,2	15,5	2	30	232,2	80,3	2,89	2º Ordem
16	379,2	339,6	39,6	2	32	633,5	80,3	7,89	2º Ordem
17	339,6	333,9	5,7	2	34	96,5	80,3	1,20	-
18	333,9	331,2	2,7	2	36	48,1	80,3	0,60	-
19	331,2	329,0	2,2	2	38	42,7	80,3	0,53	-
20	329,0	326,1	2,9	2	40	57,8	80,3	0,72	-
21	326,1	323,0	3,1	2	42	65,3	80,3	0,81	-
22	323,0	321,0	2,0	2	44	44,0	80,3	0,55	-
23	321,0	320,5	0,5	2	46	12,3	80,3	0,15	-
24	320,5	320,0	0,5	2	48	11,2	80,3	0,14	-
25	320,0	320,0	0,0	2	50	0,0	80,3	0,00	-
26	320,0	320,0	0,0	2	52	0,0	80,3	0,00	-
27	320,0	320,0	0,0	2	54	0,0	80,3	0,00	-
28	321,0	320,0	1,0	2	56	27,6	80,3	0,34	-
29	320,0	317,2	2,8	2	58	81,1	80,3	1,01	-
30	317,2	287,6	29,6	2	60	886,7	80,3	11,04	1º Ordem
31	287,6	284,2	3,5	2	62	107,1	80,3	1,33	-
32	284,2	284,0	0,2	2	64	6,1	80,3	0,08	-
33	284,7	277,6	7,0	2	66	231,4	80,3	2,88	2º Ordem
34	277,6	275,0	2,6	2	68	89,8	80,3	1,12	-
35	275,0	274,0	1,0	2	70	35,0	80,3	0,44	-
36	274,0	270,0	4,0	2	72	144,0	80,3	1,79	-
37	270,0	268,0	2,0	2	74	73,1	80,3	0,91	-
38	268,0	268,0	0,0	2	76	0,9	80,3	0,01	-
39	268,0	264,2	3,8	2	78	149,9	80,3	1,87	-
40	264,2	255,5	8,7	2	80	346,3	80,3	4,31	2º Ordem
41	255,5	255,4	0,1	2	82	2,4	80,3	0,03	-
42	255,4	255,3	0,1	2	84	5,9	80,3	0,07	-
43	255,6	255,3	0,3	2	86	13,9	80,3	0,17	-
44	255,3	255,0	0,3	2	88	13,3	80,3	0,17	-
45	256,0	236,0	20,0	2	90	898,0	80,3	11,18	1º Ordem
46	236,0	234,6	1,4	2	92	63,6	80,3	0,79	-
47	234,6	231,4	3,2	2	94	151,5	80,3	1,89	-
48	231,4	230,3	1,1	2	96	54,4	80,3	0,68	-
49	230,3	228,3	2,0	2	98	95,7	80,3	1,19	-
50	228,3	226,5	1,9	2	100	92,8	80,3	1,16	-
51	226,5	224,0	2,5	2	102	125,0	80,3	1,56	-
52	224,0	224,0	0,0	2	104	0,0	80,3	0,00	-
53	224,0	221,0	3,0	2	106	159,0	80,3	1,98	-
54	221,0	220,5	0,5	2	108	28,6	80,3	0,36	-
55	220,5	219,0	1,5	2	110	80,8	80,3	1,01	-
56	219,0	217,0	2,0	2	112	111,9	80,3	1,39	-
57	217,0	214,0	3,0	2	114	171,1	80,3	2,13	2º Ordem
58	214,0	211,7	2,3	2	116	130,7	80,3	1,63	-



59	211,7	211,0	0,7	2	118	44,1	80,3	0,55	-
60	211,0	210,0	1,0	2	120	60,0	80,3	0,75	-
61	210,0	208,0	2,0	2	122	122,0	80,3	1,52	-
62	208,0	205,0	3,0	2	124	186,0	80,3	2,32	-
63	205,0	199,4	5,6	2	126	354,4	80,3	4,41	2º Ordem
64	199,4	198,0	1,4	2	128	88,0	80,3	1,10	-
65	198,0	197,0	1,0	2	130	63,7	80,3	0,79	-
66	197,0	197,0	0,0	2	132	1,3	80,3	0,02	-
67	197,0	196,0	1,0	2	134	68,9	80,3	0,86	-
68	196,0	194,5	1,4	2	136	98,3	80,3	1,22	-
69	194,5	192,0	2,5	2	138	174,3	80,3	2,17	2º Ordem
70	192,0	190,0	2,0	2	140	140,0	80,3	1,74	-
71	190,0	188,0	2,0	2	142	142,0	80,3	1,77	-
72	188,0	188,0	0,0	2	144	0,0	80,3	0,00	-
73	188,0	188,0	0,0	2	146	0,0	80,3	0,00	-
74	188,0	186,1	1,9	2	148	140,1	80,3	1,75	-
75	186,1	185,0	1,1	2	150	83,0	80,3	1,03	-
76	185,0	185,0	0,0	2	152	0,0	80,3	0,00	-
77	185,0	184,1	0,9	2	154	71,7	80,3	0,89	-
78	184,1	183,0	1,1	2	156	84,2	80,3	1,05	-
79	183,0	180,0	3,0	2	158	236,2	80,3	2,94	2º Ordem
80	180,0	179,5	0,5	2	160	40,0	80,3	0,50	-
81	180,0	179,0	1,0	2	162	81,0	80,3	1,01	-
82	179,0	177,3	1,7	2	164	141,1	80,3	1,76	-
83	177,3	176,0	1,3	2	166	106,2	80,3	1,32	-

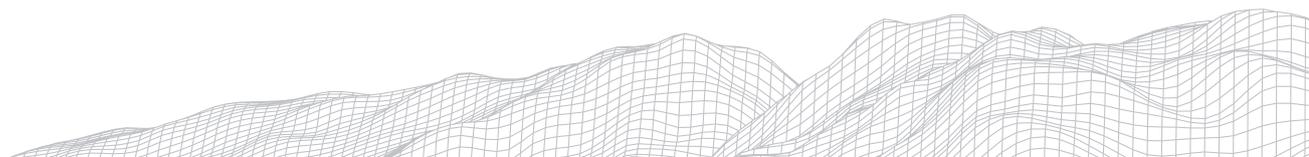
Fonte: Autoral (2020).

De modo geral, o alto curso do rio Piranhas apresenta 3 anomalias de 1ª Ordem e 11 anomalias de 2ª

Ordem. Estas anomalias relacionadas a informações de altimetria, indicam que elas estão localizadas onde ocorrem ruptura de declive, ou seja, áreas com grandes variações de altitude em extensões curtas (Figura 3). Dessa maneira, a anomalia de 1ª ordem mais próxima à cabeceira do rio reflete uma variação de 200 m de altitude em uma extensão de 4 km. Esta anomalia ocorre no contato entre a unidade geológica de granitóides de quimismo indiscriminados, constituída principalmente por calcários e granitoides do Neoproterozóico, ou seja, rochas antigas e localizadas nas áreas mais elevadas da bacia hidrográfica e a unidade Piancó, constituída por anfibolito, gnaiss, granada-xisto e mármore.

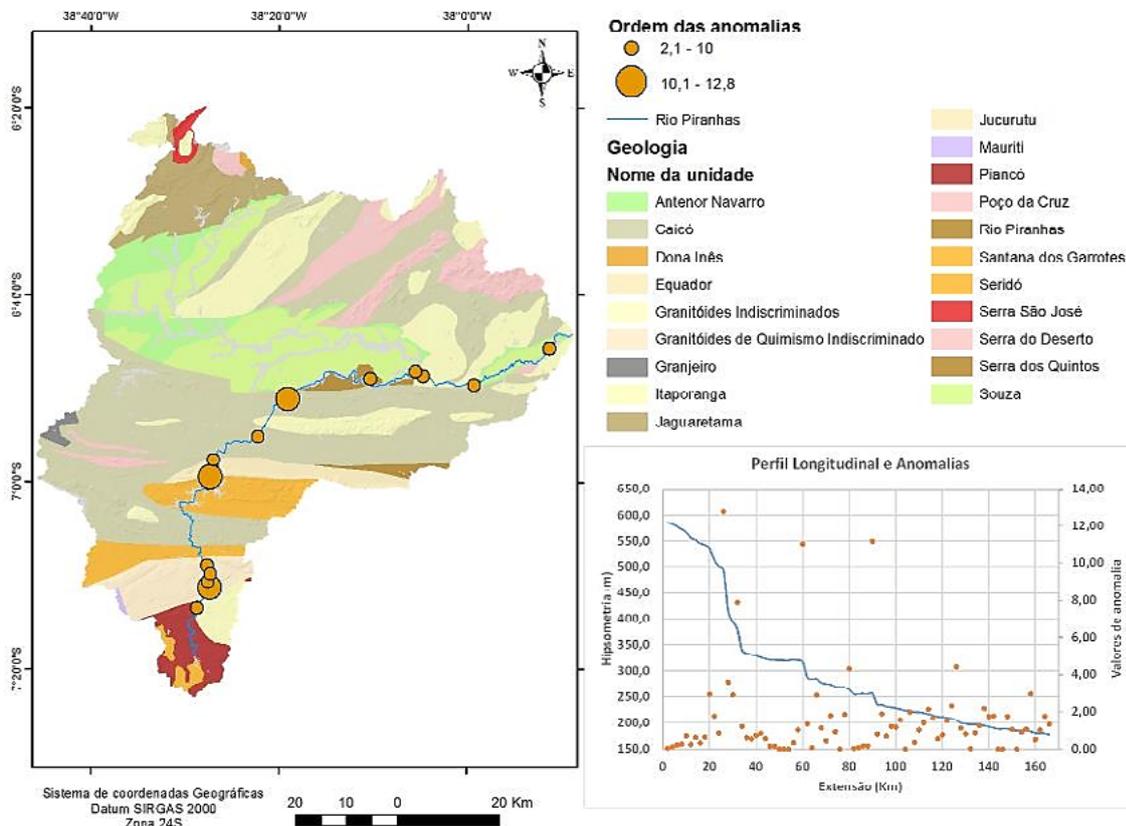
A segunda anomalia de 1ª Ordem em sentido de montante para jusante localiza-se em altitudes que variam de 330 m a 250 m (Figura 3), sobre as unidades geológicas Jucurutu e Caicó, onde a unidade Jucurutu é do Neoproterozóico e constituída por anfibolitos e gnaisses, enquanto a unidade Caicó do Paleoproterozóico e formada por litotipos como anfibolitos, biotita e migmatito. Nessa perspectiva, a unidade Jucurutu apresenta topografia mais elevada que a unidade Caicó, gerando a ruptura de declive que gera a anomalia de 1ª Ordem.

A terceira anomalia de 1ª Ordem de montante para jusante indica que a área apresenta variação de altitude em torno de 20 m de amplitude, gerando deformação na superfície que está relacionada com o contato entre rochas cristalinas e rochas sedimentares. Ou seja, esta anomalia de 1ª Ordem indica o contato entre



a unidade geológica Caicó pertencente ao Paleoproterozóico e constituída por anfibolitos, biotita e migmatito, e pela unidade Souza, constituída por arenitos e conglomerados do Fanerozóico. Nessa perspectiva, a ruptura de declive neste ponto do rio Piranhas está associada principalmente a diferenças de resistências.

FIGURA 3: Mapa de Geologia com as anomalias de superfície associadas ao perfil longitudinal.



Fonte: Autoral (2020).

O rio Piranhas escoia sobre diferentes unidades geológicas que apresentam tanto variação de resistência entre diferentes unidades como também, diferenças de resistência interna em cada unidade, causando alterações no plano de inclinação da superfície do rio e gerando anomalias de 1ª ordem que indicam as inclinações mais abruptas. Nessa perspectiva, ocorrem diferentes morfologias no ambiente fluvial do rio Piranhas causadas por essas anomalias de 1ª Ordem que atuam como impulsionadoras dos processos de erosão que ocorrem no canal (Figura 4).

Observa-se na Figura 4 que as anomalias de 1ª Ordem refletem na morfologia do canal uma característica de ambiente fluvial de leito rochoso, ou seja, indicando que os trechos possuem alta capacidade de transportar material fino e cascalhento, lavando o leito e permitindo apenas a permanência de matacões no ambiente fluvial.

De modo geral, a bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas apresenta em toda a extensão do rio Piranhas áreas majoritariamente planas ou que apresentam concentrações de anomalias de 2ª Ordem. Esta circunstância predominante de áreas geralmente aplainadas gera morfologias nos ambientes fluviais diferentes das observadas nos locais com anomalias de 1ª Ordem (Figura 5).

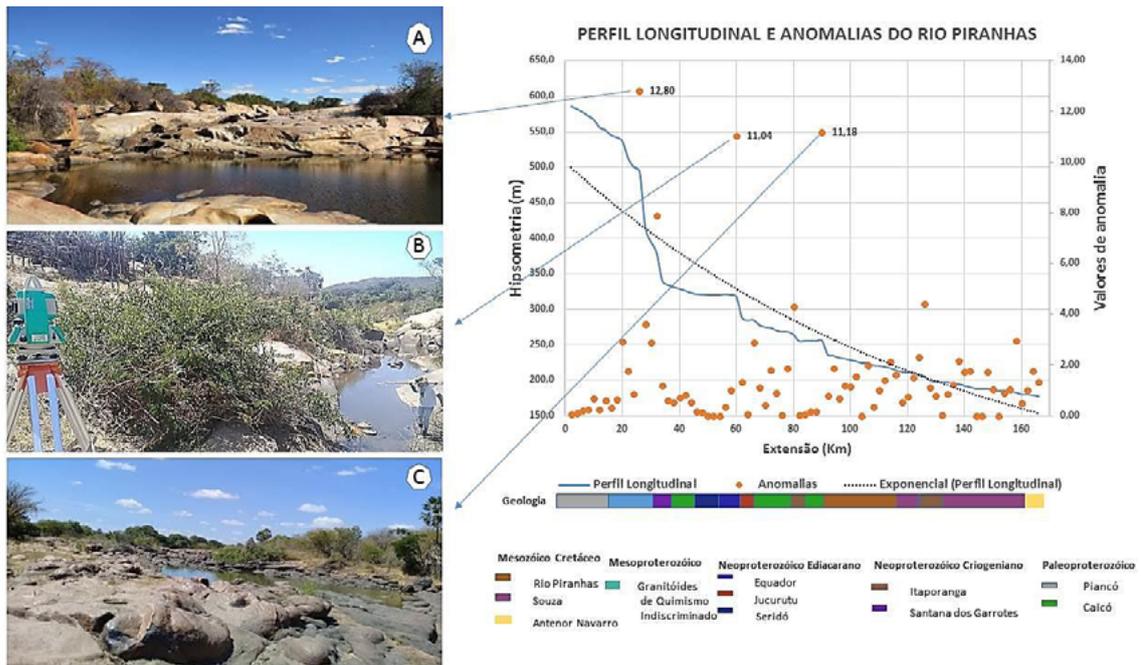


FIGURA 4: Morfologias fluviais correspondentes as anomalias de 1ª Ordem que ocorre na bacia. (Trecho A) trecho rochoso com marmitas de abrasão. (Trecho B) trecho rochoso com matacões. (Trecho C) trecho rochoso com soleiras rochosas.
 Fonte: Autoral (2020).

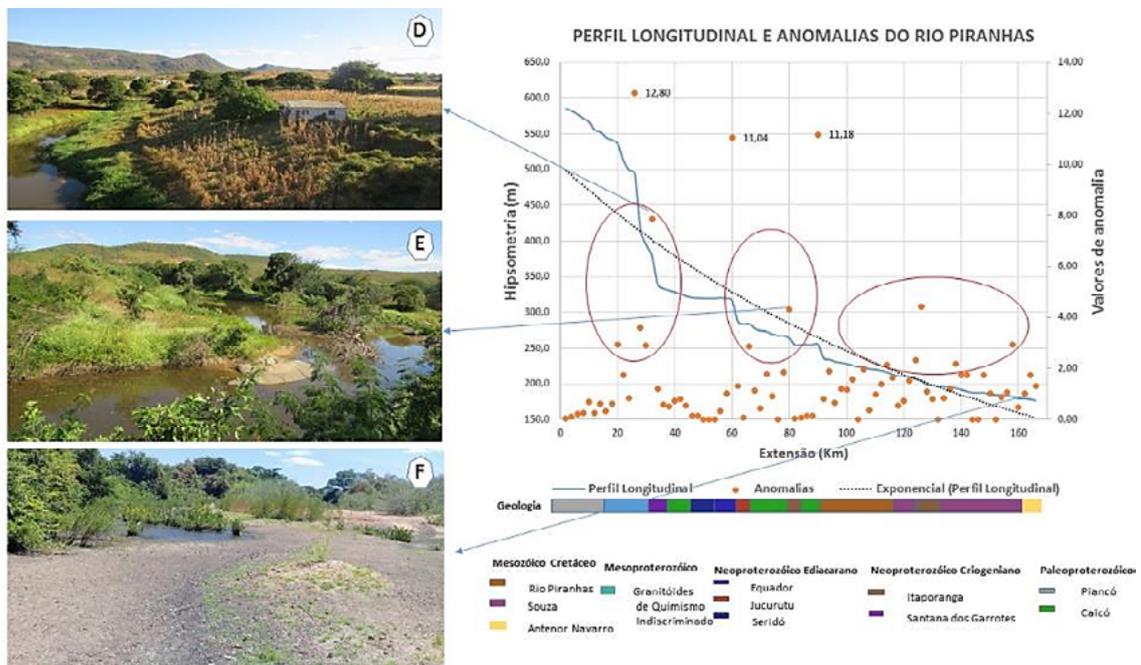
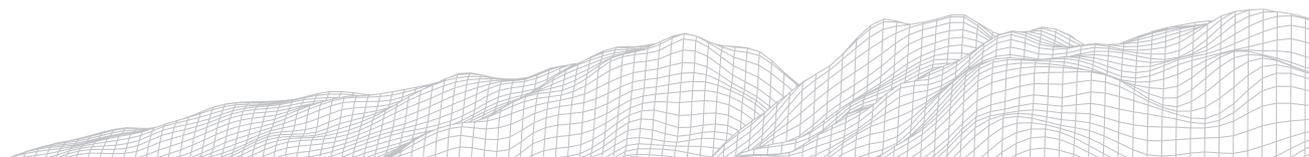


FIGURA 5: Morfologias fluviais correspondentes às áreas com anomalias de 2ª Ordem ou que não apresentam anomalias. As áreas circuladas em vermelho indicam as concentrações de anomalias de 2ª Ordem.
 Fonte: Autoral (2020).



Os trechos que apresentam anomalias de 2ª Ordem estão situados sobre áreas de litologias homogêneas, diferentemente de como ocorre com as áreas que apresentam anomalias de 1ª Ordem. A questão é que essas anomalias de ordem inferior estão concentradas em áreas próximas de onde ocorrem as anomalias de 1ª ordem, o que indica que o relevo nestas áreas apresenta pequenos desníveis altimétricos na superfície do canal.

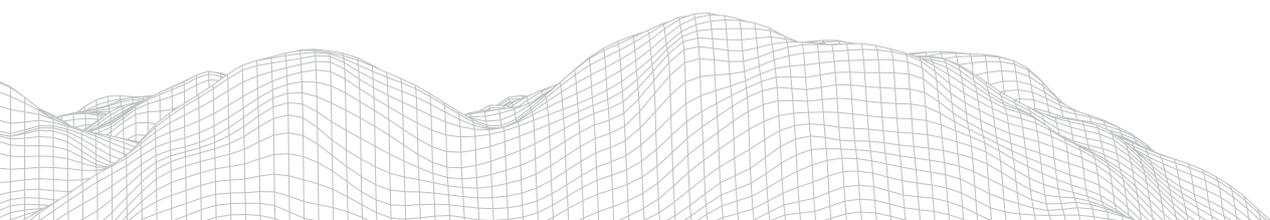
A primeira concentração de anomalias de 2ª Ordem ocorre no mesmo local onde ocorre a primeira anomalia de 1ª ordem (Trecho A), sobre rochas cristalinas proterozóicas. A segunda concentração de anomalias de 2ª ordem ocorre próximo à segunda anomalia de 1ª Ordem (trecho B), também sobre rochas cristalinas proterozóicas. É na terceira concentração de anomalias de 2ª Ordem que ocorre o maior número de anomalias de ordem inferior, totalizando em 5 pontos com essa característica. Este último grupo de anomalias de 2ª Ordem está localizado sobre terreno sedimentar e distante dos locais que apresentam anomalias de 1ª Ordem. Todavia, de acordo com a Figura 5, as anomalias de 2ª Ordem não são capazes de gerar processos geomorfológicos erosivos como as de 1ª ordem, tendo em vista que a inclinação da superfície é menor, gerando menor energia no sistema.

4. Considerações Finais

Grande parte das pesquisas em geomorfologia fluvial de terras secas partem de adaptações teórico-metodológicas, desconsiderando que ambientes fluviais semiáridos são submetidos a temperaturas elevadas e chuvas concentradas, fazendo com que a dinâmica fluvial seja diferenciada da que ocorre em ambientes úmidos. Além disso, as características do substrato cristalino condiciona fortemente o comportamento de sistemas fluviais. Nesse sentido, os estudos fluviais que relacionam o fator geologia como principal controlador da dinâmica e morfologia de rios é crucial, observando que as variações de resistência de diferentes unidades geológicas pelas quais um rio escoar, ou até mesmo as variações internas das unidades contribuem significativamente com as características dos rios.

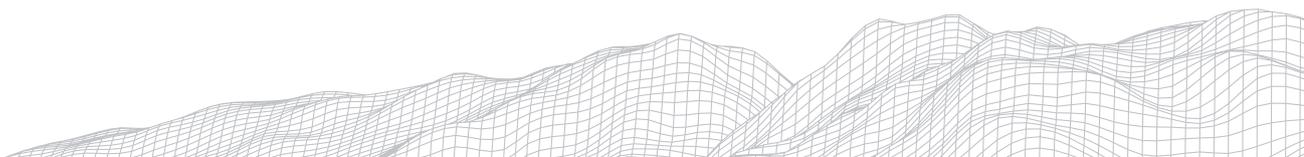
Não foi analisada a possibilidade de influências neotectônicas na bacia, pois o retrabalhamento dos terrenos que constituem a província Borborema ocorreu durante o ciclo brasileiro no Mesozóico, e a Neotectônica ocorre a partir de reativações de falhas e lineamentos a partri do Terciário superior.

O rio Piranhas apresentou poucas anomalias de 1ª ordem em sua extensão, onde estas anomalias estão intimamente associadas a características geológicas heterogêneas, ou seja, localizadas em áreas de contato de uma geologia mais resistente com outra mais frágil, onde o maior exemplo ocorre no contato entre a unidade Caicó (Cristalina do proterozóico) e a unidade Souza (Sedimentar do Fanerozóico) localizado na terceira anomalia de 1ª Ordem (trecho C) de montante para jusante. Desta maneira, observou-se que as anomalias de 1ª Ordem refletem locais de contato entre unidades geológicas com variação de resistência, enquanto as anomalias de 2ª Ordem refletem as variações de resistência interna de cada unidade geológica onde ocorrem as mesmas.



Referências

- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo, Edgard Blücher, 2a edição, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial: o canal fluvial. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. *Terraços neóquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. 2000. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- LIMA, A. G. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium - UFU*, v.4, p. 680-692, 2013.
- MAIA, Rúbson Pinheiro; BEZERRA, Francisco Hilario R. NEOTECTÔNICA, GEOMORFOLOGIA E SISTEMAS FLUVIAIS: UMA ANÁLISE PRELIMINAR DO CONTEXTO NORDESTINO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 12, n. 3, p.37-46, 2010.
- SCHUMM, S. A. *The fluvial system*. N. York: J. Wiley & Sons, 1977.
- SILVA, Rubens Neves e *et al.* Uso do índice RDE para determinação de anomalias de drenagem no Rio Capibaribe (PE). **Reget**, Santa Maria, v. 20, n. 1, p.552-565, abr. 2016.
- SEEBER, L., and V. GORNITZ, 1983: River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92, 335-467.
- SILVA, L.A.; NAZARENO, N.R.X. Análise do padrão de exatidão cartográfica da imagem do Google Earth tendo como área de estudo a imagem da cidade de Goiânia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14, 2009, Natal (RN), p. 1723-1730.
- ZANCOPE, Márcio Henrique de Campos; PEREZ FILHO, Archimedes; CARPI JUNIOR, Salvador. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogiguaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 10, n. 1, p.31-42, mar. 2009.



SENSITIVIDADE DE ESTILOS FLUVIAIS NA BACIA DO ALTO CURSO DO RIO PIRANHAS, SEMIÁRIDO DA PARAÍBA, BRASIL

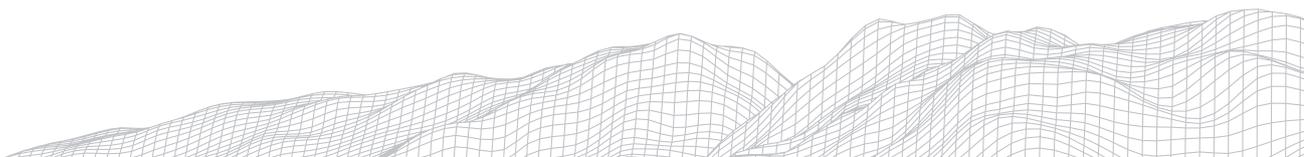
3111

Jeferson Mauricio Rodrigues
Universidade Federa da Paraíba
E-mail: Jefersonmrgeo@gmail.com
Jonas Otaviano Praça de Souza
Universidade Federa da Paraíba
E-mail: Jonas.souza@academico.ufpb.br

Resumo

Este trabalho teve como objetivo analisar a sensibilidade fluvial nos estilos fluviais dos dois principais canais do alto curso do rio Piranhas, no semiárido paraibano (Brasil). Para isso, foi utilizada a proposta teórico metodológica de Brierley e Friyrs (2005) denominada *River Styles* que permite analisar o caráter e comportamento de rios, além do potencial de modificação fluvial a partir da análise de geoindicadores. Foram identificados 3 estilos fluviais com alta sensibilidade, os quais variaram entre não confinados e parcialmente confinados. Isso ocorre porque nesses estilos alguns geoindicadores não apresentaram altas resistências, como planícies de inundação pouco coesas, textura arenosa de material de leito, entre outros. Os estilos confinados não apresentaram propensão à mudança por conta de seus controles rochosos. Dado o exposto, a abordagem de sensibilidade permite analisar a propensão à mudança e identificar possíveis áreas para gestão ambiental.

Palavras-chave: Sistema fluvial; estilos fluviais; sensibilidade fluvial;



1. Introdução

A dinâmica fluvial semiárida é composta por dois tipos predominantes de escoamentos superficiais canalizados, que são os canais efêmeros e intermitentes (SUTFIN, 2014). De maneira geral, rios efêmeros e intermitentes apresentam descontinuidades de fluxo temporal e espacialmente, o que implica em vazões concentradas em um curto intervalo de dias ou durante um período chuvoso, respectivamente (CONESA-GARCÍA, 2020). Os riachos efêmeros e intermitentes geralmente apresentam morfologia instável e alta variabilidade temporal de escoamento superficial (SUTFIN, 2014).

Os canais fluviais podem ser entendidos como sistemas fluviais que possuem troca de relações entre seus elementos e permite aos mesmos possuírem dinamismo, onde determinada propriedade do sistema lhe atribui a possibilidade de constante mudança na sua morfologia (SOUZA, 2013). Uma vez que a paisagem fluvial é resultado das relações dos elementos que a constituem, funcionando como um sistema aberto e funcional, sua compreensão a partir de uma perspectiva geomorfológica depende do entendimento sobre os *inputs* de energia e a resistência do sistema, logo em identificar as áreas mais propícias a modificações causadas por possíveis alterações nos fatores de perturbação e resistência (SOUZA, 2015).

Uma maneira de identificar trechos de rios com propensão à mudança é através da classificação fluvial (KASPRAK et al., 2016), pois os parâmetros de sensibilidade da paisagem podem ser indicadores do comportamento e características dos canais. Uma dessas classificações, baseada numa perspectiva hierárquica, é a proposta teórico-metodológica de Brierley e Friyrs (2005) nomeada de estilos fluviais. Ela representa um modelo teórico-metodológico que utiliza dados evolucionários para analisar a condição geomórfica do rio e sua propensão à mudança, não focando na gênese dos processos atuantes nos estilos fluviais, e sim enfatizando o relacionamento dos possíveis processos às unidades geomórficas existentes nos estilos de rio. Nessa abordagem, um estilo de rio representa trechos de canais com características semelhantes que são definidos a partir do grau de confinamento, característica (forma em planta, unidades geomórficas e textura de material de leito) e comportamento de canal (processos fluviais associados à morfologia).

Dado o exposto uma categoria que permite a compreensão de mudança é a de sensibilidade da paisagem, criada por Brunnsden e Thornes (1979 apud BRUNSDEN, 2001), que pode ser definida como a probabilidade de uma mudança, seja nos controles do sistema, seja nas forças aplicadas sobre ele e que geram seu funcionamento criando respostas complexas, sensíveis, reconhecíveis e persistentes (BOAS et al., 2013). A relação entre os balanços de forças de perturbação e resistência buscam um equilíbrio na paisagem, ao qual está ligado ao estado de estabilidade do sistema, onde os sistemas estáveis apresentam magnitude e duração das respostas proporcionais aos eventos de distúrbio. Em contrapartida, as respostas desproporcionais aos eventos de perturbação caracterizam os sistemas não equilibrados, ou seja, instáveis (HUGGET, 2007; FRYIRS, 2017).

O objetivo deste trabalho é analisar a sensibilidade fluvial nos estilos fluviais dos dois canais principais do alto curso do rio Piranhas, no semiárido da Paraíba.

2. Metodologia

2.1 Caracterização da Área

Este trabalho tem como área de pesquisa a bacia do alto curso do rio Piranhas localizada no Sertão paraibano, ocupando uma área de 35 Municípios que dentre os principais estão: Cajazeiras, Souza e Pombal. O ponto de exutório da bacia está na confluência com o Rio Piancó e o canal principal possui 174,22



km de extensão. O motivo pelo qual foi escolhida esta área para estudo é que ela não sofre influência da Barragem Coremas - Mãe D'água (localizada no Rio Piancó - Afluente do Piranhas), que pereniza artificialmente o médio e baixo curso do rio Piranhas durante o ano inteiro após a confluência com o rio Piancó (Figura1) e altera suas condições/características naturais de vazão (intermitente).

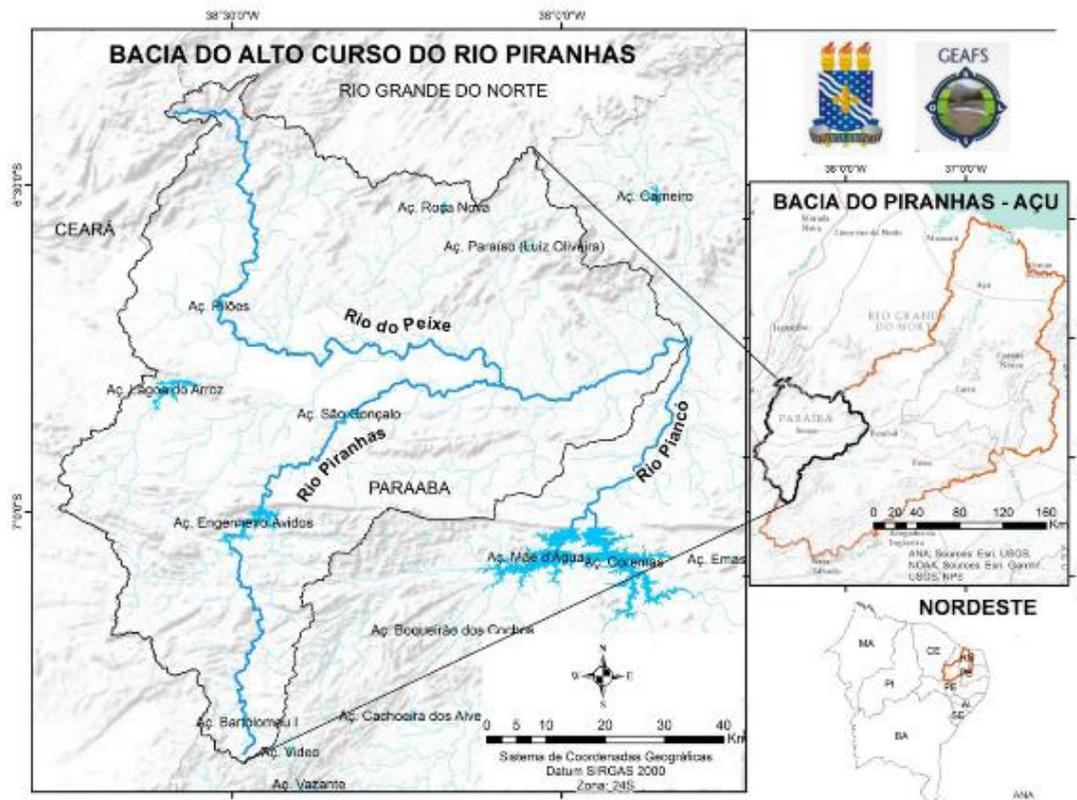
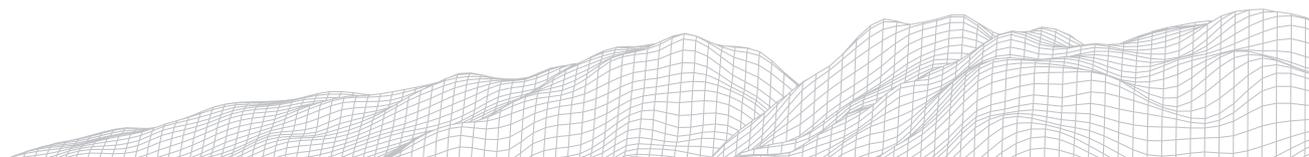


FIGURA 1: Mapa de localização da bacia, evidenciando o trecho do alto curso do rio Piranhas antes da confluência com o Rio Piancó.
Elaboração: Autoral: 2021.

2.2 Procedimentos metodológicos

Os canais podem ser confinados, parcialmente confinados e não confinados. Geralmente os canais confinados apresentam menos de 10 % de planícies de inundação em ambas as margens do canal. Os parcialmente confinados apresentam entre 10 % e 90 % de planície de inundação em ambas as margens do canal. Os não confinados apresentam menos de 10 % de confinamento de margem, com planícies de inundação contínuas ao longo das margens e podem ter canais contínuos e canais descontínuos.

As unidades geomórficas são ferramenta chave para interpretar a característica e comportamento do canal, sendo o principal parâmetro interpretativo na estrutura de estilos de rio. Os critérios utilizados são: número de canais, sinuosidade, barras e ilhas. Observando que este procedimento será feito tanto em gabinete como em campo, é importante salientar que para identificar o número de canais, sinuosidade, barras e ilhas serão utilizadas imagens de satélite do Google Earth mais recentes que permitam visualizar a planta do canal.



A identificação da textura de material de leito foi feita através da base de calibre dominante encontrado no leito fluvial. Assim, serão utilizados procedimentos de análise granulométrica em laboratório para definir o calibre do material sedimentar encontrado no leito dos sistemas fluviais. Assim, são utilizadas 5 classes: Leito rochoso; Rocha (> 256 mm); Cascalho (2 - 256 mm); Areia (0,0625 - 2 mm); Silte e Argila (< 0,0625 mm).

Brierley e Fryirs (2005) disponibilizam uma estrutura de análise que relaciona o potencial de sensibilidade (baixo, moderado e alto) de acordo com as características de configuração de vale por geoindicadores: características de leito, morfologia do canal e forma em planta do canal (Figura 2).

Configuração de vale	Característica do leito	Morfologia do canal	Forma em planta do canal	Capacidade natural de ajuste e sensibilidade fluvial
Confinado	Frequentemente restringido por leito rochoso, podendo restringir os ajustes verticais.	Tamanho e largura controlados pela litologia confinante. A erosão da margem é insignificante.	Não há potencial para ajuste do número de canais, sinuosidade ou estabilidade lateral. Unidades geomórficas são formas amplamente impostas.	Baixa. Canal resiliente.
Parcialmente Confinado	Podem ser constituídos por diversas texturas de leito. Os ajustes de leito são dependentes da disponibilidade de material de leito e da história da carga transportada.	Tamanho e largura do canal são ajustados onde ocorre planícies de inundação. Assim, ocorrem ajustes localizados onde as unidades geomórficas permitem.	Potencial local para ajustes nas curvas do canal, mas a largura é controlada por rocha. Planície de inundação pode ser propensa a ser modificada ou reformada.	Localizada e moderadamente resiliente.
Não confinado com alta energia e canais contínuos	Podem ser constituídos por rocha ou por sedimentos grossos que controlam o leito. Assim, ocorrem ajustes locais, de forma dramática através de eventos de alta magnitude.	Tamanho e largura do canal podem ser ajustados lateralmente e verticalmente dependendo das condições de textura. Há potencial moderado de erosão da margem.	Potencial significativo para ajuste do número, sinuosidade e estabilidade lateral do canal. Ocorrem mudanças nas planícies de inundação.	Moderada e com sensibilidade significativa.
Não confinado com energia média e canais contínuos	O leito pode apresentar diversas texturas sendo móvel e sujeito a mudanças verticais, caso a textura seja maleável.	Tamanho e largura do canal podem ser ajustados lateralmente e verticalmente dependendo das condições de textura. Há potencial significativo para erosão das margens.	Potencial significativo para ajuste do número, sinuosidade e estabilidade lateral do canal. Ocorrem mudanças nas planícies de inundação.	Alta e muito sensível.
Não confinado com baixa energia e canais contínuos	Podem ser constituídos por texturas finas (Areia, silte e argila) e não apresentam potencial para evolução vertical.	A capacidade para tamanho, largura e ajustes laterais e verticais é restringida por margens coesas ao longo do sistema de transporte suspenso.	Potencial moderado para ajuste no número, sinuosidade e estabilidade lateral. Planícies de inundação são de grãos finos depositados por acreção vertical.	Localizada e moderadamente resiliente.
Não confinado com baixa energia e canais contínuos de embasamento rochoso	Podem ser constituídos por leito rochoso e apresentar variabilidade limitada por materiais recentes que se ajustam sobre o leito do canal.	Condição de leito imposta. Potencial para erosão de margem e ajuste da geometria do canal são dependentes da composição do canal e da planície de inundação.	Altamente variável dependendo do tipo de forma em planta. Tem capacidade limitada para ajustar as unidades geomórficas.	Localizada e moderadamente resiliente.
Não confinado com baixa energia e canais descontínuos	Textura do vale dependente do suprimento de sedimentos. Pode apresentar potencial de sedimentação em áreas de pântanos e áreas de acumulação.	A capacidade para mudança no tamanho e largura é limitada pela baixa energia.	Estrutura geomórfica relativamente simples, com pequeno potencial para ajuste.	Limitada, moderadamente resiliente, mas muito sensível à incisão.

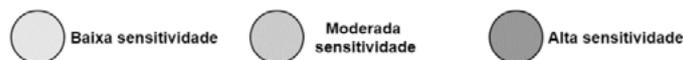


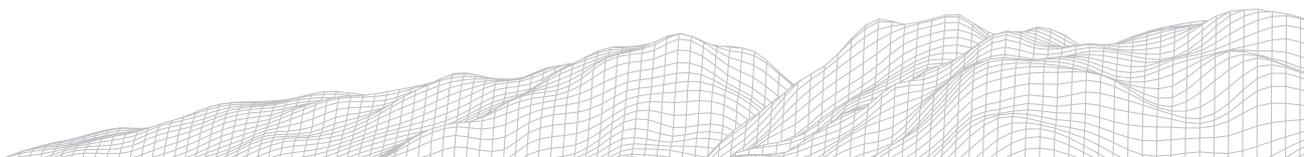
FIGURA 2: A sensibilidade fluvial e capacidade de ajuste de rios em diferentes tipos de vale.
 Fonte: Adaptado de Brierley e Fryirs, 2005.

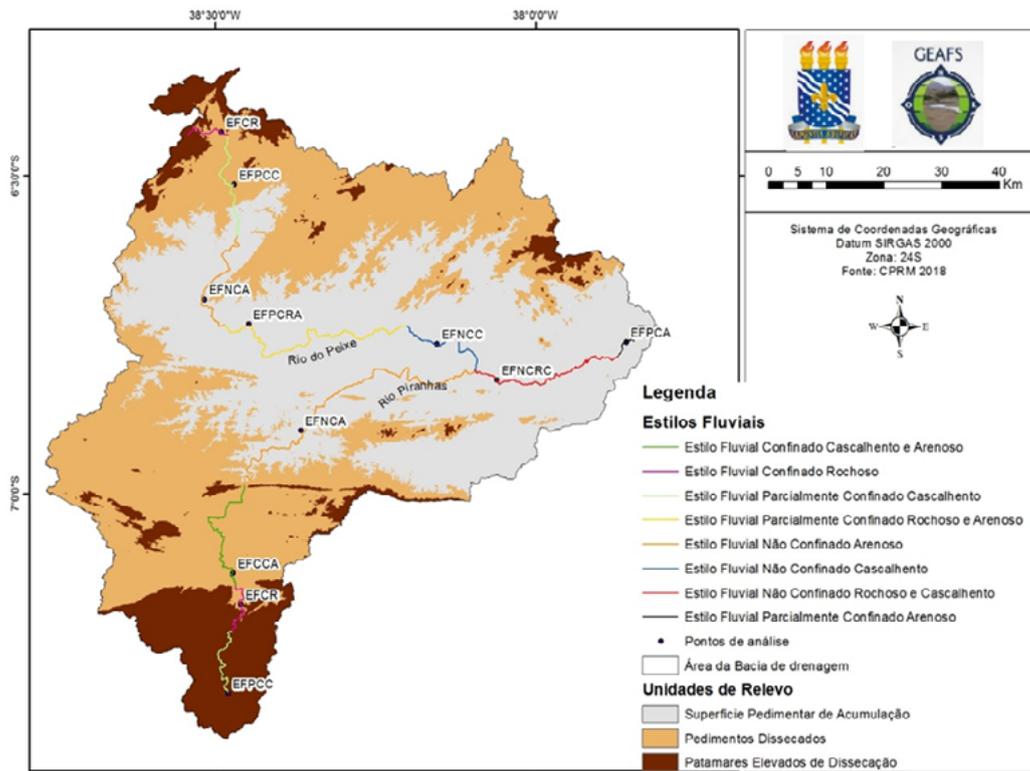
Nessa perspectiva, foi relacionada a característica de cada estilo à proposta de sensibilidade fluvial estabelecida com base na análise em geoindicadores que são: Característica do leito, morfologia do canal e forma em planta do canal. Nessa perspectiva, após definir os níveis de sensibilidade dos estilos de acordo com os geoindicadores e seus respectivos subgeoindicadores, foram avaliados os trechos dos estilos que podem apresentar potenciais modificações no tempo e no espaço.

De acordo com Rodrigues (2020), o ano mais chuvoso na bacia do alto curso do rio Piranhas foi o de 2008. Dessa maneira, após a definição dos estilos com sensibilidade fluvial, foi analisado um dos trechos com alta sensibilidade antes e após o ano de 2008 para evidenciar possíveis mudanças geomórficas no ambiente fluvial.

3. Resultados e discussões

Inicialmente, a definição de estilos fluviais é realizada a partir de levantamentos de gabinete, no que tange à identificação de confinamento de vale, forma em planta e unidades geomórficas. Posteriormente, o trabalho de campo é utilizado para coleta de dados que servem de base para definir a característica e comportamento do rio, objetivando a busca dos limites de cada estilo (BRIERLEY e FRYIRS, 2005). Assim, foi gerado o mapa de estilos fluviais da bacia hidrográfica do Alto Curso do Rio Piranhas, através da análise de imagens de satélite do Google Earth, que permitiu a identificação das unidades geomórficas, e respectivamente do confinamento do vale (Figura 3). O campo permitiu a identificação da textura de material de leito e a validação/confirmação dos dados levantados em laboratório através de sobrevoo de drone.





3117

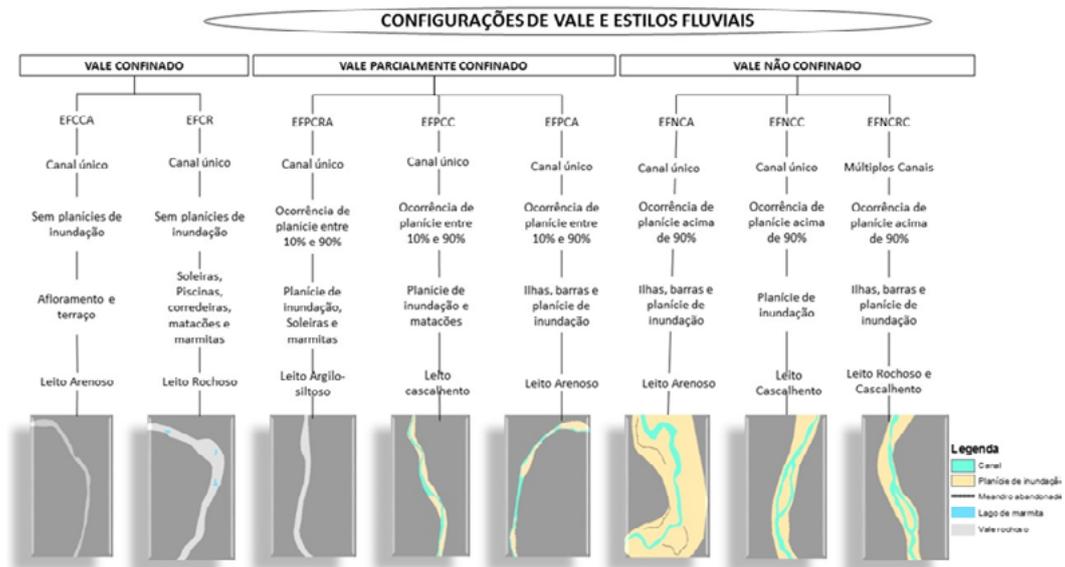


FIGURA 3: Estilos Fluviais e Pontos do Campo analisados e características dos estilos fluviais de acordo com o confinamento do vale. EFCCA: Estilo Fluvial Confinado Cascalhento e Arenoso; EFCCR: Estilo Fluvial Confinado Rochoso; EFPCRA: Estilo Fluvial Parcialmente Confinado Rochoso e Arenoso; EFPCCC: Estilo Fluvial Parcialmente Confinado Cascalhento; EFPCA: Estilo Fluvial Parcialmente Confinado Arenoso; FNCA: Estilo Fluvial Não Confinado Arenoso; FNCC: Estilo Fluvial Não Confinado Cascalhento; FNCRRC: Estilo Fluvial Não Confinado Rochoso e Cascalhento.

Fonte: Autoral (2021).

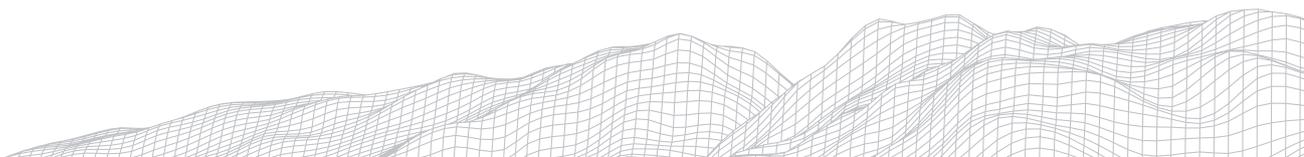
A bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas possui apenas dois estilos fluviais confinados. Estes correspondem aos trechos que escoam sobre o cristalino das cabeceiras de drenagem. Nessa perspectiva são canais que não apresentam planícies de inundação nas margens fluviais e sofrem influência do embasamento e margens compostas de rochas cristalinas. O Estilo Fluvial

Confiando Cascalhento e Arenoso (EFCCA) está situado inteiramente sobre a unidade de relevo Pedimentos Dissecados e sobre o Cristalino. O que diferencia o EFCCA do EFCR que o antecede é que existe diferença das unidades geomórficas, pois o EFCR apresenta leito com várias marmitas de abrasão, enquanto o EFCCA apresenta leito com presença de cascalhos e areia.

Os estilos fluviais parcialmente confinados estão localizados em áreas aplainadas, e ocorrem tanto na unidade de relevo de Superfície Pedimentar de Acumulação, como também, nos Patamares Elevados de Dissecação. O Estilo Fluvial Parcialmente Confinado Rochoso e Arenoso (EFPCRA) está inserido totalmente sobre a unidade de relevo Pedimentos Dissecados e apresenta canal único, com ocorrência de planícies de inundação entre 10% e 90%, soleiras, marmitas e textura de material de leito rochoso e arenoso. Este estilo faz a drenagem de uma área de 1439 km² e sua textura é associada ao comportamento fluvial durante as estações chuvosa e seca. O EFPCRA apresenta canal único, planície de inundação contínua em uma das margens e a presença de matacões no ambiente fluvial, com a predominância de leito cascalhento e ocorre tanto no rio Piranhas, como também no rio do Peixe. O Estilo Fluvial Parcialmente Confinado Arenoso está localizado na foz no rio do Piranhas e totalmente inserido na unidade de relevo Superfície Pedimentar de Acumulação. Este estilo fluvial é único na bacia e apresenta canal único, com planícies de inundação, barras, ilhas e terraço na margem esquerda.

Pensando em trechos de rio não confinados, segundo Brierley e Fryirs (2005), podem ser denominados como canais não confinados àqueles que apresentarem planície de inundação em mais de 90% em ambas as margens do trecho fluvial. Desta maneira, o fluxo tem probabilidade de extravasamento nos períodos de cheia, por não ter controles nas margens. O Estilo Fluvial Não Confinado Arenoso (EFNCA) é o trecho de maior extensão da bacia hidrográfica do Alto Curso do Rio Piranhas. Esse estilo fluvial não possui confinamento nas margens e apresenta planícies de inundação contínuas. Escoam sobre rochas cristalinas do paleoproterozóico tanto no rio do Peixe, como também, no rio Piranhas. O Estilo Fluvial Não Confinado Cascalhento (EFNCC) é um trecho que também não apresenta planície de inundação, sendo este, localizado na parte final do rio do Peixe, correspondendo ao trecho de foz do referido rio. Sua morfologia em planta mostrou que esse estilo apresenta canal único com 33,7 m de largura por 3,7 m de profundidade. Desta maneira, é um trecho relativamente largo, se comparado com os outros estilos da bacia e apresenta leito cascalhento. O Estilo Fluvial Não Confinado Rochoso e Cascalhento (EFNCR) está localizado entre o EFNCA e o EFPCA, sobre a Superfície Aplainada de Agradação. Esse estilo apresenta textura cascalhenta no leito, o que permite inferir que possui competência de fluxo capaz de transportar os materiais finos (areia, silte e argila) em sentido de jusante.

A morfologia de um rio se ajusta continuamente através da disposição entre resistência e perturbação, numa perspectiva lateral e vertical, o que geralmente atua como geoindicador de grau de liberdade de um canal fluvial. Assim, o ajuste vertical refere-se à instabilidade do leito de um rio, enquanto o ajuste lateral refere-se às margens. Outro conceito importante a ser levado em consideração é o de capacidade de ajuste, que é uma medida de extensão em que um respectivo trecho tem de se ajustar, podendo o canal ajustar-se nas dimensões lateral ou vertical (FRIYRS, 2017). A partir da análise dos geoindicador foi possível gerar o resultado de sensibilidade natural dos estilos fluviais (Figura 4) de acordo com a proposta qualitativa simplificada de Brierley e Fryirs (2005).



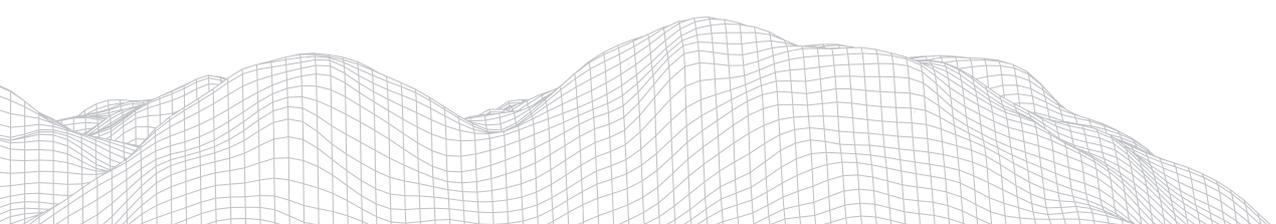
Estilo Fluvial	Morfologia do canal	Forma em planta	Característica do leito	Sensitividade
CONFINADOS				
EFRCR				Por apresentar controle rochoso nas margens e no leito, esse estilo apresenta baixa sensibilidade fluvial por conta de seus altos níveis de resistência.
EFCCA				Apresenta resistência no leito e em uma das margens rochosas e pela encosta, inibindo modificações laterais ou verticais e sendo consequentemente pouco sensível, ou seja, de baixa sensibilidade.
PARCIALMENTE CONFINADOS				
EFPC				Apresenta uma das margens e leito pouco coesos associados a valores médios de energia, o que lhe atribui maior mobilidade fluvial localizada na margem pouco coesa. Assim, apresenta moderada sensibilidade fluvial. Os ajustes são limitados às planícies de inundação.
EFPCA				Por apresentar leito arenoso e uma das margens arenosas, esse estilo apresenta mobilidade potencial nas áreas pouco coesas, sendo definido como um estilo de moderada sensibilidade. Todavia, é importante destacar que o canal possui valores médios de energia e grande quantidade de carga sedimentar, sendo necessários eventos extremos para gerar modificações no ambiente fluvial
EFPCRA				Apresenta controle rochoso em alguns pontos no leito e em uma das margens, mas a alta ocupação antrópica potencializou os eventos erosivos, principalmente na margem pouco coesa. Desta maneira, apresenta alta sensibilidade fluvial identificada através de seus geoindicadores propensos à modificação, especialmente as margens não controladas por rocha.
NÃO CONFINADOS				
EFNCA				Apresenta geoindicadores com alto potencial de sensibilidade, como o leito e margens arenosas, ou seja, pouco coesas. Contudo, a baixa energia de fluxo controlado impede alterações na morfologia do canal.
EFNCC				Localizado na foz do rio do Peixe, possui valores de energia de fluxo médios associada a baixos níveis de resistência no leito e margens cascalhentas. Dessa maneira, apresenta alta, mas precisa de eventos de alta magnitude para gerar ajustes fluviais.
EFNCRC				Esse estilo apresenta controle rochoso no leito fluvial, o que atribui a esse geoindicador alta resistência. Todavia, suas margens são compostas por material cascalhento e arenoso e de baixa coesão, que sob valores altos de energia condiciona um comportamento erosivo nas margens, gerando mobilidade lateral em pontos isolados. Senso assim é um estilo fluvial de sensibilidade moderada.

	Baixa sensibilidade
	Sensitividade Moderada
	Alta sensibilidade

FIGURA 4: Níveis de sensibilidade, possibilidades de mudança e capacidade de ajuste dos estilos fluviais do alto curso do rio Piranhas.
 Fonte: Autoral (2021).

Observa-se na Figura 4 que os estilos fluviais confinados apresentam baixa sensibilidade. Isso ocorre pelo fato desses alcances possuírem resistência no leito e margens que são geralmente constituídos de rocha. Embora o EFCCA apresente material arenoso em seu leito, esse capeamento não é suficiente para permitir incisão vertical.

Os estilos parcialmente confinados variam de moderada a baixa sensibilidade. Essa variação ocorre porque um dos estilos (EFPCRA) possui baixa resistência em alguns de seus geoindicadores. Além disso, esses estilos não conseguem alcançar alta sensibilidade por também apresentarem controle rochoso em uma das margens geralmente. As áreas propensas à modificação são pontuais nos alcances, geralmente restringidas às planícies de inundação.



Os estilos fluviais não confinados apresentam antes de tudo, variações de energia de fluxo entre eles. Essas variações de energia de fluxo são fundamentais para entender como a propensão à mudança de alguns geoindicadores pode ser explorada nos estilos fluviais. Por exemplo, o EFNCA apresenta propensão à mudança em vários geoindicadores, sendo definido como um trecho de alta sensibilidade, contudo, a vazão controlada pelo açude Engenheiro Ávidos inibe o potencial de ajuste desse estilo. De contrário ocorre com o EFNCC, que estando localizado na foz do rio do Peixe e sem influência de barramentos, recebe valores médios de energia de fluxo, que associado à baixa resistência dos geoindicadores analisados, apresenta consequentemente alta sensibilidade fluvial.

O Estilo Fluvial Parcialmente Confinado Rochoso e Arenoso (EFPCRA) é um dos estilos que apresentaram maior propensão à mudança, considerando os geoindicadores com alta sensibilidade e sua má condição geomórfica que permitiram alteração na morfologia desse estilo (Figura 5).

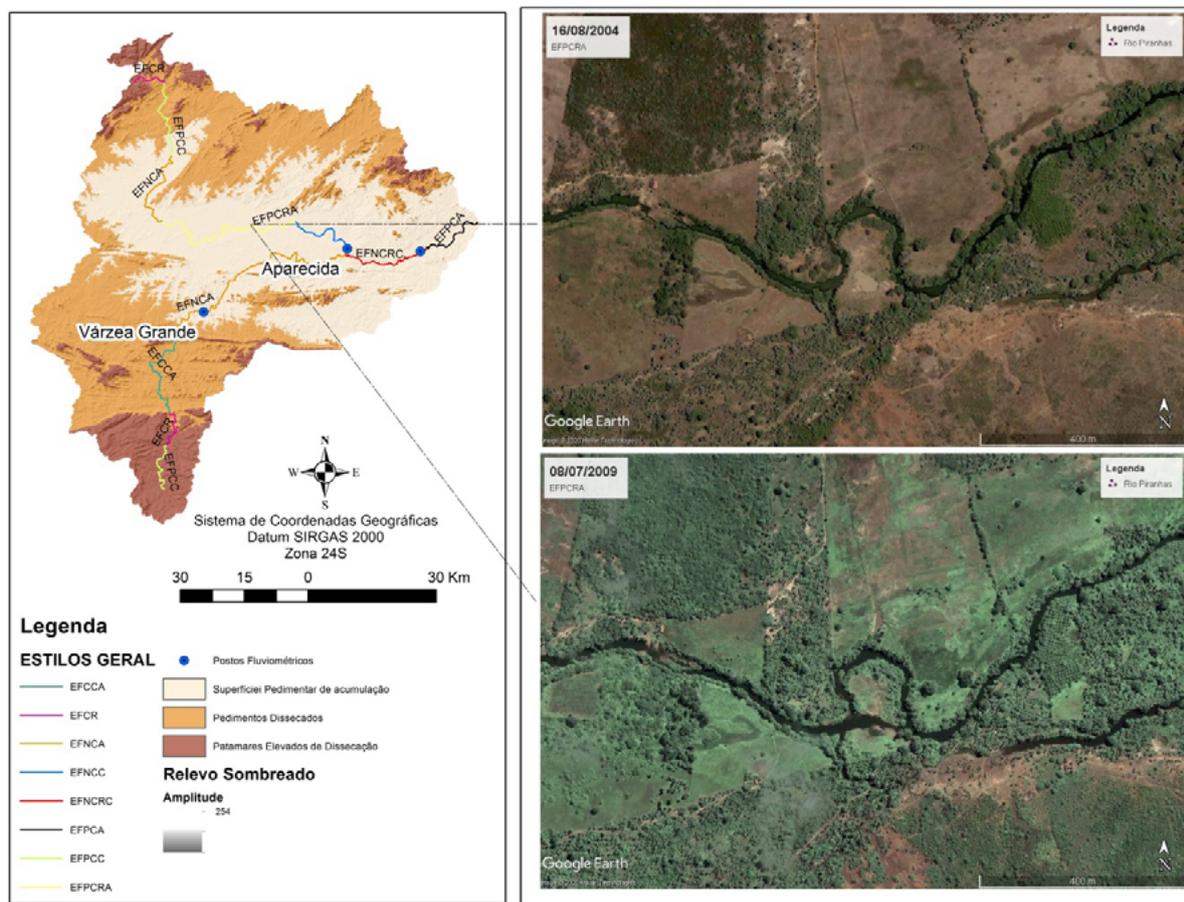
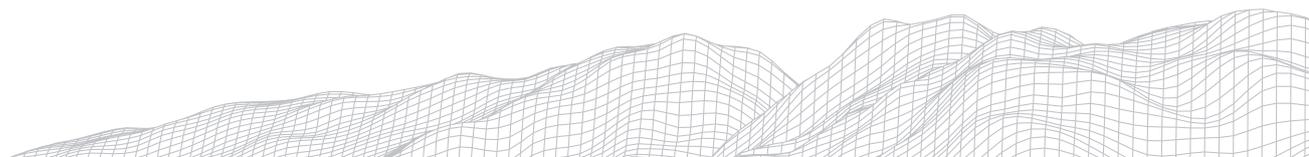


FIGURA 5: Vista da modificação geomórfica da forma em planta do EFPCRA com início de processo de abandono de meandro após os eventos do ano de 2008.

Fonte: Earth (2020). Elaboração: Autoral (2021).

Estilos fluviais parcialmente confinados são controlados em uma das margens, geralmente por uma margem rochosa e apresenta a outra margem com baixa resistência por se tratar de uma zona de acumulação.



Os estilos EFPCRA, EFNCA e EFNCC foram os que tiveram as maiores propensões à mudança, ou seja, os maiores níveis de sensibilidade fluvial. Isso ocorre por conta de suas características referentes aos geoindicadores que indicam que os elementos que compõem esses estilos são pouco estáveis frente a eventos de alta magnitude. Embora o EFNCC tenha apresentado o menor nível de resistência da bacia, optou-se em representar o EFPCRA por conta do processo inicial de abandono de meandro na margem convexa direita.

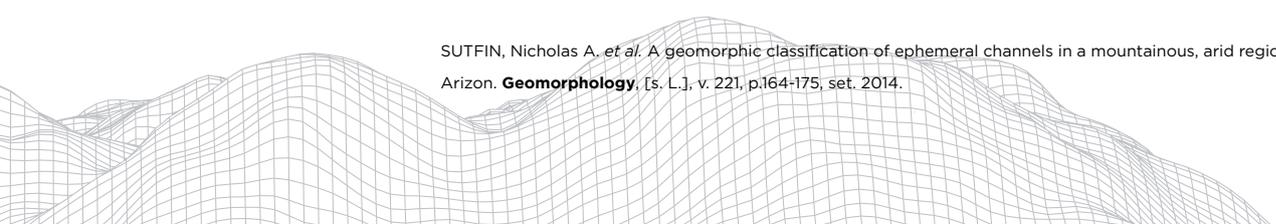
4. Considerações finais

Essa pesquisa demonstrou que a bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas apresenta dois canais principais, que são os rios Piranhas e Peixe, sendo esses rios de ambiente semiárido e que apresentam vazão em apenas uma parte do ano. Foram identificados 8 estilos fluviais, que entre eles 3 se repetem, totalizando em 11 trechos na bacia. Cada trecho foi analisado a partir de geoindicadores que permitiram identificar seus níveis de sensibilidade e capacidade de ajuste. Esses dados que indicam propensão à mudança relacionados à dinâmica em pulsos de escoamento podem condicionar eventos de vazão de alta magnitude que tem potencial de gerar modificação no ambiente fluvial caso o estilo apresente capacidade de ajuste para mudança.

Entre os estilos identificados no alto curso do rio Piranhas, 3 apresentaram maior propensão à mudança (EFNCA, EFPCRA e EFNCR). Esses estilos foram analisados antes e após seus respectivos eventos de maior magnitude que ocorreu no ano de 2008, a partir de imagens de satélite disponibilizadas no Google Earth. Os principais tipos de ajustes fluviais identificados foram início de processo de abandono de meandro no EFPCRA e alargamento das margens fluviais no EFNCR.

5. Referências

- BOAS, Guilherme Hissa Villas; MARÇAL, Monica dos Santos. AVALIAÇÃO DA SENSITIVIDADE DO SISTEMA FLUVIAL NO ALTO-MÉDIO VALE DO RIO MACAÉ (RJ). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 14, n. 1, p.93-102, mar. 2013.
- BRIERLEY, Gary; FRYIRS, Kirstie. **Geomorphology and River Management: applications of the river styles framework**. Oxford: Blackwell Publishing, 2005. 412 p.
- BRUNSDEN, Denys. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. **Catena**, [s. L.], v. 42, n. 4, p.99-123, jan. 2001.
- CONESA-GRACIA, C. Dimensionless morphological ratios versus stream power variations at bankfull stage in a ephemeral channel. **Geomorphology**, S.L., v. 361, n. 1, 107199-107218, jul. 2020.
- FRYIS, K. River Sensitivity: a lost foundation concept in fluvial geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 1. 55 - 70. 2017.
- HUGGETT, Richard. A history of the systems approach in geomorphology. **Geomorphologie**, [s. L.], v. 13, sn, p.145-158, 2007.
- KASPRAK, Alan *et al.* The Blurred Line between Form and Process: a comparison of stream channel classification frameworks. **Plos One**, [S.L.], v. 11, n. 3, p. 150293-150324, 16 mar. 2016.
- RODRIGUES, J. ESPACIALIZAÇÃO DAS CHUVAS EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA NO SEMIÁRIDO DA PARAÍBA. **Revista de Geociências do Nordeste**, [S.L.], v. 6, n. 1, p. 28-35, 16 maio 2020.
- SOUZA, Jonas Otaviano Praça de. DOS SISTEMAS AMBIENTAIS AO SISTEMA FLUVIAL - UMA REVISÃO DE CONCEITOS. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 14, n. 47, p.224-233, set. 2013.
- SOUZA, Jonas Otaviano Praça de; CORRÊA, Antônio Carlos de Barros. Análise da sensibilidade da paisagem na bacia do Riacho do Saco - PE. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 16, n. 4, p.615-630, 2015.
- SUTFIN, Nicholas A. *et al.* A geomorphic classification of ephemeral channels in a mountainous, arid region, southwestern Arizona. **Geomorphology**, [s. L.], v. 221, p.164-175, set. 2014.



VULNERABILIDADE À EROSÃO E RISCO DE ASSOREAMENTO NAS MARGENS DO RIO JAGUARIBE NO MUNICÍPIO DE IGUATU-CE

3122

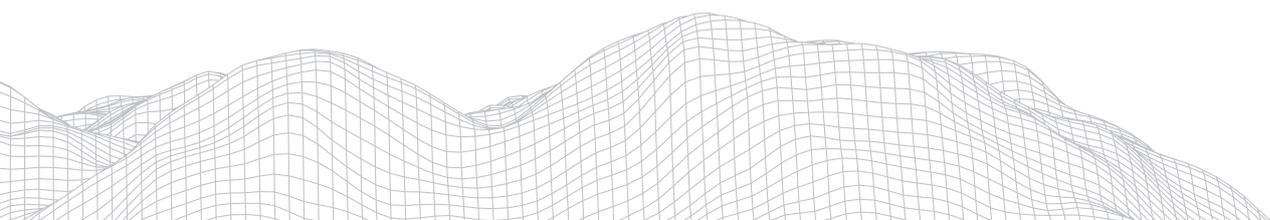
Antônio Rodrigues dos Santos Neto
Universidade Estadual do Ceará
Av. Dr. Silas Munguba, 1700-Itaperi, Fortaleza- CE, CEP: 60714-903
E-mail: toin.rodrigues@aluno.uece.br

Davis Pereira de Paula
Universidade Estadual do Ceará
Av. Dr. Silas Munguba, 1700-Itaperi, Fortaleza- CE, CEP: 60714-903
E-mail: davis.paula@uece.br

Resumo

O rio tem seu valor associado a diversos fatores naturais, sociais e culturais, sendo um elemento natural que sempre esteve no foco do desenvolvimento da sociedade. As inundações em áreas de planície fluvial é um fenômeno natural, porém intensificado pelas atividades humanas que são inseridas nesse ambiente sem a devida consonância com a capacidade de suporte. Desse modo, esse tipo de fenômeno passa a ser comum nas vidas das populações ribeirinhas em áreas rurais e, principalmente, urbanas. Nesse caso, as matas ciliares têm um papel de proteger as margens de corpos hídricos, evitando o assoreamento dos canais e contribuindo para a manutenção do equilíbrio morfossedimentar. Assim, o estudo apresentado propõe analisar a vulnerabilidade à erosão a partir do desmatamento da mata ciliar do Rio Jaguaribe no trecho correspondente ao município de Iguatu (Ceará, Brasil).A metodologia abordada objetiva analisar a vulnerabilidade à erosão do rio Jaguaribe, usando técnicas de sensoriamento remoto e cálculos com base nos aspectos Geológicos, Geomorfológicos, Pedológicos, Vegetação e Clima, a partir de ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), e dados de densidade pluviométrica e do Índice de vegetação por Diferença Normalizada.Com base nos resultados, a área de estudo representa um ambiente moderadamente vulnerável com uma extensão de 208,59 km².Desse modo, a região se encontra moderadamente vulnerável à erosão e assoreamento dos seus canais.

Palavras-chave: Mata Ciliar, Desmatamento, Planície fluvial, inundação.



1. Introdução

Como todo corpo hídrico que tem suas importâncias, o rio tem seu valor atrelado aos fatores indispensáveis para o desenvolvimento social e econômico. O relevo interfere na dinâmica do rio. Em contra partida, a precipitação ou melhor dizendo o intemperismo é responsável por modelar o relevo, determinando assim novas feições Geomorfológicas e, proporcionando ambientes naturais de deposição(MAIA;CAVALCANTE,2004).

Os ambientes fluviais são considerados dinâmicos, onde ocorre o interesse de compreender tais mecanismos de descarga sólida. A sociedade humana historicamente desenvolveu cidades, agricultura e criação de animais próximos aos rios, pois são ambientes ricos e propícios para o desenvolvimento humano e econômico (ANDRADE;MAIA,2018).

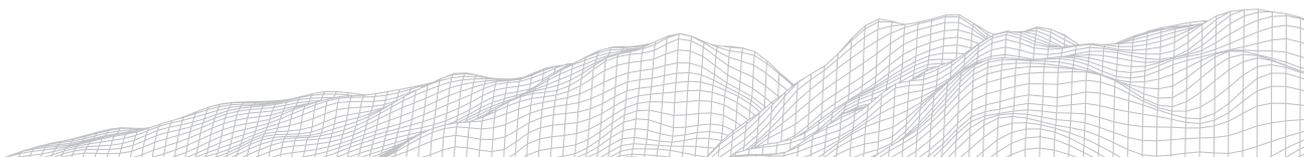
As dinâmicas que ocorrem nas bacias hidrográficas, como inundações em canais fluviais, são acontecimentos extremos que faz parte dos fenômenos naturais, tratando-se de processos de alta intensidade, mas com baixa frequência, geralmente provocam consequências graves tornando-se os danos socioeconômicos por ação antrópica discrepantes com a dinâmica dos elementos naturais, ou seja, um impacto socioambiental (RODRIGUES;AFONSO,2011).

“A erosão de margens fluviais (erosão marginal) é entendida como recuo linear das margens, devido a remoção dos materiais do barranco pela ação fluvial (correntes,ondas) ou por forças de origem extremas (precipitação)[...]” (FERNANDES,1990 apud ANDRADE; CAVALCANTE,2014,p.429). Os processos de erosão de margens de rios vêm trazendo cada vez mais discussões para o meio científica no mundo todo. A degradação nas margens fluviais traz inúmeras mudanças na morfologia dos canais fluviais, provém da alteração na planície de inundação, por atuação de processos muito dinâmicos, é indispensável à compreensão dos mesmos com objetivo de possibilitar um planejamento adequado quanto ao uso das margens (HOOKE, 1997 apud ANDRADE; CAVALCANTE, 2014).

De acordo com Andre e Maia (2018), a velocidade dos processos de erosão das margens fluviais é bastante expressiva, do modo que se tem um curto intervalo de tempo, e proporciona o seu acompanhamento e análise, os pesquisadores da área estudam e aplicam técnicas no monitoramento destes processos. Já nas regiões semiáridas, onde apresentam baixas vazões e fluxo sazonal, se tem um acompanhamento mais preciso nos processos erosivos principalmente em períodos de chuva a cima da média, que beneficia o nível de margens plenas, colaborando, para o alargamento do canal (ANDRADE;MAIA, 2018).

Referente à Maia e Cavalcante (2004) a dinâmica do rio Jaguaribe está sendo consequentemente transformado através de barramentos construídos ao longo do seu curso. Além disso, o uso e a ocupação das áreas marginais pode também acarretar problemas graves, a partir do desmatamento da sua mata ciliar que ocasiona o assoreamento do rio, de modo que a mata ciliar é importante para o controle e segurança dos recursos naturais e dos seres vivos, como também, a redução do processo de assoreamento. A mata ciliar tem suas diversas características, que são encontradas ao longo de rios, ao redor de lagoas e reservatórios, a vegetação está profundamente relacionada ao elevado teor de água do solo do ar onde se desenvolve (CASTRO;CASTRO.R.M; SOUZA, 2013).

Diante desses impactos ambientais ocasionados pela degradação da mata ciliar e o processo de aceleração de erosão e assoreamentos dos rios, o estudo é importante para compreender as consequências dessas interferências antrópica na dinâmica natural dos rios e sua vulnerabilidade.



2. Área de Estudo

Segundo Souza (2018), a média de precipitação no Estado do Ceará é de 800 mm/ano, Mínimo de 247 mm e seu Máximo de 1708 mm. Seu clima, predominantemente, semiárido encontra-se rios efêmeros e intermitentes. O rio Jaguaribe percorre em cerca de 633 km, desde sua nascente na serra da Joanhina no Município Tauá ate a sua desembocadura no oceano Atlântico, entre as cidades de Fortim e Aracati. A sua bacia hidrográfica drena aproximadamente 74.000 km² que corresponde 50% do estado. Dividida em cinco sub-bacias, sejam elas: Alto Jaguaribe, Médio Jaguaribe, Baixo Jaguaribe, Bacia do Banabuiú e Bacia do Salgado (ANDRADE; CAVALCENTE, 2014). A área de estudo está situada no alto Jaguaribe no Município de Iguatu (Ceará, Brasil),aproximadamente a 6°21'34 de Latitude Sul e 39°17'55 de Longitude Oeste, com uma área de 280,32 Km² no centro-sul cearense, onde é cortado pelo rio Jaguaribe, Conforme mostrada na (Figura 1).(IPECE, 2017).

3125

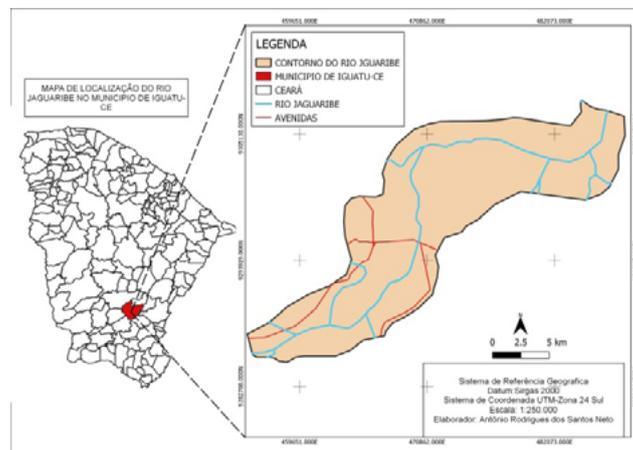


FIGURA 1: Mapa de Localização do Rio Jaguaribe no Município de Iguatu.

Fonte: Elaborado pelo autor.

3. Metodologia.

O presente estudo objetiva analisar a Vulnerabilidade á erosão nas margens do rio Jaguaribe no Município de Iguatu, a partir do desmatamento da mata ciliar, através de técnicas de sensoriamento remoto e ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). Baseando-se na metodologia proposta por Crepani et al.(2001), vulnerabilidade potencial natural, estabelecendo 21 características de classes de vulnerabilidade do solo, vai do estável ao vulnerável e varia de (1 a 3), de acordo com a (Figura 2). Para obtenção das classes de vulnerabilidade, foram considerados os aspectos geomorfologia (R); geologia(G); solos (S); vegetação (Vg) e Clima (C). O conjunto desses atributos gera um cálculo- $V=(G+R+S+Vg+C)/5$, em que a vulnerabilidade foi classificada em cinco faixas, variando de um ambiente estável até um ambiente mais vulnerável.

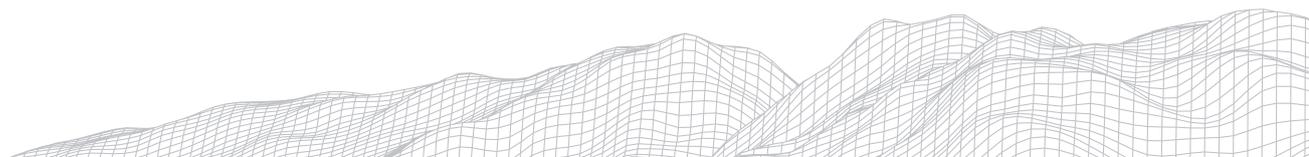
UNIDADE DE PAISAGEM	MÉDIA	GRAU DE VULNERAB.	GRAU DE SATURAÇÃO			CORES
			VERM.	VERDE	AZUL	
U1	3,0	VULNERÁVEL	255	0	0	[Red]
U2	2,9		255	51	0	
U3	2,8		255	102	0	
U4	2,7		255	153	0	
U5	2,6	MODERADAM. VULNERÁVEL	255	204	0	[Orange]
U6	2,5		255	255	0	
U7	2,4		204	255	0	
U8	2,3		153	255	0	
U9	2,2	MEDIANAM. ESTÁVEL/VULNERÁVEL	102	255	0	[Yellow]
U10	2,1		51	255	0	
U11	2,0		0	255	0	
U12	1,9		0	255	51	
U13	1,8	MODERADAM. ESTÁVEL	0	255	102	[Green]
U14	1,7		0	255	153	
U15	1,6		0	255	204	
U16	1,5		0	255	255	
U17	1,4	ESTÁVEL	0	204	255	[Cyan]
U18	1,3		0	153	255	
U19	1,2		0	102	255	
U20	1,1		0	51	255	
U21	1,0		0	0	255	[Blue]

FIGURA 2: Escala de vulnerabilidade das unidades territoriais básicas.
 Fonte: Crepani et al. (2001).

As classes foram obtidas no Banco de Dados de Informação Ambiental-BDIA (2021) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatístico-IBGE. Foi calculado o índice de Vegetação por diferença Normativa (NDVI) para os anos 2000 e 2020, o índice indica a densidade da cobertura vegetal, que varia entre (-1,0 a +1,0), os valores (-1 a 0) correspondem a Corpos Hídricos e Rochas, já os valores de (0,1 a 1,0) representam Solos Expostos; Pouca Vegetação e uma Vegetação Densa. A equação usada é : $(NIR-RED)/(NIR+RED)$, onde o NIR representa a banda espectral infravermelha próximo e RED representa a banda espectral da região do vermelho, obtendo a partir de imagens do Landsat 8 e Landsat 5. Referente à importância climática (precipitação) para as ações erosivas, principalmente para os rios que se encontram no semiárido Nordeste, como é caso do rio Jaguaribe, foram coletados dados de quatro Estações Pluviométricas , que são eles: Baú, Riacho Vermelho, Quixelo e Iguatu (FUNCEME,2017). Para obter a escala de erosividade da chuva, a Figura 3 mostra os valores de vulnerabilidade à perda de solo. Para isso, foi feito o cálculo de Intensidade Pluviométrica a partir da equação: $PMA/(NDC/30)$, visto que, PMA é a Precipitação Média Anual (mm/mês), enquanto NDC é Numero de Dias com Chuva dividido por 30.(CREPANI;-MEDEIROS;PLAMEIRA, 2004)

Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	Vulnerabilidade e	Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	Vulnerabilidade e	Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	Vulnerabilidade e
< 50	1,0	200 - 225	1,7	375 - 400	2,4
50 - 75	1,1	225 - 250	1,8	400 - 425	2,5
75 - 100	1,2	250 - 275	1,9	425 - 450	2,6
100 - 125	1,3	275 - 300	2,0	450 - 475	2,7
125 - 150	1,4	300 - 325	2,1	475 - 500	2,8
150 - 175	1,5	325 - 350	2,2	500 - 525	2,9
175 - 200	1,6	350 - 375	2,3	> 525	3,0

FIGURA 3: Escala de Erosividade da Chuva e valores de Vulnerabilidade a Perda do Solo
 Fonte: Crepani et al,2001.



4. Resultados

A bacia de Iguatu é de aproximadamente 780km², que se encontram rochas clásticas próximo aos seus falhamentos, já na área mais central da bacia, pode se deparar com sedimentações como, por exemplo: arenitos finos, siltitos, folhelhos, argilitos, calcários e margas, desse modo, estes tipos litológicos facilitam a compreensão de ambientes de deposição feitos por canais, barras cascalhosas e planície de inundação. No entendimento desse conhecimento da litologia estrutural da bacia de Iguatu, é importante destacar a presença do rio Jaguaribe, da qual a bacia hidrográfica, é primordial para compreendê-lo os processos morfodinâmicos decorrentes aos processos de estruturação e a sedimentação da bacia, essencial para entender a geomorfologia atual do município. (LIMA;MOURA-FÉ;PINHEIRO,2019)

De acordo com Andrade (2016) com a pesquisa realizada no rio Jaguaribe foi observado processos erosivos pluviais, resultantes da ação das gotas de chuva e, conseqüentemente do escoamento superficial das águas, desse modo, ocorre o processo de corrosão das margens que decorre de uma deterioração mecânica, resultando em um desmoronamento por cisalhamento, no que foi observado houve corrosão da base das margens e desmoronamento por basculamento. A dinâmica das ações erosivas se tem uma extensa repartição espacial e temporal, na forma que a erosão desse material não é da mesma proporção de um ponto a outro da margem. Já na distribuição temporal, está sujeito a fenômenos climáticos e hidrológicos, possibilitando variações na quantidade de material erodido ao ano.

Segundo Crepani, Medeiros e Palmeira (2004) a intensidade pluviométrica pode ser visto como modelo de valores de energia com capacidade disponível para torna-se energia cinética encarregado pela erosividade da chuva, portanto quanto maior os valores da intensidade pluviométrica maior a erosividade. Conforme foi mostrado na Figura 3, onde indica valores de alta vulnerabilidade de perda de solo, a Tabela 1, mostra a Intensidade Pluviométrica (IP) das quatro estações, os valores de (IP) se enquadra na classificação de vulnerabilidade a perca de solo.

TABELA 1

Relação: Pluviometria do Município de Iguatu

Posto	IP (mm/ano) Vulnerabilidade
Baú	468.8 (2,8)
Riacho Vermelho	584.71 (3,0)
Quixelo	695.86 (3,0)
Iguatu	824 (3,0)

Fonte: FUNCEME, 2017.

Em conformidade com Crepani et al. (2008 apud Moura et al., 2017), o nível de maturidade das propriedades físicas, químicas e morfológicas dos solos, indica o grau de vulnerabilidade a erosão para unidade de solo, resultado direto ao balanço morfogênese/pedogênese, e aponta o domínio dos processos erosivos da morfogênese que constituem solos jovens e pouco desenvolvido, que são eles: Neossolos Flúvicos, Neossolos litólicos e Vertissolos Ebânicos destacadas na Figura 4, são classificados como vulneráveis, por serem considerados solos poucos desenvolvidos, por possuir ausência de horizonte B, acomodado diretamente sobre a rocha matriz. Solos esses que são encontrados no Município de Iguatu onde se situa o rio Jaguaribe.



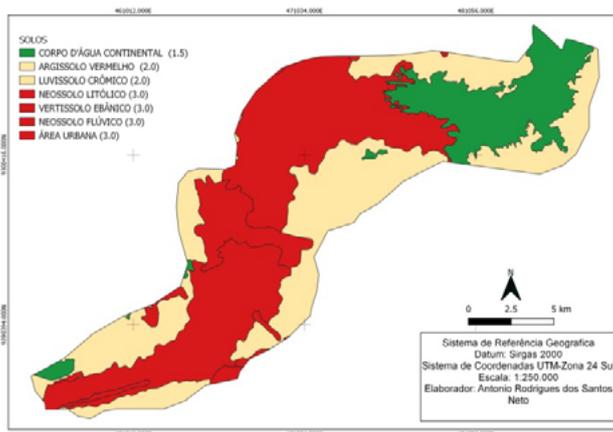


FIGURA 4: Mapa de Vulnerabilidade do solo do Rio Jaguaribe no Município de Iguatu.

Fonte: BDIA (2021) Modificado pelo autor.

No trecho estudado, o solo mais representativo é o Neossolo Flúvico com extensão de 110,43 km², enquanto o menos representativo é Vertissolo Êbanico com 0,38km², ambos representam alto grau de vulnerabilidade à erosão, o desmatamento e ocupação irregular nessas áreas, podem levar ao aceleração dessa erosão e o assoreamento do rio. Segundo os dados coletados na Tabela 2, é mostrado os valores de vulnerabilidade a partir das classes de solo, onde o apresentam valores de (1,0 a 3,0).

TABELA 2

Relação: Classes de solos do Rio Jaguaribe,Iguatu-ce

Classes de solos	Valores
Latossolo.	1,0
Corpo de Hidrico.	1,5
Argissolos Vermelho,Luvisolos Crômicos.	2,0
Neossolo Flúvico,Neossolo Litico, Vertissolo Ebânico,Oraganossolos.	3,0

Fonte: CREPANI et al,2001.

A vegetação é fundamental para preservação dos corpos hídricos, como também, para proteção dos solos, pois a cobertura vegetal do terreno tem o papel de prorrogar o ingresso das águas oriundas das chuvas nas correntes de drenagem devido ao crescimento da capacidade de infiltração, tornando-se vulnerável à erosão e degradação (SÁ; LEITE ;FILHO, 2009). Desse modo, é essencial compreender o tipo de vegetação que se encontra no município de Iguatu, ambos representam suas variações de vulnerabilidade, pois a vegetação presente na região é a Caatinga arbórea fechada com valor de 1.7,considerada moderadamente estável e Caatinga antropizada com o valor de 2.6, caracterizada como moderadamente vulnerável, na Tabela 3, mostra os níveis de vulnerabilidade.

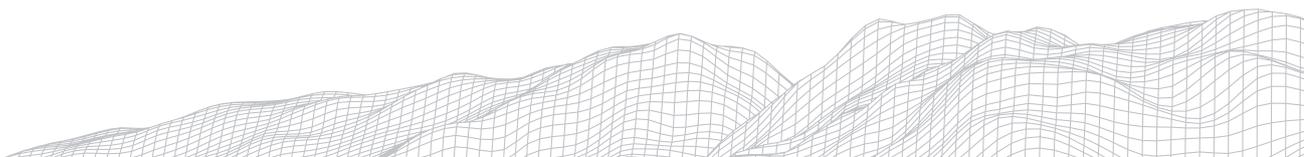


TABELA 3

Relação: Classes de Vegetação do Rio Jaguaribe,Iguatu-ce

Classes de cobertura vegetal e uso do solo	Valores
Caatinga Arbórea Fechada	1,7
Caatinga Antropizada	2,6
Agropecuária	2,8
Solo exposto e Urbanização	3,0

Fonte: CREPANI et al.2001,

A partir do mapeamento da cobertura vegetal do rio Jaguaribe, o subgrupo vegetal mais presente é, a Savana Estépica Arborizada, com uma área de 19km², essa vegetação é classificada como arbórea (árvores de pequeno porte e espinhosa), mostrada mais a baixo na (Figura 5). (CREPANI et al., 2001). O uso da agropecuária pode resultar em degradação das vegetações e dos seus subgrupos, tal como, a contaminação do solo, água e alimento. O bioma Caatinga é suscetível a degradação ambiental e desertificação, resultante de atuação agropecuária (CAMPOS et al., 2015).

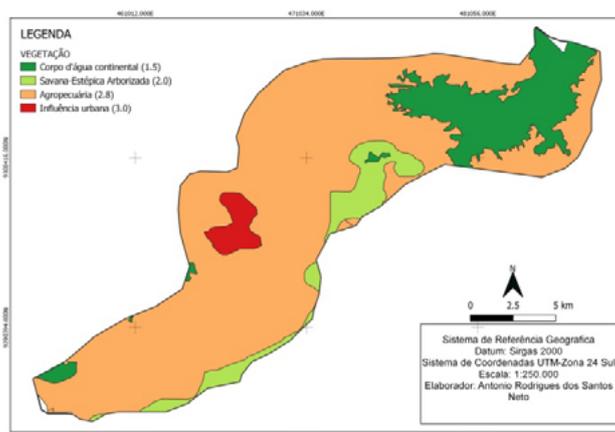


FIGURA 5: Mapa de Vulnerabilidade da vegetação do Rio Jaguaribe no Município de Iguatu.
Fonte: BDIA (2021) Modificado pelo autor.

Segundo Duarte et al.(2018), a partir do código florestal, a mata ciliar é classificada como área de preservação permanente (APP), com inúmeras funções ambientais, necessitando respeitar uma medida específica referente com a largura do corpo hídrico.De acordo com a lei 12.651/2012, no art 7º do código florestal, o proprietário da área, sendo pessoa física ou jurídica,de direito público ou privado deverá manter sua preservação, se ocorrer alguma retirada dessa vegetação situada na área de preservação, o proprietário da área é obrigado a promover sua recomposição. Entendendo a importância da preservação e recuperação das matas ciliares, somando com o manejo adequado do solo, certifica-se a proteção de um dos recursos naturais mais valiosos para sustentação da vida e da economia, a água. (DUARTE et al.,2018).

Por ter uma alta fragilidade, essa vegetação é frequentemente impactada por ações antrópicas, além de conviverem com a dinâmica erosiva e de sedimentação do curso d'água, situam-se no fundo de vale, onde representam às áreas de uma bacia hidrográfica, no qual geralmente, ocorrem os solos mais férteis e úmidos, desse modo as matas ciliares são tão favoráveis ao seu desmatamento, dando lugar as atividades agrícolas (PINTO et al.,2005).

A falta de um manejo adequado do solo favorece diferentes graus de vulnerabilidade em razão ao uso e da proteção da vegetação. As áreas com influência antrópica, como solos expostos, agricultura e pastagem, possibilitam alto nível de vulnerabilidade para perda de solo. Dessa forma, as áreas naturalmente frágeis presentes na área de estudo, conforme a Figura 6, encontra-se com a sua maior parte moderadamente vulnerável, cerca de 208,59 km² de extensão. Já as áreas moderadamente estáveis têm aproximadamente de 43,36 km², enquanto as áreas moderadamente estável/vulnerável apresentam 24,36 km².

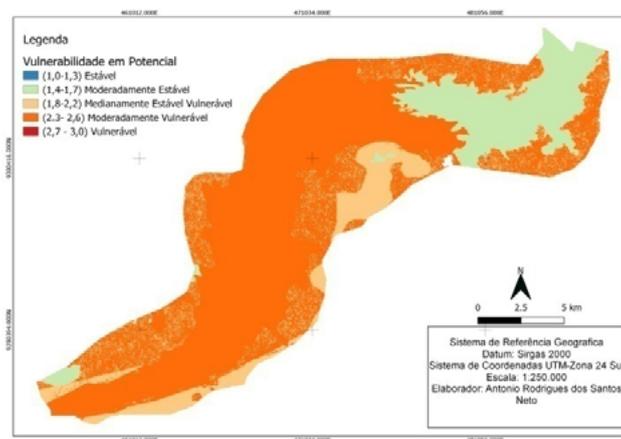
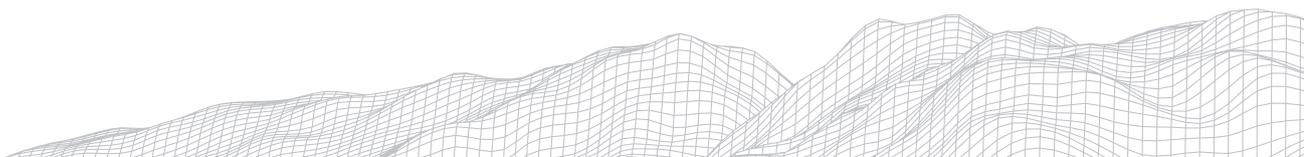


FIGURA 6: Mapa de Vulnerabilidade em Potencial natural do Rio Jaguaribe no Município de Iguatu.
Fonte: Elaborado pelo autor

De acordo com Barrozo et al. (2020), 80% da vegetação da Caatinga está integralmente modificada em virtude das alterações geradas pelo desmatamento, extrativismo, agricultura, pastagem e lavouras. No rio Jaguaribe, as mudanças da cobertura vegetal natural proporcionaram uma alteração no comportamento hidrológico do rio (PINHEIRO et al.,2018).

Segundo a entrevista feita pelo Diário do Nordeste (2017), com o realizador do projeto “Cílios Jaguaribe”, o Agrônomo e mestre em Desenvolvimento Regional Sustentável Paulo Ferreira Marciel, do Instituto rio Jaguaribe,relatou que devido a cheias e a ausência da mata ciliar,ocorreu perda de terreno nas margens do rio Jaguaribe.Os próprios donos das terras próximo ao rio Jaguaribe, destroem a mata ciliar para expandir as áreas de agricultura, durante os anos, os moradores perceberam o aumento do leito e a devastação das áreas agrícolas.

Ainda sobre a entrevista, nos anos de 1970, existia vegetação nativa no rio Jaguaribe, as matas ciliares protegiam as margens contra a ação erosiva,assim como, o baixo nível de poluição naquela região, atualmente, o rio Jaguaribe sofre diariamente despejos de efluentes de toda a cidade e da parte rural. Com base no mapeamento da análise do espaço-temporal a partir do uso do NDVI nos anos (2000-2020), possibilitou a obtenção de cinco classes temáticas, sejam elas: Corpos Hídricos; Solos Expostos; Urbanização; Área com Pouca Vegetação e Maior Vigor Vegetativo, conforme representado na (Figura 7).



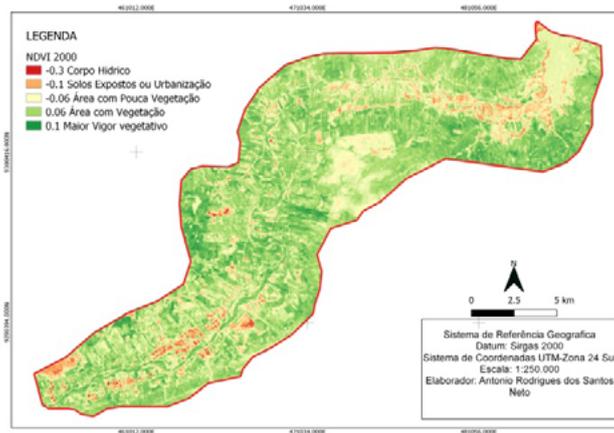


FIGURA 7: NDVI do Rio Jaguaribe no Município de Iguatu ano 2000.
Fonte: Earth Explorer.Modificado pelo autor.

Durante duas décadas de desmatamento, de atividades tradicionais de agricultura e o crescimento urbano na região levou a mudança nas suas margens devida o assoreamento, podendo ocorrer mudanças no percurso do rio. Desse modo, nota-se que no ano 2000 a diferença da densidade vegetativa no Rio Jaguaribe é maior, com uma área de 71,4km², enquanto o ano de 2020, a densidade vegetativa é de 0,0009 km², como também, é mais presente solos exposto e pouca vegetação, podendo ser observado na (Figura 8).

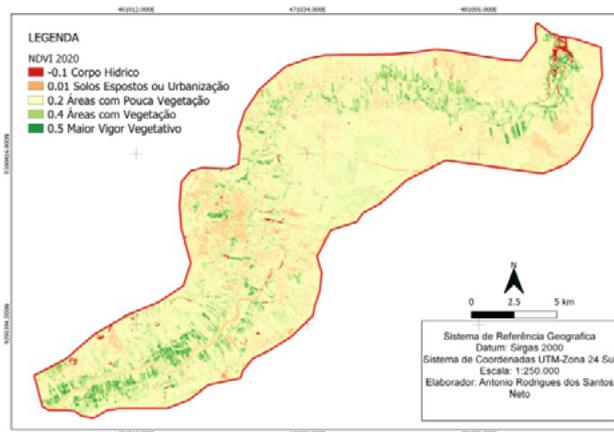


FIGURA 8: NDVI do Rio Jaguaribe no Município de Iguatu ano 2020.
Fonte: Earth Explorer.Modificado pelo autor.

A restauração da mata ciliar tem como objetivo o retorno do ecossistema e as condições similares anteriores ao desmatamento. Os usos de técnicas para o reflorestamento baseiam-se de fatores como a frequência e densidade da espécie, distribuição espacial, intervalo, área, relevo e a intensidade das consequências que foi submetido (LACERDA; FIGUEREDO,2009).

Conforme a secretaria do meio ambiente (SEMA), a secretaria dos recursos hídricos (SRH) e a companhia hidroelétrica do São Francisco (CHESF), o projeto para a recuperação de 32 ha de áreas degradadas da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, onde 20 ha no município de Iguatu e 12 ha no município de Quixélo, com um investimento de 1,2 milhões de reais, o intuito é o reflorestamento com mudas nativas e proporcionar a educação ambiental na bacia do rio Jaguaribe.

O planejamento previsto é o plantio de espécies da vegetação Caatinga por diferentes taxas, que seria: 50% Arbustivas e Pioneiras; 30% Arbórea e Mata Primária e 20% Arbórea e Mata Secundária (SEMA, 2021).

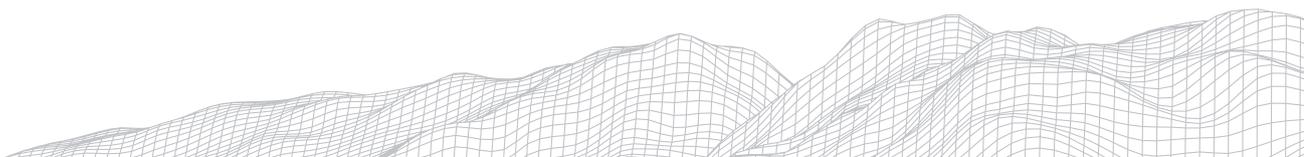
. Em relação ao plantio de mudas, Lacerda e Figueredo (2009) explicam sobre esse método de regeneração que é uma forma mais praticada, principalmente por proporcionar uma boa densidade inicial de plantas, todavia, entre diversos métodos, se tem a forma de reconstruir uma vegetação com estrutura semelhante, bastante diferente da estrutura heterogênea da floresta naturais, ainda mais esse método pode ser complicado a sua aplicação em áreas com topografia muito assimétrica ou com declividade acentuada.

5. Conclusão

Com base nos resultados, o desmatamento da mata ciliar e o alto nível de vulnerabilidade da cobertura vegetal, que foi modificada e substituída por atividades agrícolas e o uso e ocupação irregular do solo do rio Jaguaribe, ficou mais suscetível a erosão e assoreamento das suas margens, por apresentar solos expostos e com seu manejo descontrolado. Por essas diversas atividades, o ambiente se apresenta Moderadamente Vulnerável para assoreamento do rio, nesse contexto almeja-se a prática de educação ambiental e conservacionismo (e.g. Preservação e Reflorestamento, Regime Hidrológico e Contenção e erosão). Portanto, a importância do projeto desenvolvida “Cílios Jaguaribe” é primordial para recuperação dessa área degradada.

Referências

- ANDRADE, José Hamilton Ribeiro; CAVALCANTE, Andrea Almeida. PROCESSOS EROSIVOS MARGINAIS NO BAIXO JAGUARIBE: ESTUDO DE CASO NO RIO JAGUARIBE - CEARÁ - BRASIL. **REVISTA GEONORTE, Edição Especial 4, V.10, N.1, p.429-432, 2014. (ISSN 2237-1419), [s. l.], 2014.**
- ANDRADE, José Hamilton Ribeiro; MAIA, Celsemy Eleutério. EROÇÃO DE MARGENS EM RIOS SEMIÁRIDOS: ESTUDO NA SUBBACIA DO BAIXO JAGUARIBE - CEARÁ - BRASIL. **Geomorfologia, [s. l.], 2018.**
- ANDRADE, Jose Hamilton Ribeiro. Dinâmica de margens em rios semiáridos: aplicações metodológicas no rio Jaguaribe.. **DINÂMICA DE MARGENS EM RIOS SEMIÁRIDOS: APLICAÇÕES METODOLÓGICAS NO RIO JAGUARIBE - CEARÁ - BRASIL.** Orientador: Prof. Dr. Celsemy Eleutério Maia. 2016. Dissertação (MESTRADO EM AMBIENTE, TECNOLOGIA E SOCIEDADE) (Mestrado) - RIA de Pesquisa e Pós-Graduação, [S. l.], 2016.
- BARROZO, Marcus Vinicius da Silva. DEGRADAÇÃO DA VEGETAÇÃO NO AMBIENTE SEMIÁRIDO EM IRAUCUBA,- CEARÁ. In: **VEGETAÇÃO, ECOSISTEMAS DESENVOLVIMENTO TECNOLÓGICO NO AMBIENTE SEMIÁRIDO.** Sobral: Proex/Uva, 2020. ISBN 9786599295683.
- BARBOSA, Honório. **Projeto de reflorestamento Cílios do Jaguaribe define locais de atuação.** Diário do Nordeste: Honório Barbosa, 2020. Disponível em: Jaguaribe-define-locais-de-atuacao/39574. Acesso em: 28 jun.2021
- BDIA, Banco de informações ambientais. **Um novo instrumento para organização e preservação.** [S. l.], 2021. Disponível em: <https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/home>. Acesso em: 28 jun. 2021.
- CAMPOS, Samuel Alex Coelho Campos *et al.* DEGRADAÇÃO AMBIENTAL AGROPECUÁRIA NO BIOMA CAATINGA. **Geografia Física, [s. l.], 2015.**
- CASTRO, Martha Nascimento; CASTRO, Rodrigo Martinez; SOUZA, Patrícia Caldeira de. A IMPORTÂNCIA DA MATA CILIAR NO CONTEXTO DA CONSERVAÇÃO DO SOLO. **GEOGRAFIA FÍSICA, [s. l.], 2013.**
- CAVALCANTE, Andreia Almeida; MAIA, Rubson Pinheiro; MORAIS, Jäder Onofre De. DINÂMICA FLUVIAL NO BAIXO JAGUARIBE-CE: UMA AVALIAÇÃO A PARTIR DE ESTUDOS DE DESCARGA SÓLIDA. **Geografia Física, [s. l.], 2006.**



CREPANI, Edison *et al.* SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO APLICADOS AO ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO E AO ORDENAMENTO TERRITORIAL. **Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais**, [s. l.], 2001.

CREPANI, Edison; MEDEIROS, José Simeão de; PALMEIRA, Alessandro Ferraz. INTENSIDADE PLUVIOMÉTRICA: UMA MANEIRA DE TRATAR DADOS PLUVIOMÉTRICOS PARA ANÁLISE DA VULNERABILIDADE DE PAISAGENS À PERDA DE SOLO. **Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais**, [s. l.], 2004.

DUARTE, Maria Betânia da Costa Pereira *et al.* O TRABALHO DE CAMPO NA RECUPERAÇÃO DA MATA CILIAR DO RIACHO GULANDIM. **Educação Ambiental**, [s. l.], 2018.

FUNCEME, Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Calendário de Chuvas**: Projeto de reflorestamento define locais de atuação. [S. l.], 2017. Disponível em: <http://www.funceme.br/app-calendario/diario/municipios/maxima/2021/6>. Acesso em: 28 jun. 2021.

LACERDA, Dinnie Michelle Assunção e Restauração de matas ciliares do rio Mearim no município de Barra do Corda-MA: seleção de espécies e comparação de metodologias de reflorestamento. **ACTA AMAZONICA vol. 39(2) 2009: 295 - 304**, [s. l.], 2009.

MAIA, Rubson Pinheiro; CAVALCANTE, Andrea Almeida. EROSÃO E ASSOREAMENTO DO RIO JAGUARIBE EM LIMOEIRO DO NORTE-CE: MARCAS DE UMA EVOLUÇÃO ACELERADA. **V Simpósio Nacional de Geomorfologia I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**, [s. l.], 2004.

MAPBIOMAS, Brasil. **Coleção MapBiomas**. [S. l.], 2019. Disponível em: https://mapbiomas.org/colecoes-mapbiomas-1?cama_set_language=pt-BR. Acesso em: 28 jun. 2021.

MOURA, Matheus *et al.* Vulnerabilidade à erosão quanto aos aspectos solo e vegetação em uma bacia hidrográfica no semiárido. **Revista Entorno Geográfico**, [s. l.], 2017.

MOURA-FÉ, Marcelo Martins de; PINHEIRO, Monica Virna de Aguiar. CATEGORIZAÇÃO GEOLOGICA DO MUNICÍPIO DE IGUATU,CEARÁ. **Perspectivas da Geografia Física do Nordeste brasileiro: Produção e desafios**, [s. l.], 2019.

PINTO, Lilian Vilela Andrade Pinto *et al.* ESTUDO DA VEGETAÇÃO COMO SUBSÍDIOS PARA PROPOSTAS DE RECUPERAÇÃO DAS NASCENTES DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO SANTA CRUZ, LAVRAS, MG. **Sociedade de Investigação Florestais**, [s. l.], 2005.

PINHEIRO, ANTONIO GEBSON *et al.* EFICIÊNCIA DA COBERTURA VEGETAL NA REDUÇÃO DAS PERDAS DE ÁGUA E SOLO NO MUNICÍPIO DE IGUATU. **Irriga, Botucatu, v. 23, n.**, [s. l.], 2018.

RODRIGUES, Jorge Luiz Moreira; AFONSO3, Anice Esteves. RELAÇÕES ENTRE PADRÕES DE USO DO SOLO E ENCHENTES AO LONGO DOS CANAIS FLUVIAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CACERIBU, TANGUÁ (RJ). **Dinâmica de Bacias Hidrográficas em áreas urbanas e rurais**, [s. l.], 2011.

SÁ, Iêdo Bezerra Sá *et al.* Mapeamento e caracterização da cobertura vegetal Bacia Hidrográfica do São Francisco. **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 6305-6312.**, [s. l.], 2009.

SEMA, Ecretaria do Meio Ambiente. **Cilios do Jaguaribe**: Projeto de reflorestamento define locais de atuação. [S. l.], 2018. Disponível em: <https://www.sema.ce.gov.br/2018/10/22/campus-iguatu-do-ifce-e-sema-assinam-termo-de-cooperacao/>. Acesso em: 28 jun. 2021.

