ANÁLISE DE COBERTURAS SUPERFICIAIS EM BAIXOS TERRAÇOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL UTILIZANDO GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

Luca Lämmle
UNICAMP - Universidade Estadual de Campinas
Rua Carlos Gomes 250, Cidade Universitária, Campinas, SP - 13083-855
E-mail: lucalammle@ige.unicamp.br
Archimedes Perez Filho
UNICAMP – Universidade Estadual de Campinas
Rua Carlos Gomes 250, Cidade Universitária, Campinas, SP - 13083-855
E-mail: archi@ige.unicamp.br

1. Introdução

O ambiente costeiro é importante pela diversidade de geossistemas existentes. A configuração do relevo nestes ambientes está associada à complexa relação entre distintos processos naturais e antrópicos e, com isso, tem sido tema de investigação há algum tempo. A discussão quanto à temática é concretizada a partir da incorporação de concepções teóricas sobre a evolução da paisagem atrelada desenvolvimento de técnicas, associando a dinâmica climática e evidências de oscilações do nível relativo do mar associados a episódios de transgressão e regressão durante o final do Pleistoceno e no Holoceno. Sendo assim, espacialização de diferentes níveis de baixos terraços marinhos e flúvio-marinhos presentes na planície costeira do Rio Paraíba do Sul/RJ, no baixo curso do rio Paraíba do Sul, são resultantes de alterações no nível de base vinculado a transgressões e regressões marinhas decorrentes de pulsações climáticas holocênicas?

2. Objetivos

Identificar e analisar as coberturas superficiais em diferentes níveis de baixos terraços marinhos e fluvio-marinhos no holoceno com aplicação de método geofísico por meio de levantamento de dados de GPR e correlacionar com outros tipos com outros tipos de dados a serem obtidos (datação absoluta, análise granulométrica, análise química, etc.) e oferecer meios que possibilitem fazer interpretação paleogeográfica associada a transgressões e regressões marinhas durante o holoceno na área de estudo.

3. Fundamentação Teórica

Neste trabalho o método é considerado como o suporte teórico, isto é, o embasamento filosófico que subsidiará a análise e interpretação do relevo a partir da problemática abordada. Sendo assim, para a execução deste estudo optou-se pela Teoria dos Sistemas Gerais (TSG) como método, uma vez que a abordagem sistêmica possibilita a correlação entre diferentes elementos naturais que associados possibilitam a interpretação da evolução geomorfológica das bacias hidrográfica analisadas.

A TSG teve sua origem a partir dos estudos vinculados às leis da termodinâmica e que atingiu sua maior ênfase na ciência ao longo da década de 30 do século passado (BERTALANFFY, 1952). Na Geomorfologia ocidental, foi por meio de Strahler (1957) e Chorley (1962) que ocorreu seu desenvolvimento inicial, sendo que no Brasil, Christofoletti (1980) foi o principal divulgador do pensamento sistêmico. Mencionar-se que a perspectiva cartesiana predominante na ciência até então, apontava que em qualquer sistema complexo era possível entender seu comportamento a partir da análise das propriedades das suas partes, o que denotava um caráter reducionista e linear nessa forma de estudar algum sistema.

Entretanto, com o advento do pensamento sistêmico, a compreensão acerca de um sistema supera a análise dos elementos de forma reducionista (pois esses não contêm todas as características do sistema) e, deste modo, passam a serem consideradas também as inter-relações e trocas de energia e matéria no contexto dos sistemas complexos. Sendo assim, Christofoletti (1980) afirma que os sistemas se encontram organizados em virtude das inter-relações, onde o seu grau de organização permite assumir a função do todo que é maior que a soma de suas partes; além disso, os sistemas são compostos por elementos ou unidades, relações, atributos, entrada e saída de energia e/ou matéria.

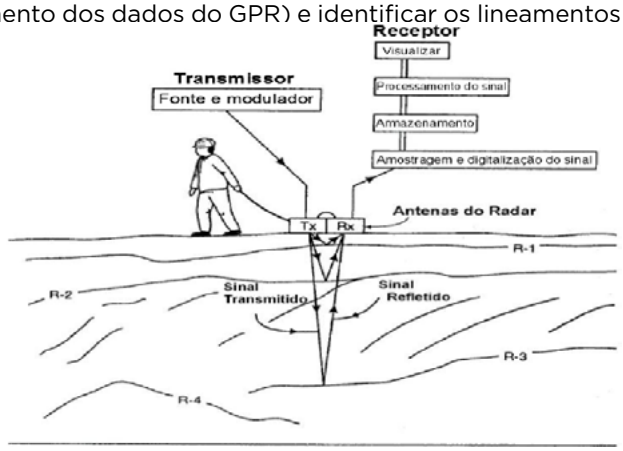
4. Proposta Metodológica

A proposta metodológica da presente proposta consiste na aplicação de método geofísico por meio de levantamento de dados de GPR para obter Radargramas de diferentes pontos dos baixos terraços a serem identificados na planície costeira do Rio Paraíba do Sul, a fim de verificar a estratificação e tipo de material presente na subsuperfície, para posteriormente correlacionar com outros tipos de dados a serem obtidos (datação absoluta, análise granulométrica, análise química, etc.) e oferecer meios que possibilitem fazer interpretação paleo-geográfica associada a transgressões e regressões marinhas durante o holoceno.

4.1. Levantamento de dados GPR

O Método Eletromagnético (EM) utiliza a resposta do substrato subsuperficial à propagação de campos eletromagnéticos por meio de uma antena transmissora emitindo um pulso de onda (campo primário) no solo. Ao propagar-se pelo meio rochoso, modifica suas características (fase e amplitude) e reflete nas diferentes camadas geológicas- retornando para a superfície onde é captada pelo receptor (Telford *et. al.*, 1990). Pretende-se aplicar a técnica de imageamento raso - GPR (*Ground Penetrating Radar*) cuja frequência varia entre 10 – 103 MHz (DAVIS & ANNAN, 1989) (Figura 1).

Pretende-se utilizar o equipamento através do arranjo em perfilagem de reflexão, em que as antenas emissora e receptora são mantidas a uma distância constante e a varredura é feita arrastando-se o conjunto ao longo de uma linha previamente estabelecida (PORSANI, 1999). Os dados serão processados *software* específico (software Reflexo) para obter os Radargramas (produto do processamento dos dados do GPR) e identificar os lineamentos e tipo de material



estratificado (rafarfácies) nos baixos terraços.

FIGURA 1: Constituintes básicos de um sistema de GPR (Reynolds, 1997).

A coleta de dados de radar de penetração do solo será realizada com o modelo SIR System-3000 da *Geophysical Survey Systems*, Inc.- GSSI. O equipamento é composto de uma unidade transmissora e a outra receptora, ambas conectadas por um cabo de fibra ótica Modelo 570. A unidade transmissora consiste no Modelo 3207 de frequência central de 100MHz, especificação utilizada em todas os levantamentos. Um console conectado às unidades permite ajustar as configurações bem como visualizar o dado bruto na forma de perfil de Radargrama.

A escolha da posição onde se pretende fazer as linhas de GPR será definida a partir do mapeamento e identificação dos baixos terraços marinhos e fluvio-marinhos. Serão realizadas 2 linhas de coleta de dados (linhas cruzadas) para cada ponto definido.

5. Desafios

Os principais desafios da pesquisa estão associados à manipulação do aparelho e processamento dos dados a serem obtidos pelo mesmo, pelo fato da necessidade de configuração do sistema interno, que deve ser calibrado de acordo com o tipo de material presente em determinado campo, além de profundidade, presença ou não de água, entre outros.

6. Resultados Esperados

Fomentar o uso de geotecnologias nos estudos paleogeográficos e oferecer meios que possibilitem ampliar o uso de ferramentas para interpretação paleogeográfica associada a transgressões e regressões marinhas durante o holoceno.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro por meio da bolsa de doutorado (Processo Fapesp: 2017/26876-0) e do Auxílio Regular (Processo Fapesp: 2018/07271-3).

Referências

BERTALANFFY, L.V. **General System Theory: Foundations, Development, Applications**. Braziller, New York. 1952.

NORDSTROM, Karl F. **Recuperação de praias e dunas**. São Paulo: Oficina de textos, 2010. 263 p.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. New Halen: Transactions: **American Geophysical Union**, v.38. p. 913-920. 1957.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. In: U.S. **Geol. Survey Prof. Paper**, (500-B): p.1-10. 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 188 p., 1980.

REYNOLDS, J. M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. John Wiley and Sons, England, 1997.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. Second Edition, Cambridge University Press, United Kingdom, 1990.

DAVIS, J.L.; ANNAN, A.P. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, v.37, 1989.

PORSANI, J. L. **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado, SP**. 1999. 159p. Tese (Doutorado em Geociências) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOMÉTRICA DA BORDA MERIDIONAL DA BACIA SEDIMENTAR DO JATOBÁ, PERNAMBUCO, NORDESTE DO BRASIL

Júlia Stefane da Silva Vieira
Universidade Federal de Alagoas – UFAL Av. Lourival Melo Mota, S/N - Tabuleiro do Martins, Maceió - AL, 57072-900
E-mail: julia.vieira@igdema.ufal.br
George Pereira de Oliveira
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE Av. Prof. Moraes Rego, 1235 - Cidade Universitária, Recife - PE, 50670-901
E-mail: george.oliveira.106@ufrn.edu.br
Antônio Carlos de Barros Corrêa
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE Av. Prof. Moraes Rego, 1235 – Cidade Universitária, Recife - PE, 50670-901
E-mail: dbiase2001@terra.com.br

Resumo

O Nordeste Oriental brasileiro possui um diversificado conjunto de domínios morfoestruturais, cuja evolução pós-rifte se deu a partir de uma série de processos de reativação morfotectônica e epirogenética. É nesse contexto que se encontram alguns dos domínios inseridos na bacia sedimentar do Jatobá, a qual representa a porção mais setentrional do rift Recôncavo-Tucano-Jatobá, cuja gênese encontra-se relacionada com o riftemamento sul-atântico, configurando-se como um ramo abortado do mesmo, onde processos de soerguimento são evidentes na área a partir de blocos cristalinos, alçados à cimeira somital da região, encimados por coberturas sedimentares, os quais exibem escarpas de falha ainda conservadas e padrões de deformação peculiares na rede de drenagem. Destarte, a partir da utlização de índices morfométricos, tais como o índice de Hack (1973) ou Relação Declividade-Extensão (RDE) de Etchebehere (2004), o Fator de Assimetria por Hare & Gardner (1985), e o índice de valores de χ de Willett et al. (2014), tornou-se possível suscitar importantes contribuições para a elucidação da evolução cenozoica do relevo, atrelando fortemente a influência da tectônica na hidrografia, ao fato de que, as bacias hidrográficas configuram-se como sistemas altamente sensíveis a anomalias tectônicas, relevando-se na modelagem dos mapas.

Palavras-chave: Bacias Hidrográficas; Geomorfologia Estrutural; Morfotectônica; Neotectônica

Introdução

A análise morfoestrutural do relevo pode ser executada nas mais diversas escalas de abordagem, considerando vários fatores que exercem influência na morfogênese, sejam eles de caráter interno ou externo (CORREA et al., 2010). Um dos exemplos mais conspícuos de condicionamento estrutural do relevo encontra-se presente no Nordeste Oriental brasileiro, apresentando um mosaico de geoformas, abrigando diversos domínios morfoestruturais, os quais após a fase rifte da abertura do atlântico sul, tiveram sua evolução ligada a uma série de processos de reativação morfotectônica e epirogenética.

As bacias sedimentares são morfoestruturas capazes de registrar importantes eventos de inversão do relevo em ambientes de margem passiva, os quais vêm se dando desde o Cretáceoe prosseguindo pelo Cenozoico. É neste contexto que se insere a bacia sedimentar do Jatobá, cuja estruturalmente é controlada pelo Lineamento Pernambuco e falhas adjacentes associadas, caracterizando-se como "meio gráben" de origem e evolução relacionadas a tectônica transcorrente (SANTOS, 2012), constando estruturas típicas como àquelas em flor e feições com características de inversão tectônica (PERARO, 1995).

Após o rifteamaneto Tucano-Jatobá, além dos eventos erosivos regionais, um considerável soerguimento local ocorreu em áreas de grabéns, onde a erosão consequente produziu uma exumação localizada ao longo das principais falhas tanto nos grábens quanto nos horsts (MAGNAVITA; DAVISON; KUSZNIR, 1994). No decorrer desses processos de soerguimento supracitados, ocorreram diversas reativações tectônicas na bacia conduzindo a formação de blocos escalonados, que mantiveram-se preservados na paisagem, dando um aspecto grabens e hemigrabens seccionados por falhamentos normais e distensivos (MISSURA,2013).

A borda meridional da bacia do Jatobá consiste num notável exemplo de feição tectonicamente condicionada, onde, processos de soerguimento são evidentes a partir de blocos cristalinos, alçados à cimeira somital da região, encimados porcoberturas sedimentares, os quais exibem escarpas de falha ainda conservadas e padrões de deformação peculiares na rede de drenagem. Além dos diversos eventos erosivos em escala regional ocorridos. Assim, adotou-se aqui a utilização de índices morfométicos ou geomórficos de bacias hidrográficas, seja em escala de bacia de drenagem ou de canal, para a identificação de anomalias a possíveis relações morfotectônicas, atreladas a técnicas de sensoriamento remoto,uma vez que os sistemas fluviais mostram-se altamente sensíveis a perturbações tectônicas.

Portanto, o presente estudo teve por intuito compreender a relação entre o arcabouço morfoestrutural da borda meridional da bacia sedimentar do Jatobá e a rede de drenagem, com base na aplicação de técnicas contemporâneas de Geomorfometria e Sensoriamento Remoto, afim de produzir um conjunto de produtos cartográficos temáticos relacionados às análises morfoestrutural e morfotectônica, como mapas de fotolineamentos, unidades morfoestruturais e índices tectonomórficos, que permitiram a elaboração de um diagnóstico evolutivo das formas de relevo e da rede drenagem ao longo do Cenozoico.

Materiais e métodos

Para se alcançarem os objetivos propostos, além da revisão da literatura, foram utilizados dois conjuntos básicos de procedimentos metodológicos: i) análise morfológica, no tocante tanto às formas de relevo como a rede de drenagem; e ii) análise morfométrica de bacias hidrográficas e da rede de drenagem. A análise morfológica se subdivide em dois procedimentos: i) extração de fotolineamentos estruturais; ii) Mapeamento morfoestrutural e geomorfológico, dos quais, apenas o segundo foi de possível realização.

A partir da integração dos dados obtidos foi possível propor um mapeamento geomorfológico que fundamente as hipóteses já elucidadas para a temática que embasa este trabalho: Processos de soerguimento ocorridos na margem passiva da borda meridional da bacia do Jatobá, porção centro-sul do estado do Pernambuco, revelados principalmente pelo alçamento de blocos cristalinos à cimeira somital da região e pelo controle estrutural drenagem, correlacionada a movimentações tectônicas cenozoicas.

A análise morfométrica dos sistemas fluviais foi realizada a partir de um conjunto de índices geomórficos selecionados da literatura especializada, os quais foram trabalhados após compartimentação em sub-bacias da drenagem regional. Para a identificação de *knickpoints*, será utilizado o índice de Hack (HACK, 1973) ou Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE, 2004), o qual se relaciona a energia de um canal em um determinado trecho, sendo, portanto, sensível a alterações na declividade ao longo de um rio. Perfis longitudinais foram confeccionados, os quais também mostraram-se úteis na visualização das principais rupturas de patamar presentes na paisagem fluvial.

A fórmula utilizada para o cálculo do RDE é a seguinte:

$$\mathbf{RDE = (\Delta h/\Delta l)L}$$

onde Δh é à diferença altimétrica entre as isoípsas analisadas; Δl corresponde à distância em linha reta entre as isoípsas; e L é o trecho efetivo do canal desde a sua nascente até o trecho em que se quer calcular o RDE. Além disso, é possível também se extrair o RDE do trecho total dos canais analisados. Para isso utiliza-se a seguinte fórmula:

$$\mathbf{RDEtotal = \Delta H/logL}$$

onde ΔH é a relação entre a diferença total de altitude de cabeceira à foz e logL o logaritmo natural do comprimento total da drenagem.

Foi utilizado, em escala de bacia, o Fator de Assimetria (HARE; GARDNER, 1985), oqual é índice que visa identificar a ocorrência de inclinação por possíveis causas tectônicas emuma bacia de drenagem (EL HAMDOUNI et al., 2008). O FA é definido pela seguinte equação:

$$\mathbf{FA = 100(Ar/At)}$$

onde Ar é a área correspondente a margem direita da bacia e At é a área total da mesma.

Por fim, tem-se o índice de valores de χ (WILLETT et al., 2014) o qual mede o grau de estabilididade de divisores hidrográficos. Em divisores em equilíbrio há a equidistância de cabeceiras e gradientes de altitude e declividade semelhantes em ambos os flancos (MONTGOMERY; DIETRICH, 1988). Partindo deste pressuposto, essa metodologia analisa a geometria da drenagem, a altimetria e a inclinação do terreno em diferentes setores para comparar a capacidade de erosão remontante em distintos trechos da linha divisória dos canais entre diferentes bacias hidrográficas.

Resultados e discussões

3.1 Caracterização física da área de estudo

A área de estudo situa-se na mesorregião Sertão Pernambucano e Microrregião Sertão do Moxotó, entre os municípios de Inajá e Manari (Figura 1). A realização do mapeamento geomorfológico, apresenta importante colaboração para a atualização do conhecimento geológico, morfoestrutural e interações da dinâmica interna e externa na região estudada.

A partir da vetorização das unidades morfológicas no mapeamento geomorfológico (Figura 2), foi possível identificar os seguintes compartimentos do relevo: Planalto das Bacias do recôncavo Tucano-Jatobá (separadas pela falha de São Francisco a Oeste) e Planalto homoclinal da Bacia do Jatobá, sendo estes domínio e subdomínio morfoestruturais sedimentares, respectivamente, e a parte cristalina, a qual encontra-se inseridano domínio do Planalto da Borborema cujo subdomínio são os Maciços remobilizados na ZonaTransversal.

A região é marcada pelo contato entre os litotipos sedimentares paleozoicos e cretáceos da Bacia do Jatobá com o arcabouço cristalino da Província Borborema a leste e a sul. Essa visão inicial norteou a diferenciação dos compartimentos morfoestruturais, possibilitando a identificação das diferentes respostas da litologia aos processos exógenos, elucidadas por grausde dissecação distintos entre unidades morfológicas da Bacia do Jatobá e do Planalto da Borborema.

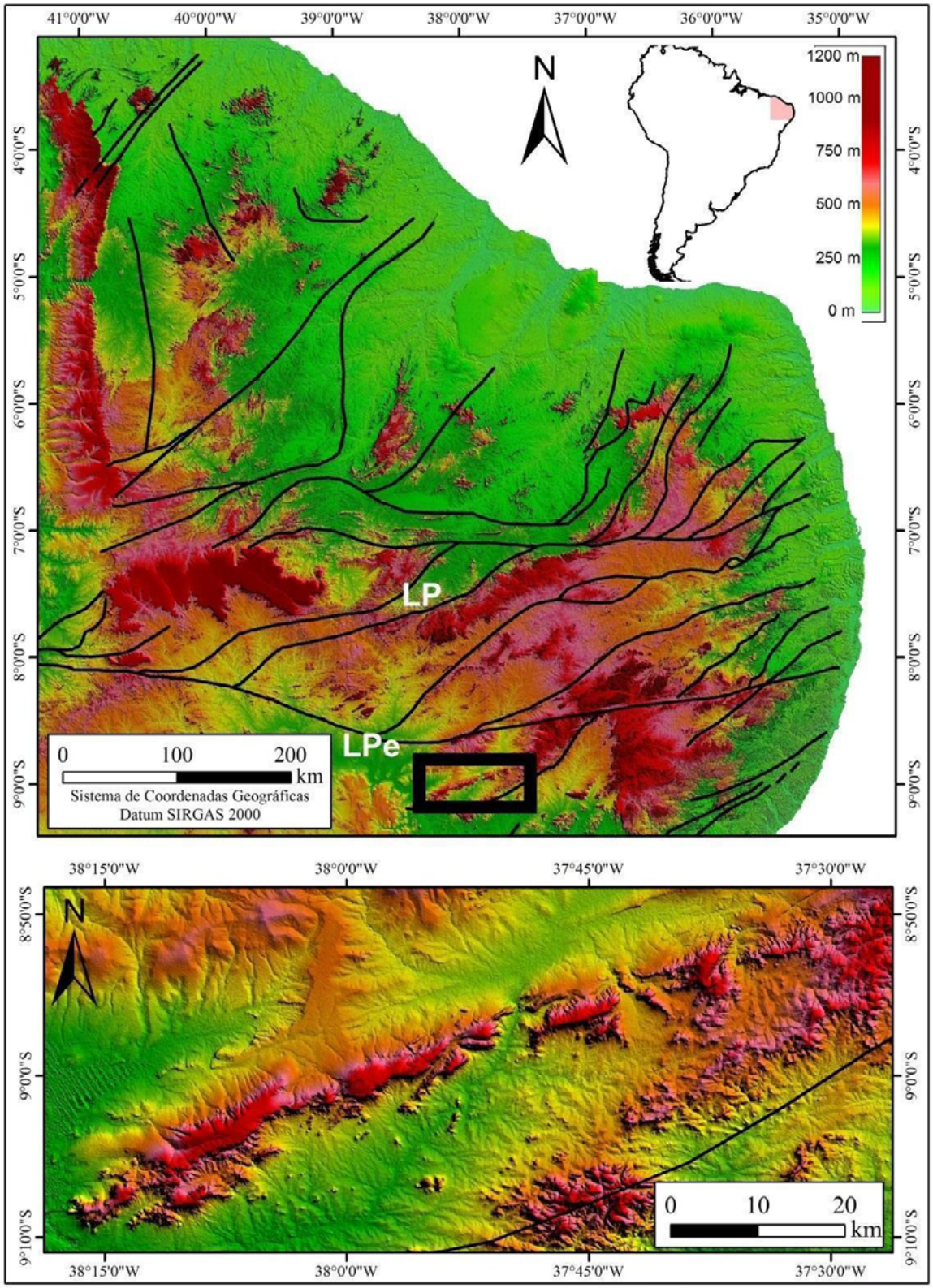


FIGURA 1: Localização da área de estudo. Fonte: Autores.

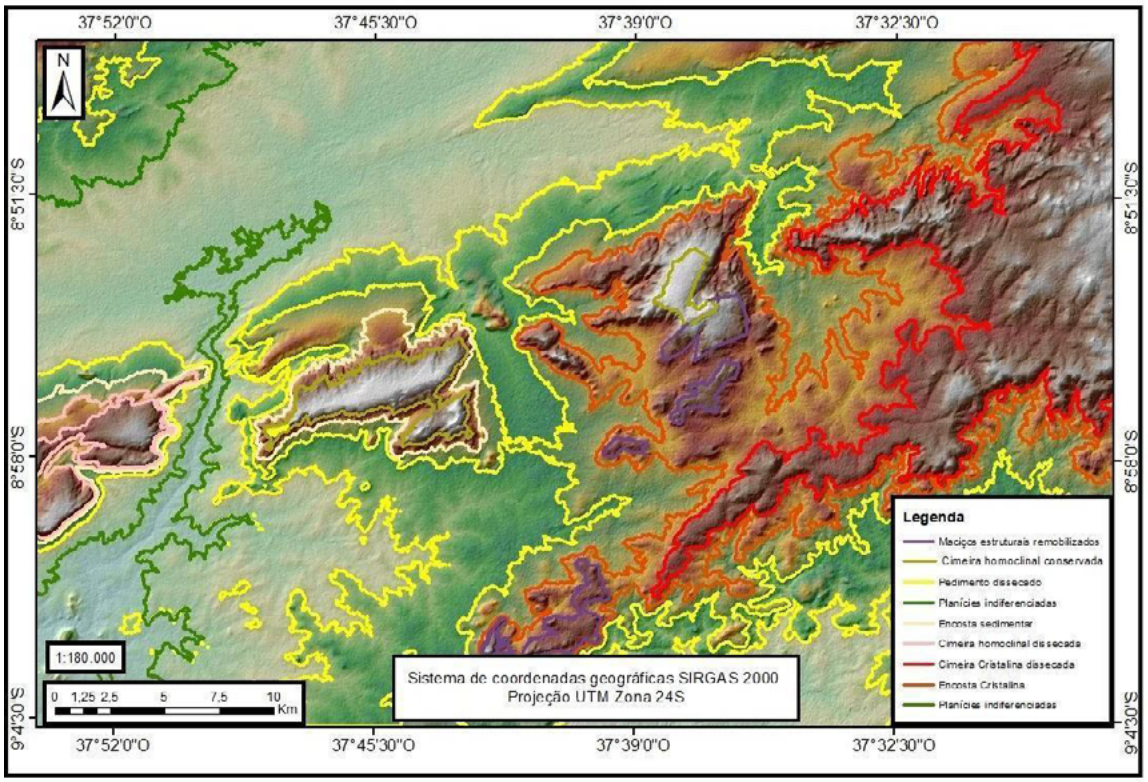


FIGURA 2: Compartimentos geomorfológicos da área de estudo. Fonte: Autores.

Em termos de condicionamento estrutural em macroescala, a bacia do Jatobá implantou- se sobre o maciço Pernambuco-Alagoas, limitando a norte à zona de cisalhamento Pernambuco- Paraíba, cuja feição estrutural teria sido a propulsora da forte inflexão no sentido de abertura do rifte. A norte, correspondendo à falha de borda da bacia do Jatobá, encontra-se a Falha de Ibimirim, relacionada à reativação eocretácea do Lineamento de Pernambuco, definindo o limite setentrional desta bacia, seu depocentro, denominado Baixo delbimirim, compreende uma área de aproximadamente 360 km^2 e profundidade superior a 3000m (MISURA, 2013).

No que concerne aos aspectos hidrogeográficos, a área de estudo se insere no contexto da bacia hidrográfica do rio Moxotó. Este curso d'água tem sua nascente no domínio dos Maciços Remobilizados da Zona Transversal, nas cimeiras do Planalto da Borborema entre osestados da Paraíba e de Pernambuco, desembocando diretamente no Rio São Francisco, no município de Jatobá-PE. O principal tributário do rio Moxotó no setor analisado é o riacho Parafuso, estando diversas das sub-bacias analisadas inseridas neste sistema fluvial (Figura 3). Este é um importante agente geomórfico local, cuja bacia responde por grande parte da dissecação que origina os pedimentos e recuo das escarpas das cimeiras de planalto mapeados.

A ação fluvial aparece como um condicionante importante na dinâmica processual do relevo, pois promove diferentes tipologias numa mesma unidade geomorfológica. A partir disso, é possível entender a relação da erosão fluvial em detrimento da morfogênese do relevo,uma vez que, na geomorfologia, a análise de padrões morfométricos serve como uma ferramenta que subsidia a reconstrução da dinâmica dos sistemas terrestres superficiais, na medida que esses demonstram de que maneira os padrões de dissecação produzidos pela drenagem podem vir a ser controlados pela estrutura geológica e pelas relações morfoestratigráficas presentes na região (DA SILVA; MELO; BARROS CORRÊA, 2010).

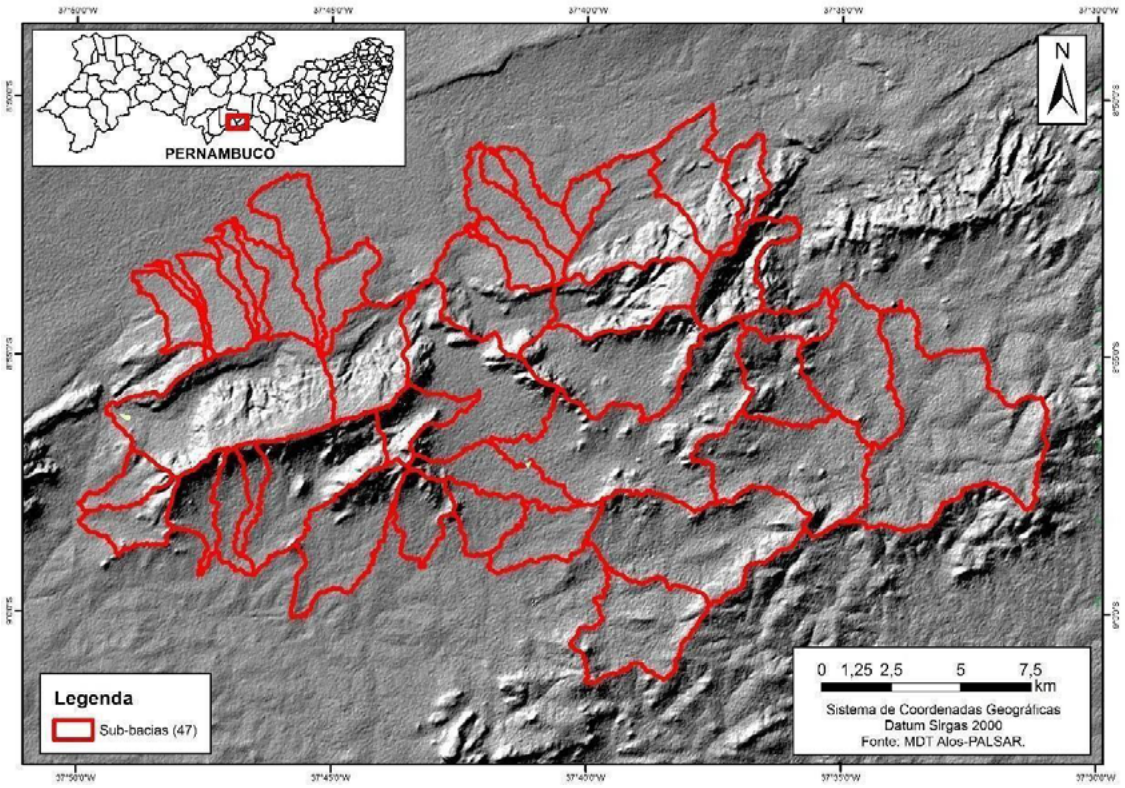


FIGURA 3: Subbacas da área de estudo. Fonte: Autores.

Cabe ressaltar ainda a importância da hierarquia fluvial, uma vez que esta se configura como um dos parâmetros cruciais para o estudo da morfometria e estudos de vazão em bacias hidrográficas, de cuja estabelece uma ordem entre os canais fluviais, hierarquizando a drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1974). Tal aplicação torna-se pertinente a este estudo, por propiciar uma maior objetividade na aplicação de outros índices morfométricos e estabelecer correlações entre a litologia e o escoamento superficial.

Destarte, a hierarquização das respectivas redes de drenagem das subbacias delimitadas, seguindo os parâmetros propostos por Strahler (1952) possibilitou inferir que estas, se comportam como bacias de 5ª ordem (Figura 4). Uma vez que a ordem dos canais fluviais reflete o grau de ramificação ou bifurcação de uma bacia hidrográfica, há uma tendência geral de que quanto maior a ordem dos canais fluviais, mais bem drenada será esta bacia (MACHADO; TORRES, 2012), podendo-se correlacionar portanto que, os canais de 5ª ordem extraídos das subbacias da área de estudo, concentram-se nas áreas de pedimentos dissecados, como atesta a figura abaixo:

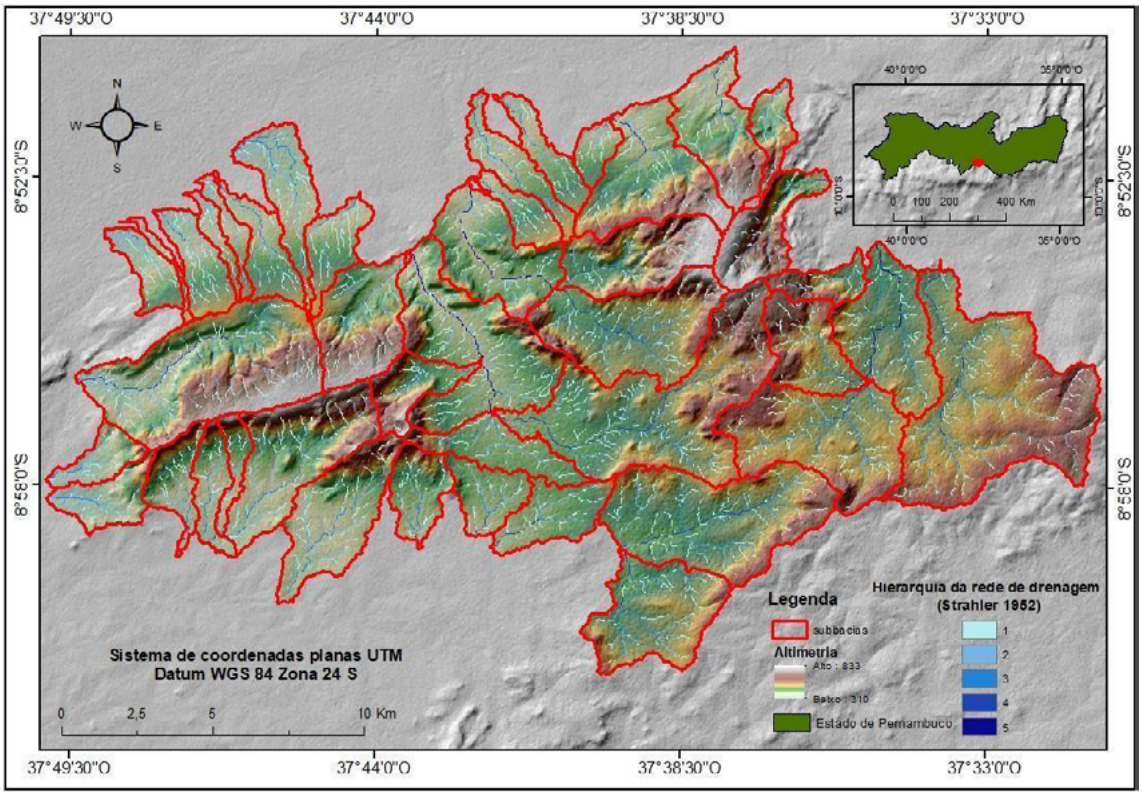


FIGURA 4: Hierarquia fluvial das subbacas da área de estudo. Fonte: Autores.

1.2 Análise dos Mapas

O reconhecimento de parâmetros geomorfológicos obtidos através do sensoriamento remoto configura-se como uma ferramenta útil para estudos acerca do tectonismo cenozoico em morfoestruturas, pois revela uma série de feições oriundas de movimentações tectônicas recentes, presentes em outros compartimentos da paisagem (MAIA; BEZERRA, 2012). Destas,a principal se dá a partir de identificação de padrões de drenagem de canais retilíneos, os quaispodem vir a conectar–se em falhas ou fraturas geológicas, apresentando-se sob a forma de vales encaixados, sendo o seu curso controlado pela atividade tectônica, formando novas estruturas ou acomodando- se em estruturas herdadas já existentes.

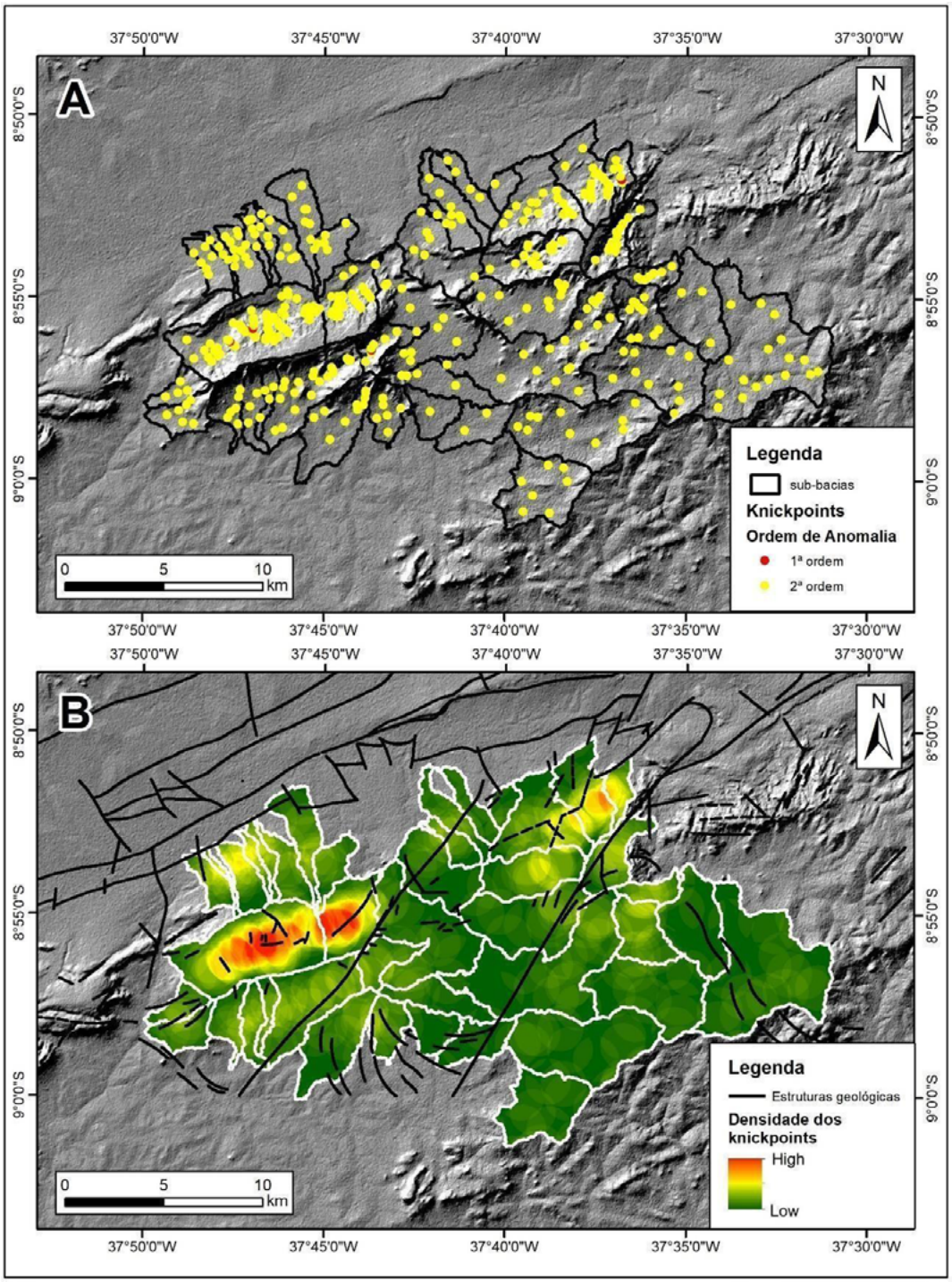
Assim, inferiu-se que os efeitos do tectonismo cenozoico supracitado, são expressos através da sub-bacias delimitadas na área de estudo de diferentes maneiras, destacando-se destas, as falhas e as deformidades em pacotes sedimentares presente nos topos dos compartimentos do planalto sedimentar da bacia do Jatobá (destacados nos mapeamentos), bem como no controle estrutural de drenagem. Estes, aparecem, sob as formas de drenagens dendrítica, paralela e retangular, sendo essas últimas controladas pelas falhas, fraturas e demais estruturas geológicas que cortam a região atravessando ambos domínios morfoestruturais sedimentar e cristalino.

O índice de Hack (IH) constitui-se como uma importante ferramenta para a identificação de rupturas de declive, as quais reorganizam as drenagens, modificando a competência da drenagem e, consequentemente, a configuração geométrica dos seus padrões. Sua aplicação é de suma importância para a compreensão acerca de feições do relevo em menores escalas e suas possíveis relações com eventos tectônicos, mediante deformação crustal, ainda que em contexto de tectonismo intraplaca. (DE ARAUJO MONTEIRO; TAVARES; DE BARROS CORREA, 2014).

Partindo deste pressuposto, a partir da identificação dos pontos de ruptura de declives das sub-bacias analisadas nos mapas, constatou-se que a maioria dos knickpoints são caracterizados como anomalias de 2° ordem, onde apenas algumas de 1° ordem são encontradas nos pontos mais elevados de áreas sedimentar que pertencem ao Planalto homoclinal do Jatobá, o qual é submetido a controle estrutural de falhas adjacentes (Figura 5 A). De acordo com Fujita (2011), as anomalias de 2ª ordem associam-se a mudanças litológicas, lineamentos do relevo e encontro de tributários significativos. Já as de 1ª ordem, estão interligadas resistências litológicas distintas, submetidas a controle estrutural, o pode condicionar a formação de cachoeiras.

Na figura 5 (B), mais uma vez a relação entre os knickpoints e o controle estrutural exercido pelas falhas adjacentes foi reforçada, uma vez que, foi constatada uma alta densidade de pontos de ruptura de declive nas mesmas áreas onde há a maioria deles, especialmente aqueles de primeira ordem.

Este tipo de análise adquire maior importância quando o substrato litológico o qual sustenta a drenagem, é homogêneo, pois quando assim ocorre, as anomalias da drenagem atestam a forte influência de controle tectônico (BARBOSA; DE LIMA; FURRIER, 2013). Portanto, reafirmado a relação destes pontos de ruptura de declive com o controle estrutural da litologia. Vale ressaltar ainda a presença de maiores níveis de dissecação do relevo impetrados na paisagem, identificados na mesma área.



FIGURAS 5 A e B: Identificação de knickpoints na área de estudo. Fonte: Autores.

Para a identificação de possíveis anomalias de processos tectônicos de basculamentos sofridos pelas bacias hidrográficas utilizou-se o fator de assimetria da bacia de drenagem proposto por Cox (1994), conforme ilustrado na figura 6. A assimetria de uma bacia expressa o fator de deslocamento lateral da drenagem do rio principal de modo perpendicular a direção do seu eixo.Os valores de assimetria iguais a ou perto de 50 refletem pouca ou atividade tectônica inexistente, ao passo que, os que ultrapassam e antecedem 50 revelam basculamento das margens direita e esquerda, respectivamente (SALAMUNI; EBERT; HASUI; 2016).

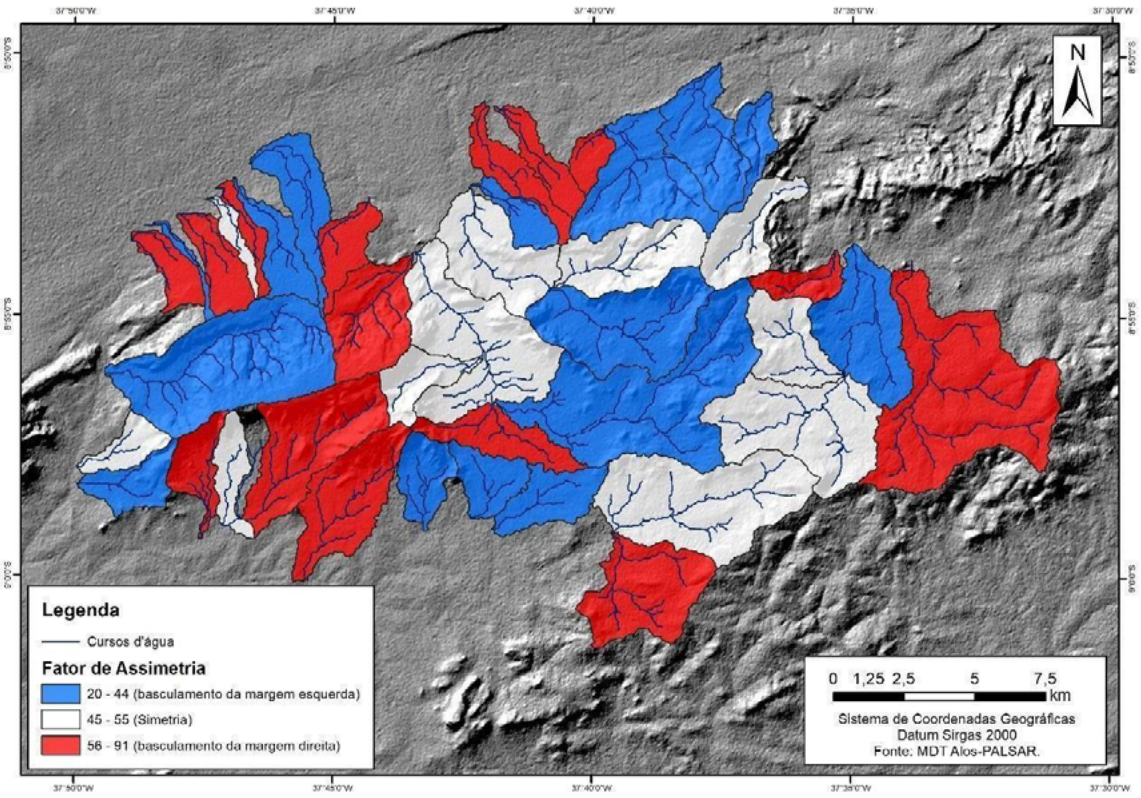


FIGURA 6: Fator de assimetria de bacias aplicado à área de estudo. Fonte: Autores.

Assim, foram identificados diferentes níveis de assimetria distribuídos entre as sub- bacias de drenagem previamente delimitadas, os quais encontram-se em concordância com as unidades morfoestruturais seguindo os desníveis topográficos. A partir disso, os maiores fatores de assimetria sinalizados em vermelho e azul coincidiram com pontos de maiores basculamentos de blocos. Ao passo que, as áreas em branco, refletindo a simetria de da drenagem, situam-se principalmente nas áreas de pedimentos, portanto em áreas mais planas e de inexpressivo tectonismo. Vale ressaltar que a metodologia de Cox (1994) não aponta diretamente um basculamento neotectônico, mas sim é uma técnica que permite a identificação rápida dos possíveis mergulhos de blocos (ETCHEBEHERE; SAAD; CASADO; 2006)

Em linhas gerais, a maioria dos lineamentos extraídos revelam trechos retilíneos da drenagem, possivelmente refletindo o encaixe do curso d'água nas descontinuidades estruturais (ETCHEBEHERE; SAAD; CASADO; 2006). Além do encaixe da drenagem, os lineamentos também se revelam em compartimentos morfoestruturais, podendo estar presentes em feições positivas do relevo (trechos escarpados e cristas alongadas, por exemplo) ou áreas mais planas do relevo, como pedimentos ou vales encaixados.

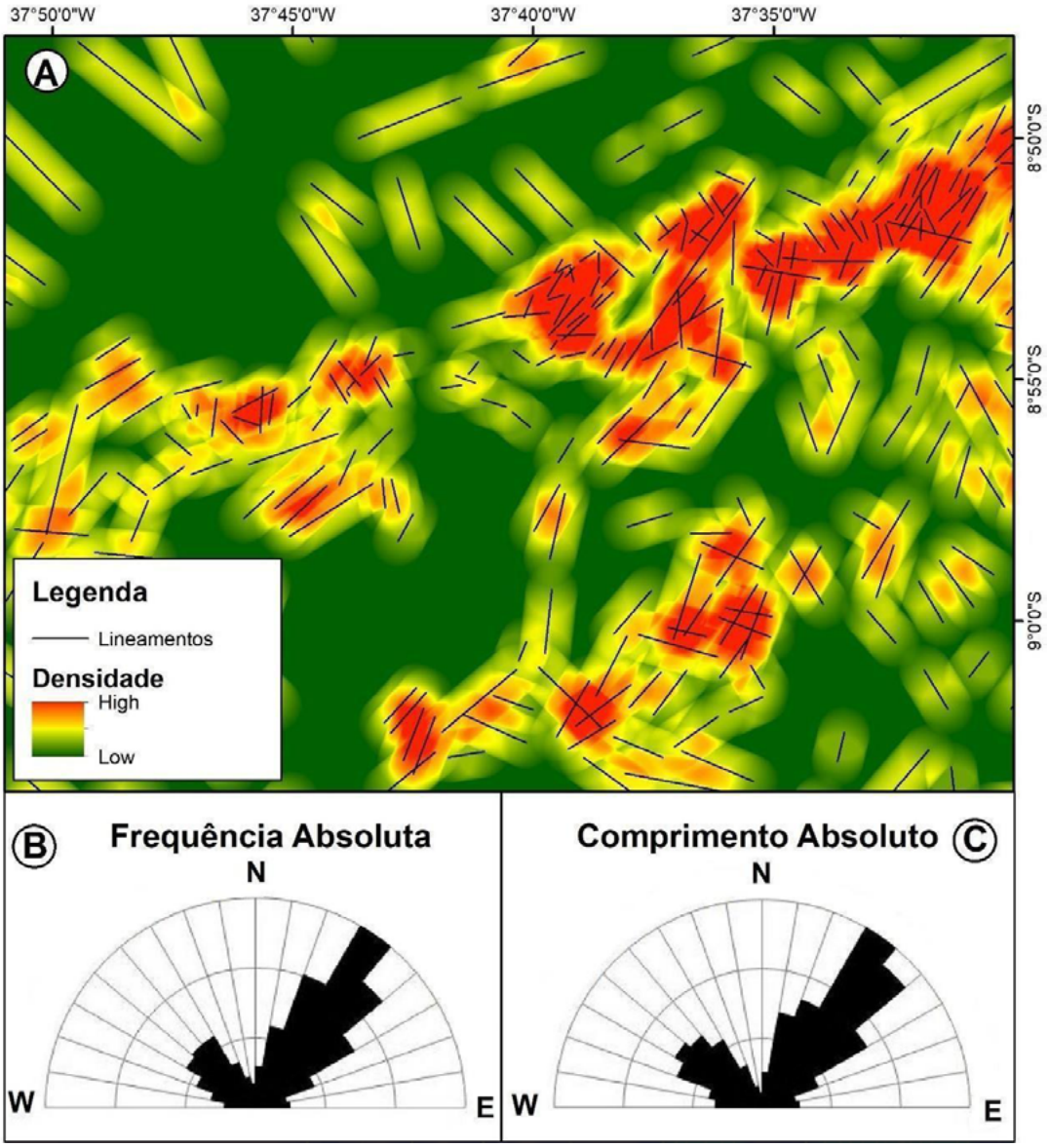
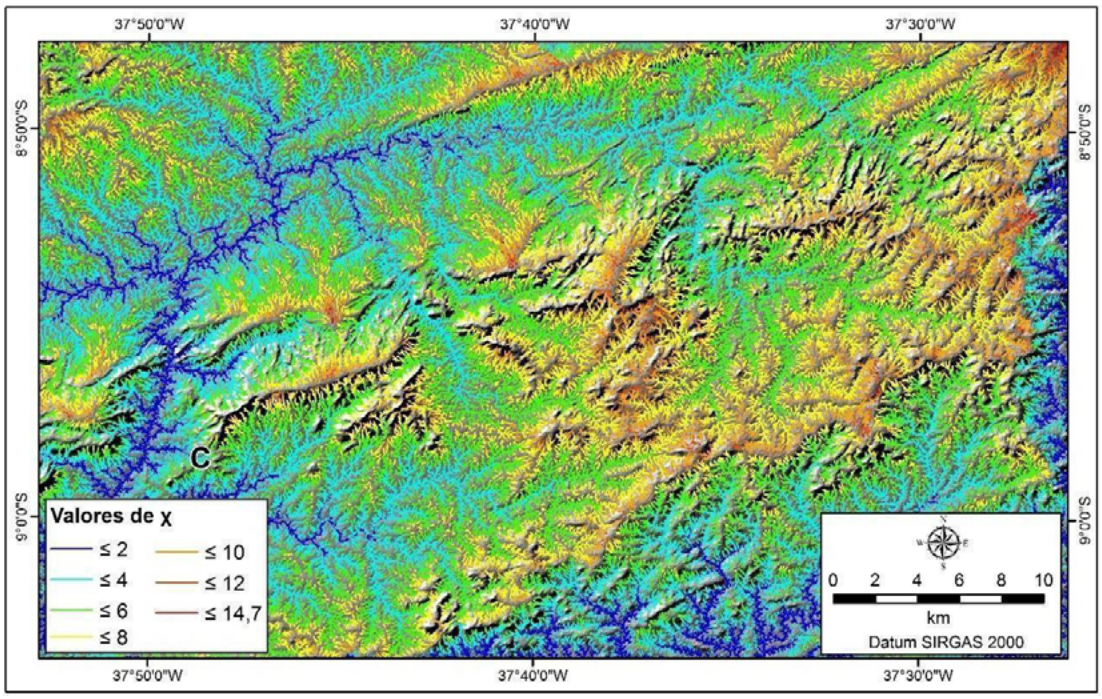


FIGURA 7: Orientações dos lineamentos presentes na área de estudo. Fonte: Autores.

Diante disso, o mapa de lineamentos (Figura 7) apresenta direção predominante NE- SW, o que pode indicar influência direta na área da Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE),uma vez que apesar da sua direção predominante E-W, a maioria os trends estruturais inseridos possuem orientação predominante NE-SW. As maiores densidades de lineamentos concentram- se nas áreas mais elevadas, como nas cimeiras de planalto ou em maciços cristalinos. É nessas áreas também onde se tem uma alta densidade de knickpoints, o que evidencia a natureza rúptil dos processos de deformação do relevo neste setor.

A distribuição dos lineamentos também revela a relação com algumas bacias de drenagem, uma vez que em alguns trechos, os canais fluviais coicidem com a direção dos lineamentos. Vale ressaltar que antigas falhas ou mesmo recentes são favoráveis ao processo de captura por recuo de cabeceiras, o que acelera o entalhamento fluvial (SILVA; OLIVEIRA; GOMES, 2014).

Em relação ao índice de χ (Figura 8), é possível construir análise envolvendo duas importantes variáveis em estudos de bacias hidrográficas: a vazão de um rio e a sua erodibilidade, portanto refletindo a taxa de incisão fluvial e sua capacidade de dissecação sobre a topografia (PEIFER; CREMON; ALVES, 2020). Em linha gerais, quanto menor o valor de χ, representado cartograficamente por tons mais azuis, maior energia de dissecação terá o canal fluvial. Por outro lado, os tons vermelhos representam canais de maior passividade, portanto aqueles



mais susceptíveis à captura por outros mais enérgicos.

FIGURA 8: Distribuição dos valores de χ aplicada à área de estudo. Fonte: Autores.

Partindo desse pressuposto, a partir da análise de χ torna-se possível inferir de que maneira ocorrerá a migração do divisor da bacia de drenagem na área de estudo, onde bacias com canais mais azuis estão avançando sobre outras adjacentes, capturando canais e áreas próximas. Os canais de maior energia, representados no mapa em tons de azul, situam-se principalmente nos pedimentos. Estes por serem mais declivosos em relação às cimeiras sedimentares apresentam um maior grau de dissecação. É perceptível o avanço das bacias de drenagem situadas nas áreas sedimentares sobre as demais.

Considerações finais

Ao longo do tempo geológico, o Nordeste oriental brasileiro configurou-se como palcode significativas fases de reativação tectônica, especialmente no processo de de ruptura de Gondwana e abertura do oceano atlântico sul. Não obstante, movimentações tectônicas cenozoicas de menores intensidades ainda ocorre na região, sobretudo na área referente a Zona de Cisalhamento Pernambuco e áreas adjacentes, como falhamentos menores e morfoestruturas que por ela são influenciadas.

As morfoestruturas configuram-se como importantes marcadores de movimentações tectônicas ocorridas em ambientes passivos, uma vez que registros destas ficam impetrados na paisagem, a exemplo de inversões tectônicas que movimentam antigos blocos rochosos. Diante disso, o presente

trabalho registrou na área da borda meridional da bacia do Jatobá, a presença de evidências de controles estruturais do relevo a partir de sensoriamento remoto e técnicas de geomorfometria.

Devido a alta sensibilidade das bacias hidrográficas aos fenômenos estruturais, as maiores existências foram registradas nos mapas da distribuição dos knickpoints e sua densidade registradas nas estruturas geológicas da área das bacias delimitadas. O domínio sedimentar correspondente a área do Planalto homoclinal da bacia do Jatobá, corresponde a maior presença de rupturas de declive e anomalias de primeira ordem, relacionada ao encaixe da morfoestrutura em falhas localizadas nas suas adjacências.

Em suma, a pesquisa elucidou os objetivos propostos e alcançou os seus resultados esperados. O índice de Hack mostrou-se uma metodologia bastante eficaz, no que concerne a identificação e quantificação de rupturas de declives identificadas na paisagem. O índice de χ, por sua vez, reflete de maneira mais marcante a distribuição da energia entre os canais de bacias hidrográficas distintas. Isso demonstrou a importância dos sistemas fluviais para as pesquisas em Geomorfologia Estrutural e Morfotectônica, uma vez que estes captam quaisquer alterações da superfície, reajustando-se as novas condições impostas, seja em escala de canal ou regional.

Referências:

BARBOSA, Tamires Silva; DE LIMA, Vinicius Ferreira; FURRIER, Max. ANOMALIAS EM PADRÕES DE REDES DE DRENAGEM COMO FATOR DE VERIFICAÇÃO DE NEOTECTÔNICA–UM ESTUDO DE CASO NAS SUB-BACIAS DO RIO MAMUABA-PB. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 26, p. 195-213, 2013. CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1974, 186p.

COX, R.T. 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geol. Soc. Am. Bull**., v. 106, p. 571-581.

DE ARAUJO MONTEIRO, Kleython; TAVARES, Bruno de Azevedo Cavalcanti; DE BARROS CORREA, Antonio Carlos. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências** (São Paulo), v. 33, n. 4, p. 616-628, 2014.

DA SILVA, Danielle Gomes; DE MELO, Rhaissa Francisca Tavares; DE BARROS CORRÊA, Antonio Carlos. A influência da densidade de drenagem na interpretação da evolução geomorfológica do complexo de tanques do município de Brejo da Madre de Deus– Pernambuco, nordeste do Brasil. **Revista de Geografia** (Recife), v. 26, n. 3, p. 294- 306, 2010.

DE BARROS CORRÊA, Antonio Carlos *et al.* Megamorfologia e morfoestrutura do Planalto de Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n. 1-2, p. 35-52, 2010.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A.

Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). **Geomorphology**, Amsterdam, v. 96, 150–173, 2008.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. 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 - Série Científica, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, Mario Lincoln; SAAD, Antonio Roberto; CASADO, Fabio Costa. Análise morfoestrutural aplicada no vale do Rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Revista Geociências- UNG-Ser**, v. 4, n. 1, p. 45-62, 2006.

FUJITA, R. H. *et al.* Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no Rio dos Patos, bacia hidrográfica do

rio Ivaí, PR. **Ver. Bras. Geoc**., São Paulo, v. 41, n. 4, p. 610-616, 2011.

HACK, J. T. Stream-profiles analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: **Annual Binghamton Geomorphology Symposium**. Boston, 1985.

MACHADO, PJ de O.; TORRES, Fillipe Tamiozzo Pereira. Introdução à hidrogeografia. São Paulo: **Cengage Learning**, 2012.

MAIA, Rúbson Pinheiro; BEZERRA, Francisco Hilário Rego. GEOMORFOLOGIA E NEOTECTÔNICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO APODI-MOSSORÓ-

NE/BRASIL. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, v. 11, n. 24, p. 209-228, 2012.

MAGNAVITA, Luciano P.; DAVISON, Ian; KUSZNIR, Nick J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. **Tectonics**, v. 13, n. 2, p. 367- 388, 1994.

MISSURA, Ronaldo. Bacia do Riacho Pioré-PE: análisemorfotectônica e morfoestratigráfica. 2013.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin?. **Nature**, v. 336, p. 232- 234, 1988.

PEIFER, Daniel; CREMON, Édipo Henrique; ALVES, Fábio Correa. FERRAMENTAS MODERNAS PARA A EXTRAÇÃO DE MÉTRICAS DE GRADIENTES FLUVIAIS A PARTIR

DE MDES: UMA REVISÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020.

PERARO, A. A. Caracterização Sismica do Tectonismo Transcorrente na Bacia do Jatoba. In: 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. **European Association of Geoscientists & Engineers**, 1995. p. cp-313-00001.

SANTOS, Cristiano Aprígio dos. Geoprocessamento e integração de dados para mapeamento geomorfológico e morfoestrutural da Folha Poço da Cruz, Bacia de Jatobá- PE. 2012.

SALAMUNI, Eduardo; EBERT, Hans Dirk; HASUI, Yociteru. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2016.

SILVA, Katiúcia Sousa; OLIVEIRA, Déborah; GOMES, António Alberto. Distribuição de knickpoints em uma rede fluvial em domínio de escarpa, contato litológico e falhas geológicas: o caso do ribeirão das Laranjeiras (Estado de São Paulo, Brasil). A jangada de pedra-Geografias Ibero-Afro-Americanas: **Atas do Colóquio**, 2014.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography.

Geological Society of America Bulletin, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Dynamic

reorganization of river basins. **Science**, v. 343, 1117-1127, 2014.

ANÁLISES MORFOMÉTRICAS APLICADAS AO ESTUDO DA MORFOGÊNESE DO ALTO RIO PRETO, REGIÃO OESTE DO ESTADO DA BAHIA

Artur Magalhães de Brito
Universidade Federal do Oeste da Bahia
Rua Bertioga, 892, Morada Nobre I, Barreiras – BA, CEP: 47810-059
E-mail: arturbrito1@outlook.com
André de Oliveira Souza
Universidade Federal do Oeste da Bahia
Rua Bertioga, 892, Morada Nobre I, Barreiras – BA, CEP: 47810-059
E-mail: andreos@ufob.edu.br

Resumo

A análise quantitativa da drenagem e das formas de relevo é uma prática sistematizada há pelo menos meio século, cujo objetivo principal é entender os processos responsáveis pelo modelamento do relevo. O presente trabalho utilizou índices morfométricos para analisar sub-bacias hidrográficas do alto Rio Preto, localizadas no oeste do estado da Bahia e abrangendo o município de Formosa do Rio Preto. O objetivo foi caracterizar, comparar e analisar possíveis correlações entre os índice de coeficiente de compacidade (Kc), índice de circularidade (Ic), densidade de drenagem (Dd) e o índice de Hack (SL index) com processos responsáveis pela morfogênese das áreas em questão. Com isso, chegou-se ao resultado que as sub-bacias estudadas compartilham de um mesmo formato alongado em consonância com o mergulho regional das principais litologias que sustentam os relevos cuestiformes, enquanto os valores de densidade de drenagem apresentam espacializações que se sobrepõem aos valores SL-index de cada rio principal, indicando consistências com os *knickpoints* identificados nos perfis longitudinais e a morfogênese de superfícies de aplainamentos regionais.

Palavras-chave: Geomorfologia; Análises Morfométricas, Bacias Hidrográficas.

1. Introdução

A geomorfologia tem como principal foco de estudo as formas e os processos que resultam no modelado da superfície terrestre. Segundo Christofoletti (1980), há um relacionamento muito grande entre as formas e os processos, de modo que os estudos de ambos podem ser considerados como objetivos centrais desse ramo de conhecimento. Nesta perspectiva, a Geomorfologia Fluvial se interessa pelos estudos dos processos e das formas relacionadas com o escoamento dos rios. Segundo Christofoletti (1980), a rede de drenagem se constitui como um dos agentes mais ativos na esculturação do relevo, transportando materiais intemperizados de áreas mais altas para mais baixas do continente, assim como do continente para o oceano (CHRISTOFOLETTI, 1980). Ainda, segundo Phillips (2014), o modelado da superfície terrestre é resultante do equilíbrio entre duas forças que contrabalanceiam entre o padrão de instabilidade e estabilidade. Phillips (2011), também cita que as instabilidades correspondem às propriedades emergentes do inter-relacionamento de dois princípios básicos: gradientes de seleção e limiares mediados por modulação (*threshold mediated modulation*). O primeiro está associado às características geomorfológicas relacionadas com o gradiente de fluxo que pode persistir e aumentar, enquanto que o segundo princípio pode ser compreendido como limiares inerentes ao desenvolvimento do sistema e resulta em comportamentos oscilatórios.

Lana (2001) aponta que as bacias hidrográficas, como sistemas individualizados, são de grande importância para os estudos de geomorfologia fluvial por atuarem na paisagem como arquivo sobre a evolução do modelado terrestre. Nesta perspectiva, a utilização de análises morfométricas nos estudos de bacias hidrográficas se constitui como uma excelente ferramenta para mensuração e quantificação das formas de relevo, consistindo na caracterização de parâmetros morfológicos em áreas homogêneas de bacias hidrográficas. As análises morfométricas em bacias hidrográficas podem abordar aspectos hidrodinâmicos e geomorfológicos, servindo como forma de interpretação da gênese e dinâmica em diferentes escalas espaciais e temporais (RODRIGUES e ADAMI, 2005).

Diante do exposto, destacamos que o presente estudo tem por objetivo analisar por meio de índices morfométricos as sub-bacias do alto curso da bacia do Rio Preto, localizados na região oeste do estado da Bahia. As referidas quantificações são suportadas em estudos desenvolvidos por Villela e Mattos (1975), Schumm (1956), ambos atualizados por Christofoletti (1980) e Schumm (2005); assim como proposto por Hack (1973), e utilizado em estudos morfométricos no Brasil por Etchebehere (2000), Etchebehere et al. (2004), no caso do SL-index. Esperamos assim, que os resultados dos indicies morfométricos utilizados possam caracterizar, classificar e subsidiar interpretações sobre as dinâmicas geomorfológicas de cada sub-bacia que compõem o alto curso do Rio Preto.

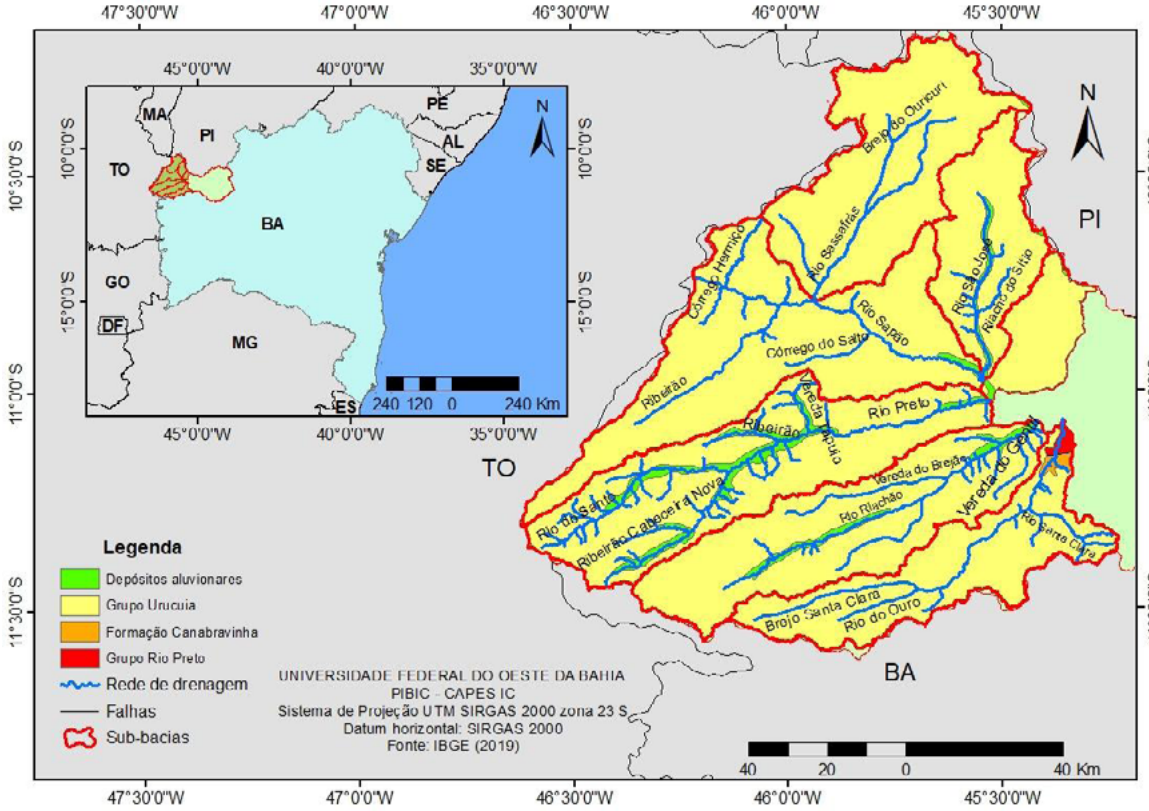
2. Área de estudo

A região do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Preto está localizada no município de Formosa do Rio Preto - oeste do estado da Bahia - e abrange as sub-bacias hidrográficas: Rio Sapão, Rio Sassafrás, Rio São José, Rio do Santo, Rio Riachão e Rio do Ouro. As coordenadas geográficas referentes ao polígono das sub-bacias estudadas são: 10º10'00''S/11º40'00''S e os meridianos 45º 10' 00'' W e 46º 40' 00'' W (Figura 1).

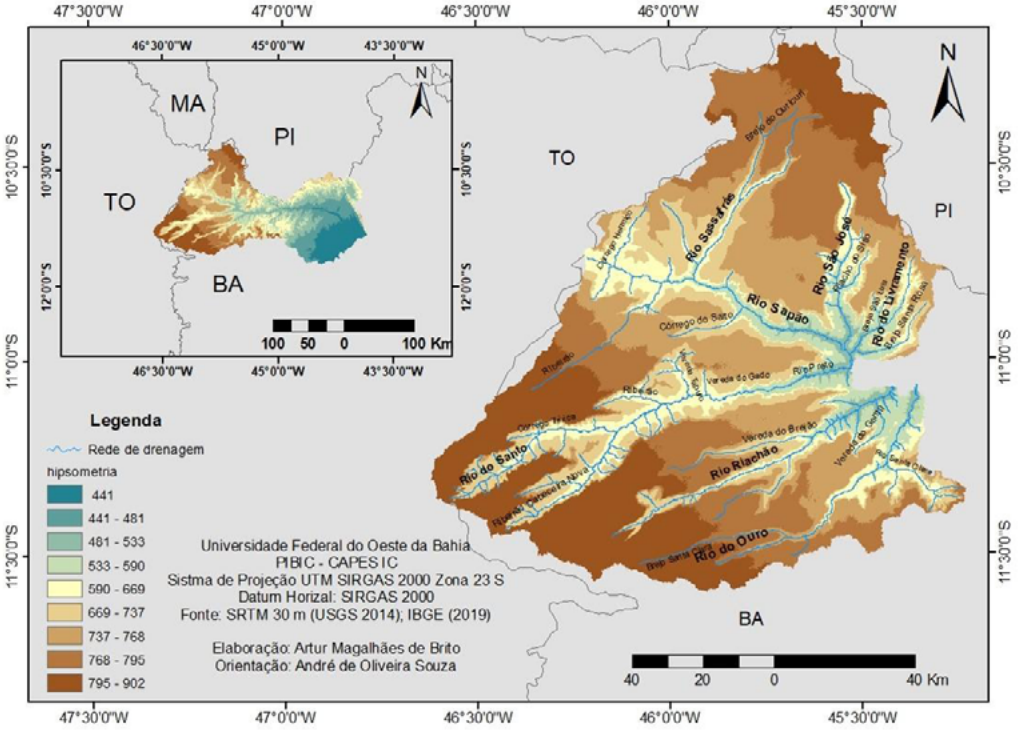
Na região são encontradas macro-unidades geomorfológicas denominadas Chapadão Central, Depressão do São Francisco e Patamares do Chapadão (SEI-BA, 2011). Contudo, mapeamentos com melhor nível de detalhamento realizados por EMBRAPA (2012), apontou a coexistência de 9 unidades geomorfológicas no município de Formosa do Rio Preto, sendo elas: Chapadas Intermediarias, Colinas, Escarpas, Frentes de Recuo Erosivo, Mesas, Planícies Intraplanálticas, Rampas, Vales Cársticos e Veredas.

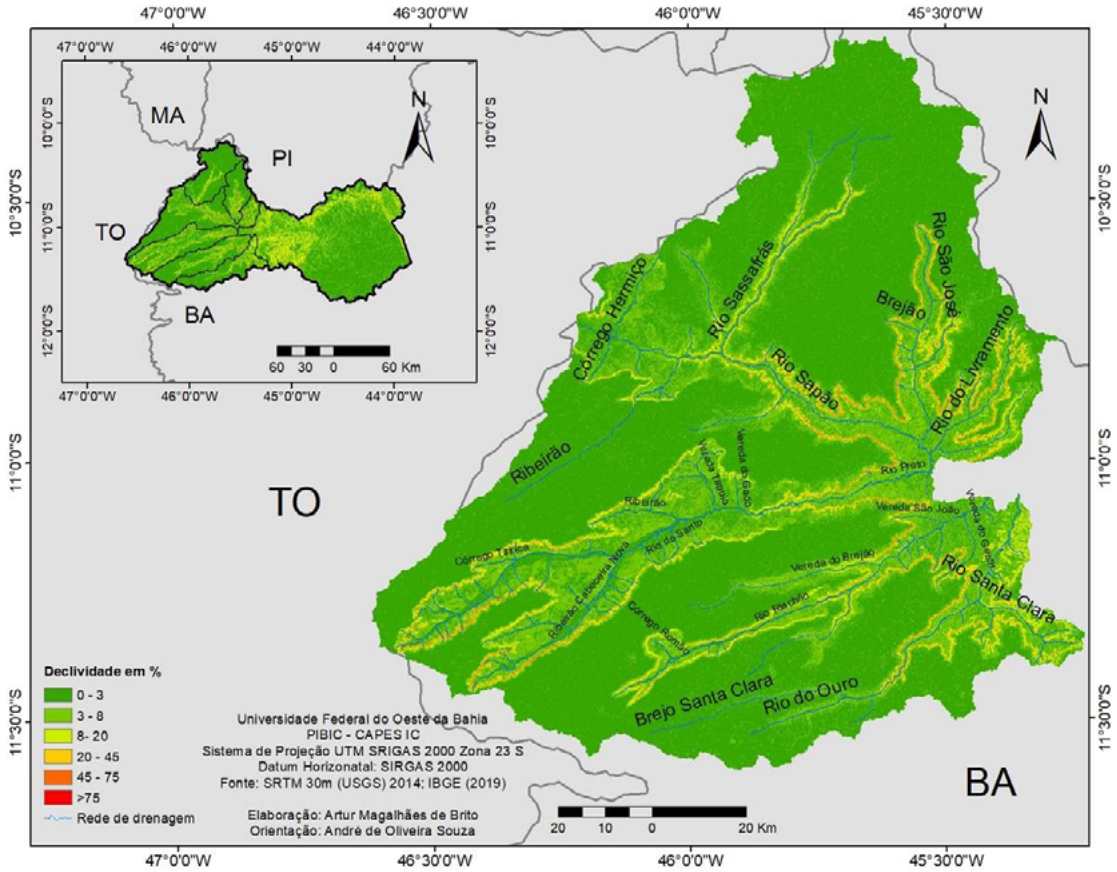
No âmbito geológico, nas sub-bacias são encontradas litologias pertencentes ao Grupo Urucuia, composto por arenitos finos e grosseiros alternados a níveis de pelitos, possuindo em sua base arenitos conglomeráticos e conglomerados. Recobrindo o Gr. Urucuia, ocorrem coberturas cenozóicas aluvionares, coluvionares e eluvionares relacionadas à Formação Chapadão (Bomfin et al., 2002). Adicionalmente, o alto curso do Rio Preto está situado na borda noroeste do Cráton do São Francisco e abrangendo a Faixa Móvel Rio Preto, onde podem ser encontrados metassedimentos dos grupos Bambuí e Rio Preto, é aqui denominada cinturão Móvel Rio Preto. Como abordado por Almeida (1977), o Cráton do São Francisco é a unidade geotectônica estabilizada no final do ciclo Transamazônico no Proterozóico inferior limitadas por faixas de dobramentos estruturadas durante o Ciclo Brasiliano no Proterozóico Superior.

FIGURA 1: Mapa de localização das sub-bacias do alto curso do rio Preto. Fonte: Autores, (2020)
Figura 2: Mapa hipisométrico e de declividade das sub-bacias do alto curso do Rio Preto. Fonte:



Autores, (2020)


47°30'0"W
47°0'0"W
46°30'0"W
46°0'0"W
45°30'0"W
10°30'0"S
11°0'0"S
11°30'0"S
12°0'0"S
MA
PI
TO
BA
N
100 50 0 100 Km
Legenda
Rede de drenagem
hipsometria
441
441 - 481
481 - 533
533 - 590
590 - 669
669 - 737
737 - 768
768 - 795
795 - 902
Rio Sassafrás
Rio São José
Rio do Livramento
Rio Sapão
Rio Riachão
Rio do Ouro
Rio do Santo
Universidade Federal do Oeste da Bahia
PIBIC - CAPES IC
Sistma de Projeção UTM SIRGAS 2000 Zona 23 S
Datum Horizal: SIRGAS 2000
Fonte: SRTM 30 m (USGS 2014); IBGE (2019)
Elaboração: Artur Magalhães de Brito
Orientação: André de Oliveira Souza
40 20 0 40 Km


47°0'0"W
46°30'0"W
46°0'0"W
45°30'0"W
10°30'0"S
11°0'0"S
11°30'0"S
12°0'0"S
MA
PI
TO
BA
N
60 30 0 60 Km
Córrego Hermico
Rio Sassafrás
Rio São José
Brejão
Rio Sapão
Rio do Livramento
Ribeirão
Rio Preto
Rio Santa Clara
Brejo Santa Clara
Rio do Ouro
Declividade em %
0 - 3
3 - 8
8- 20
20 - 45
45 - 75
>75
Rede de drenagem
Universidade Federal do Oeste da Bahia
PIBIC - CAPES IC
Sistema de Projeção UTM SRIGAS 2000 Zona 23 S
Datum Horizontal: SIRGAS 2000
Fonte: SRTM 30m (USGS) 2014; IBGE (2019)
Elaboração: Artur Magalhães de Brito
Orientação: André de Oliveira Souza
20 10 0 20 Km

3. Metodologia

Esta pesquisa está alicerçada na Teoria Geral dos Sistemas, a qual permite considerar as bacias hidrográficas como sistemas abertos que recebem influência de fatores tanto autogênicos como alogênicos. Para o estudo foi utilizado o modelo digital de elevação NasaDem que consiste em um reprocessamento da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), cujo objetivo foi aprimorar a precisão da altimetria e complementar os dados de elevação que não estavam presentes. O referido modelo apresenta resolução espacial de 30m e pode encontra-se disponível no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). O MDE foi trabalhado no software ArcGIS 10.5, objetivando a delimitação das sub-bacias hidrográficas e extração da rede de drenagem. Para esse procedimento, foram utilizadas as ferramentas *fill, flow direction, flow accumulation, snap pour point* e *watershed.* Na aplicação dos índices morfométricos, foram utilizados os dados de área e perímetro obtidos por meio da tabela de atributos e utilizando a ferramenta *calculator geometry*.

Assim, os índices morfométricos foram calculados a partir de características geométricas das sub-bacias estudadas, considerando aspectos concernentes ao relevo e à rede de drenagem. Foram determinadas para as respectivas bacias a área, perímetro, coeficiente de compacidade (Kc), índice de circularidade (Ic), relação declividade extensão (RDE) e a densidade de drenagem de cada sub-bacia.

Para a aplicação do coeficiente de compacidade foram necessários dados referentes às áreas e perímetros de cada sub-bacia, obtidos por meio da tabela de atributos. O coeficiente de compacidade (Kc) é calculado através da relação entre a área e o perimetro comparando com uma área de bacia circular, sendo um valor adimensional que varia com a forma da bacia independentemente do seu tamanho. Deste modo, quanto mais irregular for a bacia maior será o valor desse índice (VILELA e MATTOS, 1975). Valores próximos a 1 correspondem a bacias mais próximas do circular e quando alongado o coeficiente é > 1. O coeficiente em questão pode ser obtido através da seguinte equação:

$$Kc = (0{,}282 \cdot P) / \sqrt{A}$$

P= Perímetro

A= Área

O índice de circularidade também utiliza a área e perímetro, porém com fórmula distinta da anterior. Possuindo a mesma explicação, valores que tendem a 1 indicam maiores circularidades e valores distantes de 1, a bacia tende para a forma alongada. O índice foi calculado através da seguinte equação:

$$IC = (12{,}57 \cdot A) / P2$$

P= perímetro

A= área

A densidade de drenagem (Dd) tem por objetivo correlacionar os comprimentos totais dos canais perenes e temporários (HORTON, 1945). Ainda segundo HORTON (1945), dois fatores de suma importância se destacam na definição da densidade de drenagem (Dd) além dos regimes de chuvas e da característica do relevo, a capacidade de infiltração do solo e a resistência inicial do solo a erosão. Dessa forma, quanto maior o valor do índice, menor capacidade de infiltração da água, mas conforme ocorre melhor estruturação dos canais, valores menores, são identificados indicando áreas mais favoráveis à infiltração (CHRISTOFOLETTI, 1969). A fórmula em questão é descrita a seguir:

$$Dd = Lt / A$$

Lt → comprimento total dos canais;

A → Área da bacia.

A densidade hidrográfica foi obtida utilizando a ferramenta *kernel density* encontrada acoplada ao *Spatial Analyst Tools,* a qual possibilita quantificar e especializar valores do índice com base em um raio de busca (search radius), onde os comprimentos totais de canais (shapes de linhas) abrangidos pela área associada ao raio de busca são interpolados criando um novo raster com valores pertinentes à densidade de drenagem. Essa metodologia, possibilitou identificar especificidades no interior de cada sub-bacia, direcionando estudos mais detalhadas quanto aos processos ocorrentes naquele setor.

O SL-index foi calculado usando o software Excel a partir de curva de nível de 20m extraídos do MDE com a ferramenta *contour*, bem como o comprimento de cada rio principal de cada sub-bacia calculados a partir da drenagem extraída do MDE. Destaca-se que apesar da boa resolução do DEM, esse procedimento resulta em simplificações que podem alterar o comprimento real do canal em alguns trechos do vale. Os procedimentos metodológicos seguiram Hack (1973), o qual definiu este índice com o objetivo de fácil reconhecimento de anomalias nos cursos d'água, onde, a partir da elaboração do perfil longitudinal do rio, seria possível constatar alterações no seu curso, relacionando o potencial hidráulico. O método se fundamenta na aplicação da seguinte fórmula:

$$SL = (h/l) \times L$$

Onde h é a diferença altimétrica nos cursos d'água estudados e l é a projeção horizontal do canal, enquanto o (L) se define como o efetivo trajeto do canal de cada setor, indo do ponto de interesse até a cabeceira de drenagem do rio estudado.

4. Resultados e discursões

Com base nos resultados obtidos para as sub-bacias hidrográficas do alto curso do Rio Preto, é possível afirmar que todas as sub-bacias apresentam valores de coeficiente de compacidade (Kc) variando de 1,80 a 2,55, valores que indicam bacias caracterizadas como alongadas (Tabela 1). Não obstante, os valores do índice de circularidade para as sub-bacias do alto curso do Rio Preto são consistentes com os valores de Kc e variaram de 0,15 a 0,27, demonstrando que as bacias abordadas nesse estudo se afastam do formato circular e se aproximam mais do formato alongado (Villela e Mattos,1975).

As densidades de drenagem nas áreas de estudo mostraram valores bem variados entre cada sub-bacia e com espacializações heterogêneas em diferentes setores das mesmas, principalmente em relação ao alto, médio e baixo curso das sub-bacias em questão. Na bacia do Rio Sapão a densidade de drenagem variou de 0 a 1,774 km/Km^2, apresentando valores de densidade de drenagem com importante padrão de distribuição ao longo da bacia. Neste sentido, alta densidade ocorrem no alto curso, enquanto que o médio curso apresenta valores médios. Por outro lado, no baixo curso os valores de densidade de drenagem foram menores.

TABELA 1: Resultados dos índices morfométricos geométricos
Fonte: Autores, (2020)

Sub-bacias	Área (Km²)	Perímetro (Km)	Coeficiente de compacidade (Kc)	Índice de circularidade (IC)
Rio Sapão	6.807	641	2,19	0,20
Rio Sassafrás	2.118	328	2,01	0,20
Rio São José	1.198	234	1,80	0,27
Rio do Santo	2.592	371	2,13	0,23
Rio Riachão	2.263	346	2,05	0,23
Rio do Ouro	1.644	367	2,55	0,15

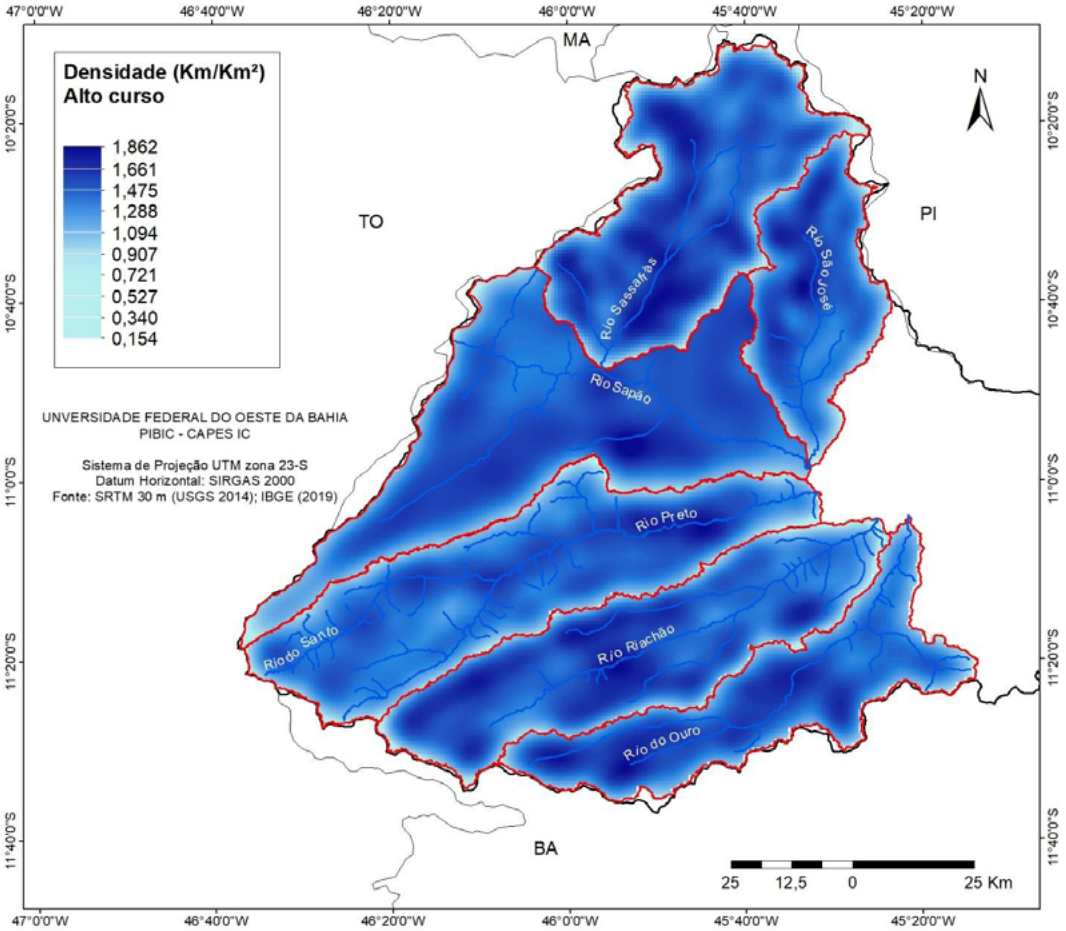


Figura 3: Mapa de densidade de drenagem das sub-bacias do alto curso do Rio Preto.
Fonte: Autores, (2020)

Na bacia do Rio Sassafrás os valores de densidade variaram de 0 a 1,784 Km/Km², se diferenciando da bacia anterior com os valores de alta densidade concentrando-se no baixo curso, enquanto que no alto curso os valores se caracterizaram como baixa densidade. No médio curso esses valores se mantiveram na média. Por conseguinte, na bacia do Rio São José sendo a bacia vizinha da anterior, os valores de densidade de drenagem foram de 0 a 1,862 Km/Km² com valores de alta densidade no alto curso, enquanto no médio e baixo curso valores médios e baixos, respectivamente.

Concernente à bacia do Rio do Santo, os valores obtidos foram entre 0 a 1,703 Km/Km² com o alto curso apresentando valores de baixa densidade de drenagem, enquanto que no médio curso obteve-se valores médios e no baixo curso valores mais altos. Na bacia do Rio Riachão, os valores variaram de 0 a 1,561 Km/Km², com os valores de alta densidade concentrando-se tanto no alto curso como no médio curso da bacia, enquanto os valores de baixa densidade de drenagem foram encontrados no baixo curso. Finalmente, na bacia do Rio do Ouro os resultados de densidade variaram de 0 a 1,595 Km/Km², com os valores de alta densidade concentrados no alto curso, enquanto que no médio curso valores médios foram obtidos e, no baixo curso, valores indicando baixa densidade de drenagem.

Dessa forma, podemos observar que embora todas as sub-bacias estudadas estejam inseridas em um mesmo contexto geológico, os valores das densidades de drenagem divergiram bastante quanto à sua espacialização no interior das sub-bacias estudadas. Como salientado anteriormente, quatro fatores que explicitam a Dd são o regime de chuvas, características do relevo, capacidade de infiltração do solo e a resistência inicial do terreno a erosão. Com base nisso, podemos inferir que os valores de alta densidade são explicados por locais de alta declividade, embora a região se caracterize por áreas planas com incipientes rupturas topográficas e, neste sentido, os valores de alta densidade de drenagem predominantemente localizados no alto curso, podem estar associados à concentração de canais de primeira ordem. Como o índice considera a extensão total de canais em um determinado espaço determinado pelo *search radius*, as maiores densidades de drenagem são geralmente encontradas no alto curso das bacias.

Contudo, essa condição geomorfológica não foi observada nas bacias do Rio Sassafrás e Rio do Santo, onde os valores de alta densidade se concentraram no baixo curso e os menores valores no alto curso. Tais bacias hidrográficas têm suas fozes mais próximas à área do médio curso do Rio Preto, local de maior expressão da Faixa Móvel Rio Preto (Caxito, 2014) e onde se concentram diversas zonas de cisalhamento. Neste sentido, é possível que o contexto estrutural no médio curso do Rio Preto tenha influenciado nos valores da densidade de drenagem das sub-bacias do Rio Sassafrás e Rio do Santo, os quais seriam expressões na paisagem de ajustes de níveis de bases ocasionados por reativações de falhamentos.

Os perfis longitudinais dos rios principais correspondentes às sub-bacias estudadas apresentaram aspectos comuns no que se refere às espacializações dos *knickpoints*, sugerindo que tais rupturas possam estar vinculadas a um mesmo condicionante morfoestrutural (Figura 4). Nesta perspectiva, o perfil longitudinal do Rio Sapão apresenta somente um segmento que se delimita por uma acentuada ruptura a aproximadamente 36 km de distância da cabeceira de drenagem, sendo consistente com os altos valores do SL-index (Figura 4). Esse segmento apresenta aspecto levemente convexo com dois knickpoints encontrados em toda a sua extensão, demonstrando boa relação com os maiores valores do SL-index por trecho (57,21 e 114,78, respectivamente para o trecho de 22 a 36 km), provavelmente devido uma diferença litológica que não foi possível identificar devido ao nível de detalhamento dos dados do CPRM – Serviço Geológico do Brasil na escala de 1:1.000.000, uma vez que não foram identificados nesse setor evidências de deformações.

O Rio Sassafrás apresenta composição litológica em comum a do Rio Sapão, sendo o Gr. Urucuia a única litologia presente na área. Desta forma, o perfil longitudinal do Rio Sassafrás apresenta dois segmentos distintos, delimitados por uma ruptura que apresenta correspondência com os valores de SL-index (Figura 4). O primeiro está entre 10 e 20 km e pode ser caracterizado como de morfologia convexa, enquanto o segundo seguimento está localizado entre 60 e 67 km, sendo uma ruptura convexa na foz da bacia. Os valores para o SL-Index são consistentes com os principais *knickpoints* identificados, sendo os maiores valores localizados entre 60 e 67 km (Figura 4).

Como salientado, dois principais *knickpoints* são encontrados por toda a sua extensão e que apresentam correlações com os valores de SL-index, sendo os valor de 366,07 e 380,91 para, respectivamente, os trechos de 10 a 20 Km. O perfil longitudinal do Rio São José apresenta três principais segmentos ao longo de toda sua extensão delimitados por expressivos *knickpoints* (Figura 4). Os valores do SL-index apresentaram importante consistência com as referidas rupturas no perfil, de modo que os maiores valores podem ser identificados em associação com os *knickpoints*. Assim, o primeiro e o terceiro trecho são caracterizados por morfologia côncava, enquanto o segundo por uma morfologia convexa.

O Rio São José apresentou um único knickpoint, exibindo correlações com os valores de SL-index. Tendo, portanto, o trecho que vai de 20 até 30 Km, o valor do SL-index de 111,77. Em comum com as bacias anteriores o Grupo Urucuia é a principal litologia na área, já a ruptura no trecho de 20 a 30 Km se explica pelo desnível da declividade onde se percebe um movimento de soerguimento e rebaixamento e, logo depois, um ajuste ao nível de base neste trecho, sendo um indicativo de atividade neotectônica na área em questão, tendo em vista o ajuste de nível de base acometido a jusante, o que provocou consequentemente frentes de recuo erosivo, tendo como resultados as rupturas identificadas nas sub-bacias estudadas.

O perfil longitudinal (Figura 4) do Rio do Santo apresentou importante correspondência com a linha de melhor ajuste e, deste modo, divergindo dos resultados encontrados para os Rios Sapão, Sassafrás e São José. Contudo, ainda é possível identificar dois *knickpoints,* sendo o do trecho de aproximadamente 6 km de sua nascente mais sutil. Nesse setor os valores do SL-index apresentaram uma boa correlação com a referida ruptura. Outro fator que se percebe no gráfico (Figura 4) é a presença do maior valor de SL-index de 199,33 a 700 m da sua cabeceira do Rio do Santo e na sua foz com o valor de 94,01, no entanto, esses valores não se caracterizam como knickpoints por não se observar nenhuma ruptura em seu perfil longitudinal. Esse valor anômalo de SL-index é devido a uma ruptura abrupta na declividade no trecho de 700 da cabeceira, que, logo após esse trecho, segue de modo a ser considerada baixa ao longo de todo a extensão do rio seguindo dentro da linha de melhor ajuste.

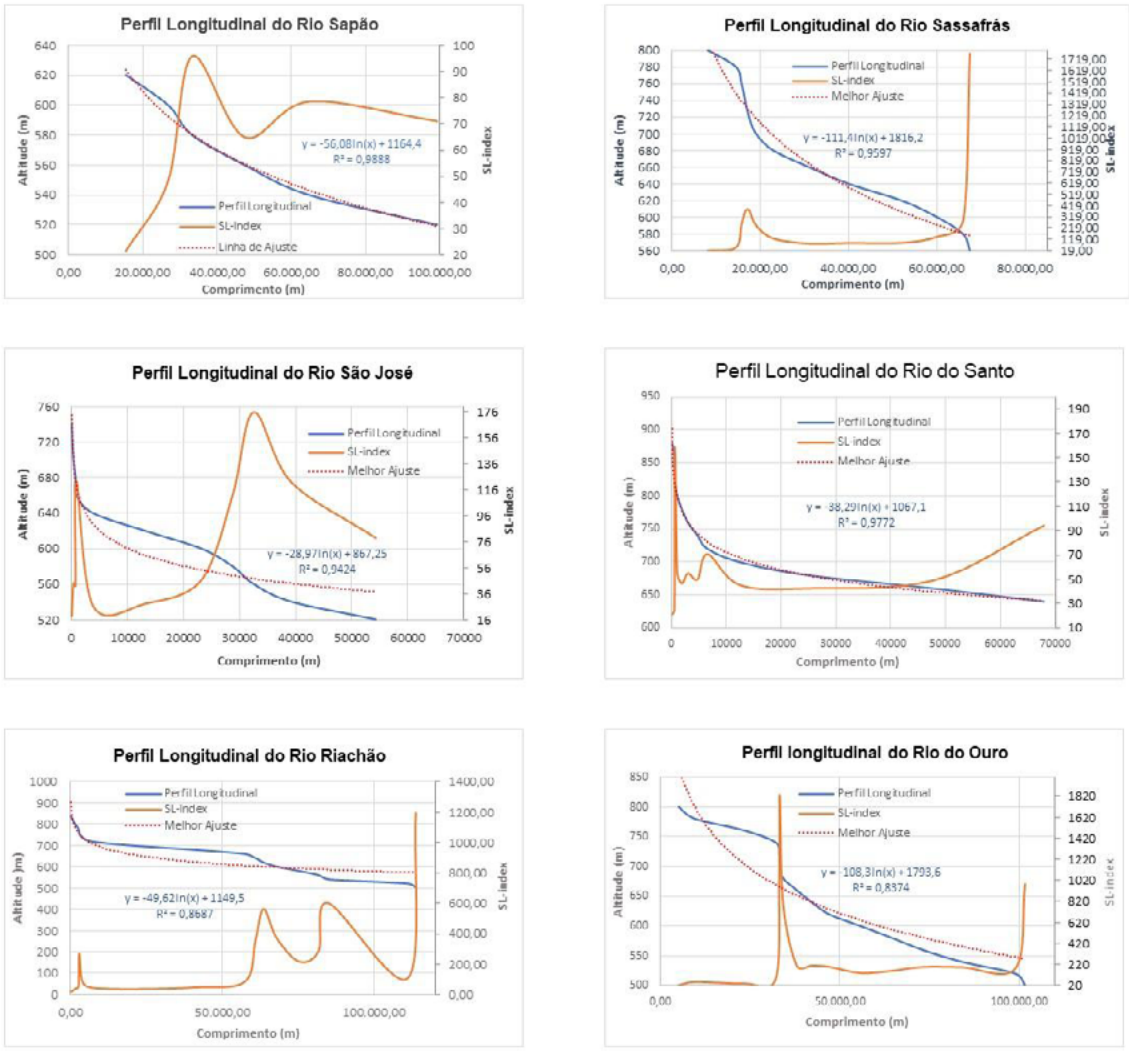


Figura 4: Perfil longitudinal e SL-index das sub-bacias do alto curso do Rio Preto. Fonte: Autores, (2020)

O Rio do Santo apresenta dois knickpoints, os quais apresentam correlações com os valores de SL-index encontrados através do índice em questão. Sendo, portanto o valor 164,56 e 63,35 para o trecho de 0 Km a 20 Km onde está inserido nas rochas do Grupo urucuia de maior composição arenítica, onde a partir de 20 Km em diante o rio passa a estar inserido como as demais bacias estudadas anteriormente, em depósitos aluvionares de menor resistência litológica e onde o rio segue de modo retilíneo até por volta dos 35 Km onde sai do seu melhor ajuste com um valor de SL-index de 94,01, percebendo-se a ocorrência de uma anomalia de declividade causada por um soerguimento abrupto devido a atividade neotectônica, corroborando com essa hipótese a identificação dos maiores valores de densidade de drenagem que estão no seu baixo curso.

No perfil longitudinal do Rio Riachão (Figura 4) ocorrem 6 *knickpoint,* onde os valores do SL-index são os mais expressivos. Dois desses são encontrados no primeiro segmento, entre 0 a 20 km, e os demais no segundo segmento localizado entre 40 a 60 km; e o terceiro e último seguimento, entre de 80 km a 113 km, com 3 *knickpoints*, onde a partir deste ponto o perfil longitudinal segue ajustado à linha de tendência. Os valores de SL-index foram condizentes com as rupturas encontradas, sendo 267,83 e 91,34 para o trecho entre 0 a 20 km, o valor de 363,05 para o trecho entre 40 a 60 km e os valores de SL-index de

288,50, 601,83 e 1194,60 entre 80 km a 111 km. A ocorrência de um *knickpoint* no trecho entre 40 km a 60 km é consistente com um aumento abrupto da declividade, indicando um provável controle lito-estrutural associado a um possível ajuste neotectônico. Em adição, é possível notar na paisagem fluvial que nesse segmento do canal (entre 40 e 60 km) ocorrem importantes depósitos aluvionares formando amplas planícies de inundação quando comparado a outros trechos do rio. Nesta perspectiva, é possível que os contextos lito-estruturais evidenciados no perfil longitudinal e índice SL-index, também atuem de forma expressiva na distribuição da sedimentação e formação de planícies e terraços fluviais do referido rio.

O Rio do Ouro apresenta aproximadamente 100 km de extensão, onde altitude máxima de 800 m propicia amplitude altimétrica de 300 m. As principais litologias presentes na área são as rochas do Gr. Urucuia, Fm. Canabravinha e Gr. Rio Preto. A Formação Canabravinha é composta por diamictitos, quartzito, metagrauvaca, metapelito, metaritmito-areno-pelítico, metadiamictito e, localmente, metamarga (EGYDIO-SILVA et al., 1989). O Gr. Rio Preto, por sua vez, é composto por rochas metassedimentares neoproterozóicas correspondentes às bacias extencionais que teriam se invertido e metamorfoseado no final do Ciclo Brasiliano (CAXITO et al., 2014). Essas duas últimas litologias são encontradas somente na foz da bacia, juntamente com uma falha contracional na zona de transição de litologias das rochas da Formação Canabravinha para as rochas do Grupo Rio Preto.

O Rio do Ouro (Figura 4) exibe 5 *knickpoints* por toda sua extensão, com o primeiro knickpoint localizado entre 0 a 20 Km caracterizado como uma ruptura convexa suave, cujo valor de SL-index foi de 51,06. Já o segundo e o terceiro knickpoint está localizado de 20 a 40 Km e se caracteriza, respectivamente, como uma ruptura convexa mais abrupta e outra sendo uma ruptura côncava suave, com os respectivos valores SL-index discrepantes de 1022,99 e 1827,56. O quarto knickpoint se situa de 40 a 60 Km e se evidencia como sendo uma ruptura côncava bem suavizada, condizendo com os valores de SL-index de 207,88 do trecho em questão. O quinto e último knickpoint está posicionado de 80 Km a 101 Km e se evidencia por ser uma ruptura topográfica convexa, com o valor de SL-index respectivamente de 983,53.

No trecho de 20 km a 40 km, mais precisamente a 32 km, ocorre uma ruptura topográfica abrupta causada por um aumento na declividade. Aventasse a hipótese que a ocorrência do último knickpoint se deu por uma diferença de contato litológico, no qual o Rio do Ouro deixa de drenar a cerca de 101 Km da sua cabeceira de drenagem em rochas da Formação Canabravinha, caracterizado pela presença de quartizitos e grafita de menor resistência litológica, e passa a drenar em rochas do Grupo Rio Preto de maior resistência litológica, explicando, assim, o alto de valor de SL-index identificado no trecho em questão.

5.Considerações finais

Considerando as discursões assinaladas, podemos observar um significativo controle estrutural que se manifesta no modelado de cada sub-bacia do alto curso do Rio Preto, na região oeste do estado da Bahia. A partir dos resultados dos índices de circularidade (IC) e coeficiente de compacidade (KC), chegou-se à conclusão que as morfologias das sub-bacias e direcionamentos dos rios são influenciados por características regionais do relevo cuestiformes do oeste da Bahia, cujo mergulho ocorre para leste em conformidade com as litologias do Gr. Urucuia. Consequentemente, as sub-bacias se caracterizaram por apresentarem um mesmo formato alongado.

Por conseguinte, ainda foi possivel a identificação de knickpoints, os quais sugerem recente ajuste no nível de base, possivelmente em decorrência de reativações das principais falhas associadas a Faixa Móvel Rio Preto. Tais ajustes causaram a formação de rupturas que migraram a montante, contudo, influenciando de modo heterogêneo os sub-sistemas estudados em decorrência da distância em relação à área fonte de perturbação e características internas de cada sub-bacia.

Também destaca-se a identificação de altos valores de SL-index localizados nas cotas altimétricas de 902 a 737 metros de altitude, indicando o ancoramento de *knickpoints* em estruturas e que também são evidenciados por altos valores da densidade de drenagem. Neste sentido, levanta-se a hipótese de eventos de soerguimento associados a reativações da Faixa Móvel Rio Preto ao longo do Quaternário, as quais conduziriam à morfogênese de rupturas topográficas atualmente atacadas pela erosão remontante.

Embora nossos resultados suportem a hipótese de eventos de soerguimentos regionais possivelmente relacionados à Faixa Móvel Rio Preto, a heterogeneidade espacial dos valores de densidade de drenagem alinhados aos valores do Sl-index, das mais significativas rupturas nos perfis longitudinais e dos depósitos aluvionares indicam a importância de um maior aprofundamento nos estudos geomorfológicos, aspecto que pretende-se alcançar nas etapas posteriores da atual pesquisa.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Cientifico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da pesquisa através da Bolsa de Iniciação Científica.

Referências

ALMEIDA, F.F.M. de. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.7, n. 4, p.349-364, dez. 1977.

BOMFIM, L.F.C; GOMES, R.A.D. Aquífero Urucuia - Geometria e Espessura: Ideias Para Discussão, 2002, baseadas no Projeto de Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia - CPRM, 1980, p. 44-46. vegetal do estado de São Paulo:

CARDOSO, C. A., Dias, H. C. T., SOARES, C. P. B. & MARTINS, S. V. (2006). Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo-RJ. Árvore, Viçosa,30(2), 241-248

CASSETI, Introdução Geomorfologia, 1990. Disponível em: <www.funape.org.br/geomorfologia>. Acesso em 01 de janeiro de 2021.

CAXITO, F. A. *et al.* Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco craton margin, NE Brazil. Gondwana Research, 26, Rio de Janeiro, v. 2, p. 741-754, 2014.

CAXITO, F.A.; UHLEIN, A.; SANGLARD, J. C. D.; DIAS, T. G.; MENDES M.C. O. (2012). Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia/southern Piauí. Revista Brasileira de Geociências, 42 (3): 523- 538.

CHRISTOFOLETTI, A. A Análise Morfométrica das Bacias Hidrográficas. Notícia Geomorfológica, Campinas, v.9, n.18, 1969, p. 9 – 34.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2ª edição. São Paulo: Edgar Blücher Ltda, 1980. CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2ª edição. São Paulo: Edgar Blücher Ltda, 1980.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Agência de Informação Embrapa. Bioma Cerrado. Disponível em agência.coptia.cmbraDa.br Acesso em 02 de janeiro de 2021.

EGYDIO-SILVA, M.; KARMANN, I.; TROMPETTE R.R. (1989). Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 19 (2): 101-112

ETCHEBEHERE, M. L. C. Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas. Rio Claro. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2000

ETCHEBEHERE, 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 neogênicas. Revista do Instituto de Geociências - USP, v. 4, n. 2, p. 43-56. 2004.

GUERRA, A. J. T.; GUERRA, A. T. Novo dicionário Geológico-Geomorfológico. 3ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 652p.
SUGUIO, Kenitiro. Introdução à sedimentologia. São Paulo: Edgard Blucher, 1973.317 p.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and streamgradient index. Journal of Research of the U.S. Geological Survey v. 1, n. 4: 421–429. 1973.

HORTON, R.E. 1945 Erosional devlopment of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Amer. Bull., 56 (3): 275-370. HACK, J. T. Stream-profile analysis and streamgradient index. Journal of Research of the U.S. Geological Survey v. 1, n. 4: 421–429. 1973.

HIRUMA, S.T. & PONÇANO, W.L. 1994. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto rio Pardo, SP e MG. Revista do Instituto Geológico, 15(1/2): 49 – 57.

LANA, C. E. Análise Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Tanque, Minas Gerais, Brasil. Revista Escola de Minas, vol.54 n.02 Ouro Preto, 2001.

LIMA, L.A.S .; MARTINS, E.S .; GOMES, M.P .; REATTO, A .; PASSO, D.P .; CASTRO, K.B.; CARVALHO JUNIOR, O.A .; GOMES, R.A.T. Caracterização Geomorfológica do Município de Riachão das Neves, Oeste Baiano, escala 1: 100.000, Embrapa, 2010, Boletim 295.

LIMA, L.A.S .; MARTINS, E.S .; GOMES, M.P .; REATTO, A .; PASSO, D.P .; CASTRO, K.B .; CARVALHO JUNIOR, O.A .; GOMES, R.A.T. Caracterização Geomorfológica do Município de Correntina, Oeste Baiano, escala 1: 100.000, Embrapa, 2010, Boletim 287.

MARTINS, F.B. *et al.* Zoneamento Ambiental da sub – bacia hidrográfica do Arroio Cadena, Santa Maria (RS). Estudo de caso. Cerne, Lavras, v.11, n.3, p.315-322, jul./set. 2005.

PHILLIPS, J.D. Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. Geomorphology 132: 319-326. 2011.

PHILLIPS, J. D. Thresholds, mode switching, and emergent equilibrium in geomorphic systems. Earth Surface Processes and Landforms, v. 39, n. 1, p. 71-79, 2014.

RODRIGUES, C.; ADAMI, S. Técnicas Fundamentais para o Estudo de Bacias Hidrográficas. In: VENTURI, L. A. B. (orgs). Praticando Geografia: Técnicas de Campo e Laboratório em Geografia e Análise Ambiental. São Paulo: Oficina de Textos, 2005, p. 147 a 166.

SANTANA, D.P. Manejo Integrado de Bacias Hidrográficas. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2003. 63p. (Embrapa Milho e Sorgo. Documentos, 30).

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.

SCHUMM, S. A, River Variability and Complexity. Cambridge University Press, Cambridge, 2005. 220p.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Geophysical Union Trans., v.38, p.912-920, 1957.

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

AS FEIÇÕES ARENOSAS DAS BORDAS DO RIO SÃO FRANCISCO EM XIQUE-XIQUE E BARRA/BA: UMA REVISÃO SISTEMÁTICA

Reinaldo Pacheco dos Santos
Universidade de Pernambuco - UPE
Rodovia BR 203, Km 2 s/n - Vila Eduardo, Petrolina - PE, 56328-900
E-mail: reinaldo.pacheco@upe.br
Luiz Henrique de Barros Lira
Universidade de Pernambuco – UPE
Rodovia BR 203, Km 2 s/n - Vila Eduardo, Petrolina - PE, 56328-900
E-mail: luizhenrique.lyra@upe.br
Clecia Simone G. R. Pacheco
Instituto Federal do Sertão Pernambucano – IF Sertão-PE
R. Maria Luzia de Araújo Gomes Cabral, 791 - João de Deus, Petrolina - PE, 56316-686
E-mail: clecia.pacheco@ifsertao-pe.edu.br

Resumo

A pesquisa teve como foco discutir as dinâmicas da origem e estado atual das dunas fósseis que bordeiam do rio São Francisco no trecho situado entre Xique Xique e Barra no Estado da Bahia. As dunas fósseis ou paleodunas do rio São Francisco são registros importantes para compreensão das ações dos climas pretéritos sobre essas áreas, bem como, sobre a velocidade e direção dos ventos num passado remoto, sendo deste modo essenciais para compreender a origem e evolução destas feições. Nesse sentido, objetivo desse artigo, foi analisar as discussões e registros científicos de autores que se dedicam em compreender estes paleoambientes, a partir de uma revisão sistemática de literatura, motivada por três questões norteadoras (QNs). Os trabalhos encontrados estabeleceram uma relação com as seguintes temáticas: origem, evolução, condições atuais dessas feições e possíveis ações mitigadoras dos impactos, e apontam para a necessidade de conservação destes paleoambientes.

Palavras-chave: dunas fósseis; paleodunas; geossistema paleodunar.

1. Introdução

Discutir sobre as feições arenosas existentes nas margens do rio São Francisco, localizadas em alguns municípios banhados por este rio, requer um mergulho nas referências científicas que já abordaram sobre tal assunto. No que tange a estas feições, isto é, os campos de paleodunas fluviais, existentes entre os municípios de Barra e Xique Xique, no Estado da Bahia, pode-se afirmar que são poucas as referências teóricas publicadas, se compararmos com outras temáticas.

Os campos têm sua gênese nas variações paleoclimáticas e paleoambientais ocorridas no período quaternário, da Era Cenozoica, sendo suas areias oriundas do processo deposicional elaborado pelo rio São Francisco e transportados por ventos de sudeste e leste. Desse modo, o sistema de paleodunas tem sua história evolutiva influenciada por flutuações climáticas do Quaternário tardio, associado ao aporte sedimentar do rio São Francisco (BARRETO, 1996).

O tema aqui abordado, origem, evolução e estado atual das feições arenosas, e propostas de conservação, adotou como estratégia três questões norteadoras (QNs): O que os estudos apontam sobre a origem das dunas fósseis de Xique Xique e Barra? Qual o estado atual das mesmas no que tange as ações antropogênicas? Existe algum plano de mitigação dos impactos socioambientais para estas áreas? Nesse sentido, o presente artigo objetiva analisar as discussões e registros científicos de autores que se dedicaram/dedicam em entender estes ambientes paleodunares, a partir de uma revisão sistemática da literatura.

Os principais resultados apontam que os ambientes são de origem quaternária, tendo em sua gênese o trabalho contínuo do rio São Francisco a partir do processo deposicional, e que teve a contribuição do trabalho eólico, que remontou estes campos durante décadas para que se tivesse, no contexto atual, tais feições com as características existentes. Contudo, também indicam um avançado processo de degradação da área, intensificada por ações antrópicas, requerendo assim decisões de conservação para não correr risco de se perder tais registros tão relevantes sobre paleoclimas e paleoeras.

2. Fundamentação Teórica

As paleodunas do médio rio São Francisco estão situadas dentro da Área de Proteção Ambiental (APA) Dunas e Veredas do Médio São Francisco. A APA foi criada pelo Decreto 6.547 de 18 de julho de 1997, e a decisão de criação se deu por considerar a singularidade das formações geológicas de dunas e veredas do Baixo-Médio São Francisco, como ocorrência única no Nordeste brasileiro.

Os referidos campos dunares estão totalmente circundados pela Depressão Sertaneja Meridional, sendo o limite diagonal sul totalmente definido pelo rio São Francisco e, a parte sudoeste é limitada pela Serra do Estreito (BA), sendo que a maior parte da ecorregião fica a oeste do rio São Francisco, com uma área total de 36.170 km^2.

Sendo assim, a área da pesquisa, de acordo com a classificação de Köppen estão caracterizadas pelo clima Bswh e a precipitação anual gira em torno de 400-800 mm e ocorre principalmente de outubro a março. Segundo Nimer (1977; 1989), a temperatura média do mês mais frio é superior a 18º C e as médias anuais não ultrapassam 27º C. As flutuações sazonais dos ventos estão ligadas às massas, Equatorial Atlântica e Tropical Atlântica, no inverno, e à Massa Equatorial Continental no verão. Nesta área há o predomínio da vegetação de caatinga por conta dos solos arenosos pouco desenvolvidos das dunas e o clima semiárido (JACOMINE et al., 1976).

A área pesquisada está situada na depressão periférica do médio rio São Francisco, com altitudes variáveis entre 400 e 800 m, onde as feições relacionadas à sedimentação eólica foram analisadas quanto às características sedimentológicas e morfológicas, modificações pós-deposicionais e padrões pretéritos de paleoventos (BARRETO, 1996). Estudos de Barreto aponta o predomínio de cinco domínios geomorfológicos: fluvial, lençóis de areia, dunas com morfologia nítida, dunas com morfologia tênue e nítida e dunas dissipadas.

Neste sentido, em termos geomorfológicos é necessário considerar dois aspectos, sendo: a) domínio morfoestrutural e b) depressão periférica do médio São Francisco. O domínio morfoestrutural é definido pelo agrupamento de fatos geomorfológicos provenientes de amplos aspectos geológicos (PACHECO, 2014). Segundo o IBGE (1977) existem dois grandes fatores morfogenéticos que explicam o modelado do relevo do Nordeste do Brasil, com vistas, aos fatores estruturais, condicionantes aos grandes domínios morfoestruturais e que são os originadores da base espacial do relevo regional e, aos fatores climáticos, responsáveis pela diversificação das formações vegetais e dos processos morfogenéticos atuantes nos diversos meios morfoclimáticos.

Assim sendo, no contexto da bacia do São Francisco tem-se desde importantes centros urbanos, amplas paisagens naturais e de sítios arqueológicos. Schobbenhaus et al. (1984, p. 242) aponta ser os campos de paleodunas do médio rio São Francisco o "único exemplo de formações dunares de ambiente desértico quaternário no Brasil", classificando esses depósitos no campo dos "depósitos eólicos pleistocênicos" do cráton do São Francisco.

Neste sentido, as feições geomorfológicas são impactadas por agentes climáticos, que acondiciona um novo desenho ao modelado terrestre. Ao passo que um novo modelado é construído, o input e output de energia em um sistema geomorfológico vai permitir que se processem erosão, transporte e sedimentação de detritos na superfície (CABRAL, 2014). O intemperismo, erosão, transporte e ação antropogênica acabam retrabalhando os depósitos sedimentares recentes, o que dificulta ter um indicador seguro para pontuar ocorrências relevante no quadro evolutivo das paisagens terrestres, e em particular aqueles que dizem respeito ao quadro geológico-geomorfológico e climático (MELO et al., 2005).

3. Materiais e Métodos

O contexto geográfico da pesquisa está delimitado aos municípios de Barra e Xique no Estado da Bahia, conforme figura 1. As feições arenosas, da qual essa revisão sistemática aborda, estão situados a noroeste do Estado da Bahia, entre as latitudes de 10°00' e 11°00' S e longitudes 42°30' e 43°20' W, ocupando parte dos municípios de Remanso, Pilão Arcado, Xique e Barra distando cerca de 700 km da capital, Salvador. Compostos por extensas formações de depósitos eólicos, cuja altura pode ultrapassar os 100 metros, a área possui clima semiárido, com vegetação nativa de caatinga (hipoxerófila), com trechos de caatinga muito seca (hiperxerófila), e pequenos enclaves característicos de climas mais úmidos às bordas do rio e nas depressões interdunares.

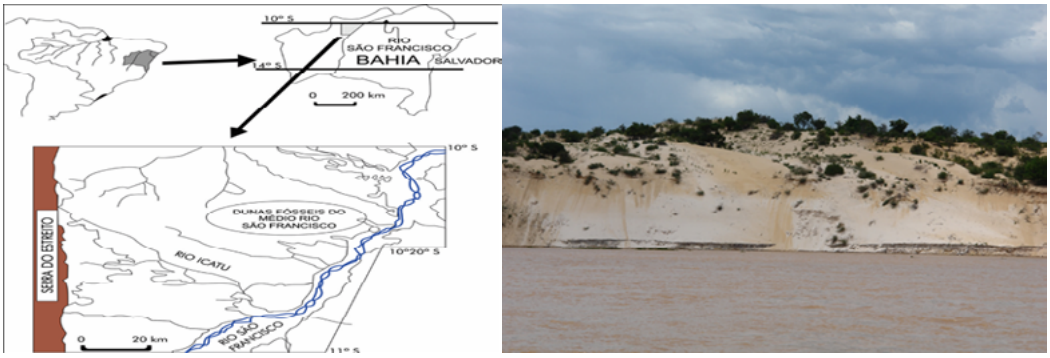


FIGURA 1: Localização da área da pesquisa
Fonte: Mapa adaptado de Barreto (1996); Imagem de Pacheco (2017)

Para se discutir o tema em voga, adotou-se como estratégia metodológica uma revisão sistemática de literatura, através de uma abordagem quantitativa exploratória, por possibilitar a familiarização do problema construindo hipóteses, limitando o registro dos fatos observados sem interferências. Ademais, quanto aos procedimentos, a pesquisa está classificada como bibliográfica embasada em materiais já elaborados e tendo suas fontes como tipo de instrumentos (PRODANOV; FREITAS, 2013).

A revisão sistemática da literatura é uma modalidade de pesquisa, que segue protocolos específicos buscando entender e dar significado a um grande corpus documental, especialmente, verificando o que se adequa e o que não se adequa num dado contexto. Está focada no seu caráter de reprodutibilidade por outros pesquisadores, apresentando de forma explícita as bases de dados bibliográficos que foram examinadas, as estratégias de busca empregadas em cada base, o processo de seleção dos trabalhos científicos, os critérios de inclusão e exclusão dos mesmos e o processo de análise de cada um (GALVÃO; RICARTE, 2020).

Considerando o propósito desse artigo, em analisar as discussões sobre a origem e estado atual das dunas fósseis de Xique Xique e Barra na Bahia, foram lançadas três QNs as quais motivaram o desenvolvimento da pesquisa, a saber: QN1: O que os estudos apontam sobre a origem das dunas fósseis de Xique Xique e Barra? QN2: Qual o estado atual das mesmas no que tange as ações antropogênicas? QN3: Existe algum plano de mitigação dos impactos socioambientais para estas áreas?

O critério trabalhado para a realização da pesquisa foi o processo de condução de buscas independentes e o segundo a identificação dos achados para aquisição de rigor e confiabilidade na busca (YIN, 2010). A partir da concordância dos pesquisadores envolvidos na condução de buscas independentes, construiu-se um protocolo de pesquisa, mesmo que inicialmente sejam estudados de forma genérica.

Para obtenção dos trabalhos embasadores dessa revisão, adotou-se como ferramentas o portal de periódicos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), o *Scientific Electronic Library Online* (*SciELO*), e o *Google Scholar* (*Google* Acadêmico), utilizando como descritores de pesquisa: “dunas fósseis”, “dunas do São Francisco”, “paleodunas”, “geossistema paleodunar” e “paleodunas de Xique Xique”. Após essa etapa, empreendeu-se os seguintes refinamentos para pesquisa: busca por artigos, teses, dissertações e livros e um recorte temporal por décadas (1990 a 2020), por se tratar de estudos relacionados ao clima, sendo, portanto, relevante analisar no mínimo 30 anos para

se ter um resultado confiável.

Os trabalhos obtidos nesta busca, passaram por outros processos de refinamento, para serem incluídos e integrarem a discussão desta revisão. Neste sentido, foram incluídos: trabalhos publicados em revistas com no mínimo Qualis B2; aqueles cuja região de pesquisa fosse Xique Xique e Barra; quanto a sua temática, aqueles que proporcionasse resultados para as Questões Norteadoras (QNs) aqui expostas e registradas no protocolo de pesquisa. Além desses processos de seleções citados, foram excluídos artigos/trabalhos que tiveram como estratégia metodológica a revisão bibliográfica, alcançando, desta forma, um número plausível para o estudo sistemático do tema que evidenciasse as dimensões mais importantes e suas respectivas textualizações clássicas e atualizadas.

Ademais, os dados selecionados foram submetidos a um processo de preparação, de modo a detectar a priori se os documentos escolhidos estavam de acordo com a temática a ser revisada, para na sequência submetê-lo à análise do seu conteúdo. Após essa etapa, os dados foram submetidos ao processo de unitarização, por meio da leitura exploratória de todo conteúdo e adoção de procedimento de codificação, classificação e categorização.

Assim, após os dados estarem metodicamente agregados em unidades, foi possível realizar a etapa de descrição exaltando as características pertinentes do conteúdo apresentado ao texto, para em seguida, através de uma interpretação diligente, explorar os significados expressos na literatura objeto de investigação e revisão.

A partir da realização desta pesquisa verificou-se a inexistência de artigos que trabalhassem o tema abordado no formato de uma revisão sistemática, pontuando assim a relevância desse trabalho. Também se observou a escassez de literatura específica sobre paleodunas, dunas fósseis, e dunas do São Francisco, especificamente, as paleodunas de Xique Xique e Barra/BA.

4. Resultados e Discussões

O Quadro 1 apresenta um fluxograma da pesquisa com seus processos de refinamentos (inclusão e exclusão). Ao fim, foram encontrados nas buscas 2.570 trabalhos que abordavam de maneira geral sobre o tema “dunas”. Contudo, após o processo de filtragem, foram selecionados apenas 12 trabalhos para compor a discussão desta revisão sistemática de literatura, pois tinham relação direta com o objeto de estudo e respondiam as QNs, conforme visualizado no Quadro 2.

QUADRO 1:
Fluxograma da pesquisa e processo de refinamento (inclusão/exclusão)

Busca eletrônica em base de dados: Periódicos CAPES; *SciELO*; *Google* Acadêmico

↓

Pesquisa com descritores: “dunas fósseis”, “dunas do São Francisco”, “paleodunas”, “geossistema paleodunar”, “paleodunas de Xique Xique” somente artigos, corte temporal de 1990 a 2020 e artigos revisados por pares.

↓

Processo de inclusão e exclusão para artigos, considerando o *Qualis* CAPES: Aceito aqueles publicados em periódicos com *Qualis* A1, A2, B1 e B2.

↓

Processo de inclusão e exclusão de teses/dissertações, considerando aquelas publicados em bibliotecas digitais, bases de dados institucionais, ou em formato livro.

↓

Processo de inclusão e exclusão considerando a região de pesquisa: Excluídos artigos/trabalhos realizados fora da região de Xique Xique e Barra.

↓

Processo de inclusão e exclusão considerando a temática da pesquisa: Excluídos artigos/trabalhos que não se enquadravam no objetivo desta revisão.

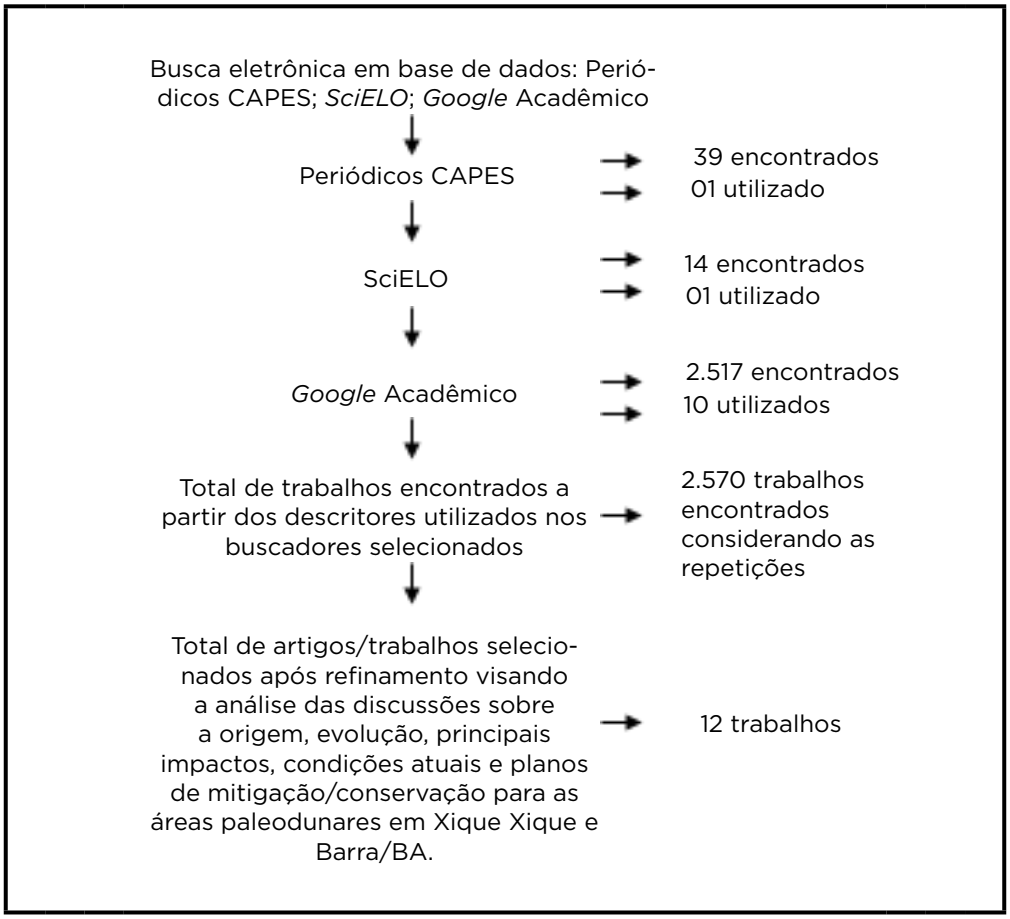
↓

Processo de inclusão e exclusão considerando a estratégia metodológica de revisão bibliográfica: Excluídos artigos/ trabalhos de revisão bibliográfica.

FONTE: Autores (2021)

O fluxograma acima apresenta o processo de busca eletrônica e as bases de dados utilizadas, os descritores inseridos na busca, os processos de inclusão e exclusão dos achados (considerando *qualis*, região de pesquisa, temática abordada e estratégia metodológica), atendendo ao protocolo elaborado para esta revisão sistemática.

QUADRO 2
Fluxograma da pesquisa por fontes de buscas e seleção de achados



FONTE: elaborado pelo autor (2021)

Para melhor compreensão o Quadro 3, traz a demonstração quantitativa dos achados por buscadores e por palavra chave.

QUADRO 3
Quantitativo dos achados por buscadores e palavras chave

	Palavras chave				
Buscadores	Dunas fósseis	Dunas do São Francisco	Paleodunas	Geossistema paleodunar	Paleodunas de Xique Xique
Periódico Capes	03	00	36	00	00
SciELO	00	12	02	00	00
Google Acadêmico	260	169	1.830	180	78

FONTE: Autores (2021)

É válido informar que quando se utilizou todas as palavras-chave na busca não foi possível encontrar nenhum resultado, tendo-se optado então pela busca por cada descritor isoladamente. Para a análise dos 12 trabalhos selecionados (sendo 01 do Periódico CAPES, a SciELO, e 10 do Google Acadêmico), realizou-se uma organização de acordo com temática central dos seus conteúdos, como

mostra o Quadro 4. Em suma, os trabalhos analisados focalizaram suas pesquisas em origem e evolução; principais impactos sofridos; condições atuais das feições (riscos de descaracterização dos campos dunares); e planos de mitigação e conservação para estas áreas.

QUADRO 4

Organização e classificação dos artigos segundo suas temáticas centrais

Nº	Título do Trabalho	Autores	Ano Pub.	Tipo	*Qualis*	Temática
01	Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia.	BARRETO	1993	Dissertação	Sem *Qualis*	Estudo morfológico e sedimentológico das dunas
02	Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia	BARRETO	1996	Tese	Sem *Qualis*	Estudo granulométrico, morfocóspicos e mineralógico das dunas
03	O campo de dunas inativas do médio rio São Francisco, Bahia	BARRETO; SUGUIO; DE OLIVEIRA; TATUMI	2002	Artigo	Sem *Qualis*	Distintas gerações de dunas eólicas e medidas de conservação
04	O paleodeserto de Xique-Xique	AB'SABER	2006	Artigo	B1	Origem Evolução Impactos
05	Ecodinâmica da Paisagem Paleodunar do Médio Rio São Francisco/BA: em defesa das fronteiras agredidas	PACHECO	2014	Dissertação	Sem *Qualis*	Origem Evolução Impactos e Conservação
06	Ecodinâmica da Paisagem Paleodunar do Médio Rio São Francisco/BA	PACHECO; OLIVEIRA	2017	Livro	Sem *Qualis*	Origem, Impactos e Plano de Conservação
07	Paleoecossistemas no curso do rio São Francisco/BA e a ecodinâmica das paisagens	PACHECO	2020	Livro	L1	Impactos atuais Plano de Conservação
08	As vulnerabilidades do geossistema paleodunar do médio Rio São Francisco (BA) uma proposta de conservação	PACHECO; OLIVEIRA	2016	Artigo	B1	Impactos ambientais nas áreas paleodunares
09	Caracterização histórico-ambiental da APA dunas e veredas do baixo-médio São Francisco (BA)	PACHECO; OLIVEIRA	2016	Artigo	B1	Caracterização físico-geográfica das paleodunas
10	*La degradación ambiental en paleoambientes de Brasil: análisis ecodinámico de la Ecorregión Dunas de São Francisco*	PACHECO; SANTOS; COSTA; SILVA	2018	Artigo	A2	Degradação ambiental de paleodunas

11	Geosistêmica Paleodunar no Curso do Rio São Francisco	PACHECO; SANTOS; COSTA; ARAUJO; MOREIRA; ARAUJO.	2020	Artigo	B1	Impactos ambientais e estado atual dos paleoambientes
12	*Environmental Conservation Proposal (PCA) for the Casa Nova/BA paleodunar complex: a study with fishermen and riverine people from the* São Francisco River	ARAUJO; SANTOS; PACHECO; MOREIRA.	2020	Artigo	A1	Impactos e Plano de Conservação

FONTE: Autores (2021)

4.1 Achados sobre a origem e a evolução das paleodunas

O trabalho 1 aponta que o responsável pela construção das dunas fósseis entre Xique Xique e Barra é o rio São Francisco e seus afluentes, que foram os fornecedores dos areais que, depositados na bacia sedimentar, foram retrabalhadas pelo vento, gerando depósitos flúvio-eólicos. Atualmente, devido à provável inversão de relevo e/ou mudança climática, as paleodunas estão sendo erodidas pelo ciclo erosivo atual, denominado por Barreto (1993) de Ciclo Paraguaçu.

Barreto e Suguio (1993) seguem o mesmo raciocínio de que o rio São Francisco e seus afluentes foram a principal fonte de areias formadoras das dunas, ao compararem a carga de areia transportada nos dias atuais pelo rio com o volume estimado de areia eólica encontrada entre as áreas dos campos de Barra e Xique Xique. Estes pesquisadores encontraram uma idade de no mínimo 100.000 anos necessários para que o rio fornecesse a total quantidade de areia para a formação dos campos dunares.

O trabalho 2 demonstra que, a partir das técnicas de termoluminescência foi possível realizar a datação dos sedimentos eólicos e, da técnica com radiocarbono datar as fases de retrabalhamento eólico das dunas fixadas do médio rio São Francisco. Dentre os processos erosivos Barreto (1996) destaca que encontrou evidência de processos pedogenéticos erosivos fluviais e/ou pluviais nas dunas e nos lençóis de areia, por conta da influência da ocupação humana que intensificou a remobilização das dunas. Verificou também a variação do relevo evidenciando mudanças de altura e densidade das dunas, indicando parte preservadas e outras não, com ocorrência de erosão pelo rio São Francisco e pela ação antrópica.

Ademais, a autora discorre que, a partir dos métodos utilizados, chegou à conclusão de que, pelo menos desde 28.000 anos existia na área condições propícias ao desenvolvimento de dunas, caracterizadas por clima árido ou semiárido e ventos relativamente fortes, associados a abundante suprimento de areia disponível para o transporte eólico. Em síntese, a autora afirma que as dunas mais antigas datam de 28.000 anos e as mais recentes de 900 anos.

No trabalho 4, Ab'Saber (2006) desde a década de 50, levantou algumas hipóteses em relação a origem dos campos, afirmando que: 1. Se trata de um verdadeiro erg de um paleodeserto intermontano regional, de passado ainda incerto, situado na parte centro-oriental do Brasil. Segundo ele, as grandes massas de areias ali depositadas, e retrabalhadas por processos eólicos, foram trazidas de montante (rio acima), por um lento processo de sedimentação fluvial, em um certo período do Quaternário Superior (Pleistoceno); 2. Pode-se pensar que as altas dunas fixas de Xique-Xique tenham sido geradas em uma das fases semiáridas do Pleistoceno Superior, em momentos em que o nível geral dos mares esteve a dezenas e dezenas de metros mais baixos que os níveis atuais.

Na concepção de Ab'Saber (2006, p.306), o campo de dunas de Xique-Xique constitui "a maior massa de areias existentes em qualquer parte do território brasileiro. Trata-se de um ambiente dotado de fortíssima erodibilidade, quando impactados pela erosividade de ações antrópicas incompatíveis". Ele chama atenção para a necessidade constituir essa área numa área de preservação permanente, entretanto, ele já alertava que, era indispensável se ter um conjunto de "propostas para compensar os pobres roceiros das vazantes, assim como os pastores de bodes que estão iniciando uma nova atividade de consequências gravíssimas para a derruição das dunas", visando conservar a existência desse cenário fisiográfico e ecológico tão delicado e importante.

O trabalho 5, destaca que a área do campo de dunas inativas do médio rio São Francisco representa um importante sitio, testemunho de evoluções geológicas e geomorfológicas locais, em grande parte, atribuíveis às alternâncias paleoclimáticas do Nordeste brasileiro durante o Quaternário. Por outro lado, a biodiversidade faunística e florística local refletem também o dinâmico cenário físico e edafoclimático (PACHECO, 2016).

4.2 *Achados sobre os principais impactos e condições atuais*

No trabalho 3, Barreto et al., (2002, p.230), destaca que "é enorme a suscetibilidade à erosão dos sedimentos essencialmente arenosos, de modo que a ocupação humana da área conduziria à completa desfiguração geomorfológica das dunas, causando reflexos irreversíveis na hidrologia e na biodiversidade faunística e florística". Acrescenta que não há qualquer dúvida que o adensamento da ocupação humana local exacerbaria os processos geológicos, e os solos pobres e aproveitáveis pela rarefeita população local é aproveitado para culturas de subsistência e, além disso, as dificuldades de acesso são alguns dos fatores naturais que favorecem a preservação.

Com base nos achados de sua pesquisa na década de 50, Ab'Saber discorre no trabalho 4 que chegou à conclusão de que, as atividades antrópicas nesta época já afetavam o bioma nesses campos. Então ele verificou cinco tipos de degradações:

Cicatrizes vivas de derruição das dunas ao norte do conjunto; trilhas anastomosadas de trânsito de bodes por extensos trechos da parte oriental das velhas dunas regionais; derruição da periferia extrema do campo de dunas no piemonte oriental da crista norte-sul da Serra do Estreito; areias expostas na beirada das dunas diante do leito maior do Rio São Francisco; e ampliação da devastação em alguns outros vales outrora dotados de estreitas vazantes por atividades agrárias rústicas (AB'SABER, 2006, p. 303-304).

O trabalho 6, discorre que atualmente paleodunas do médio rio São Francisco, fazem parte da Área de Preservação Ambiental (APA) Dunas e Veredas do Médio Rio São Francisco e possuem seu sistema natural de resiliência, no entanto, este necessita estar em consonância com a sua dinâmica externa, pois não adianta o próprio sistema natural se autorrefazer, se ao mesmo tempo as ações antropogênicas o afetam direta e indiretamente, diminuindo assim, o seu poder natural de se restituir (PACHECO; OLIVEIRA, 2017).

Já o trabalho 7 destaca que a modificação pelo homem, de um componente desse geossistema, implicará em alteração do sistema como um todo em direção a novos estados de equilíbrio, cujo funcionamento pode ser indesejável e de difícil controle. A preservação integral das dunas vegetadas, especialmente as dunas frontais, tem-se mostrado crucial na proteção desse equilíbrio (PACHECO, 2020).

Também no trabalho 8 Pacheco e Oliveira (2016) abordam que o espaço geográfico sendo palco do ecossistema dunar sofre profundas alterações em virtude das derivações antropogênicas, isto é, diferentes graus de derivação dos

sistemas naturais, sob o impacto humano, proporcionando transformações muitas vezes irreversíveis. Geralmente, as áreas costeiras, sejam marítimas ou fluviais, encontram-se numa fase de degradação e fragilidade em que as pressões exercidas sobre os seus habitats, requerem com certa urgência a aplicação de estratégias integradas de manejo para enfrentar problemas cada vez mais complexos.

Ademais, Pacheco et al., (2018) no trabalho 10, chama atenção para a necessidade de estas áreas, tão sensíveis à degradação, receberem atenção e supervisão efetivamente adequada do poder público e/ou da gestão da APA, uma vez que se trata de áreas turísticas visivelmente exploradas em qualquer parte do planeta, de uma beleza natural ímpar e de uma relevância fabulosa para pesquisa, visto que os registros são indicadores de paleoeras e guardam registros arqueológicos cruciais para a compreensão, no presente, da origem destes paleoambientes.

No estudo 11, Pacheco et al., (2020) indicam inúmeros impactos ambientais nas áreas dunares que bordeiam o São Francisco, a saber: extração ilegal de areias e de espécies nativas; despejos de resíduos sólidos e efluentes in natura; abertura de trilhas sob as dunas e práticas de esportes; turismo insustentável; construções sem licenciamentos sob os campos; retirada da mata ciliar das bordas do rio e dos campos de dunas; agricultura irrigada às margens do rio e contaminação das águas pelo uso de agrotóxicos; prática de pastoreio, caça predatória e queimadas; ocupação irregular em área de APP, entre outros.

Desse modo, os autores reiteram que atualmente, todas as áreas de campos paleodunares que margeiam do rio São Francisco, podem ser considerados ambientes dotados de fortíssima erodibilidade, impactados pelas ações antrópicas incompatíveis, sendo por isso importante ter um plano de conservação para as paleodunas, visto que, como tem origem em Eras passadas, jamais poderão ser reconstituídos com a mesma intensidade no presente (PACHECO, et al., 2020).

4.3 *Achados sobre propostas de conservação para estas áreas*

O trabalho 9 salienta que os campos paleodunares que margeiam o rio São Francisco, são considerados relevantes ecossistemas por abrigarem uma diversidade biológica ímpar, composta por uma flora rica em espécies e uma fauna constituída por insetos, répteis, anfíbios, pequenos mamíferos e por algumas espécies de aves que utilizam as dunas para construírem seus ninhos. Devido à sua importância são consideradas áreas de conservação ambiental, logo, são protegidas por lei, o que obriga o órgão gestor a adotar planos de uso e ocupação dos solos e de manejo e conservação ambiental (PACHECO, 2016).

As autoras acrescentam ainda que dentre os vários fatores condicionantes à formação de ambientes e paleoambientes dunares destacam-se elementos contribuintes do processo de vulnerabilidade dunar que se associam tanto a fatores de caráter antrópico quanto aos relacionados com a dinâmica dos elementos costeiros atuantes no local. Afirmam ainda que, em se tratando dessa dinâmica é válido enfatizar a presença da vegetação e seu estado de danificação, a presença ou ausência de areias eólicas e/ou fluviais na composição dunar, a velocidade e direção dos ventos influenciando processos de acresção e erosão dunar, a variação sazonal das chuvas, além de derivações antropogênicas com o avanço de práticas agrícolas, trânsito de veículos, edificações sobre a linha de costa fluvial e na zona de acumulação de areais, dentre outros (Ibidem).

No estudo 3, os autores abordam que não há qualquer dúvida que o adensamento da ocupação humana local exacerbaria os processos geológicos, e por esta razão a necessidade de medidas de conservação para a área é indispensável (BARRETO, et al., 2002).

O estudo 4 aponta a concepção de Ab'Saber (2006, p. 304), que diz que o campo de dunas de Xique-Xique constitui "a maior massa de areias existentes em qualquer parte do território brasileiro. Trata-se de um ambiente dotado de fortíssima erodibilidade, quando impactados pela erosividade de ações antrópicas incompatíveis". Ele chama atenção para a necessidade constituir essa área numa área de preservação permanente, entretanto, ele alertava que, era indispensável se ter um conjunto de "propostas para compensar os pobres roceiros das vazantes, assim como os pastores de bodes que estão iniciando uma nova atividade de consequências gravíssimas para a derruição das dunas" (p. 304), visando conservar a existência desse cenário fisiográfico e ecológico tão delicado e importante.

Já no trabalho 11, os autores discorrem sobre a relevância dos instrumentos de gestão ambiental disponíveis para áreas protegidas, faz-se necessário que seja traçado um plano de manejo de áreas protegidas, visando a organização territorial e gerenciamento do uso e ocupação dos solos. Dentre estes instrumentos, tem-se o Plano de Manejo, indispensável para a conservação desses ambientes. Neste sentido, Pacheco et al., (2020) propõe (no estudo 11), um Plano de Conservação Paleodunar (PCP), também denominado de Plano de Conservação Ambiental (PCA) em outros estudos de Pacheco, no qual indica mecanismos de prevenção, controle e conservação dos ambientes naturais. Estes autores categorizaram a área de acordo com a teoria de Tricart, em estável, intergrade e instável, e para cada área categorizada apresentaram um plano de conservação.

Na proposta de plano de conservação os autores dividiram em três, sendo: 1. O Plano de Manejo e Conservação Ambiental (PMCA) com vistas a ser aplicado nas áreas que ainda se apresentam como estáveis, com vegetação sobre as dunas fixando-as e evitando degradação. 2. O Plano de Controle Ambiental (PCA), para as áreas que já se encontram em processo de degradação (*intergrades*), visando manter o controle e a contenção dos desgastes nas áreas que se encontram em transição. 3. O Plano de Revitalização e Conservação Ambiental (PRCA) aponta estratégias de revitalização e reflorestamento (com vegetação nativa do ecossistema) das áreas tidas como fortemente instáveis (ARAUJO, et al., 2020).

Nesse sentido, apresenta-se a seguir a tabela 1 sintetizando os achados com vistas às respostas que se buscou para as questões norteadoras.

TABELA 1
Respostas as QNs a partir da Revisão Sistemática de Literatura

QN1 - ESTUDOS 1, 2, 4 e 5 (Origem)	QN2 - ESTUDOS 3, 4, 6, 7, 8, 10 e 11 (Impactos)	QN3 - ESTUDOS 3, 4, 9, 11 e 12 (Planos)
AUTORES: Barreto (1993; 1996) Ab'Saber (2006); Pacheco (2014)	**AUTORES:** Barreto et al., (2002); Ab'Saber (2006); Pacheco e Oliveira (2016; 2017); Pacheco (2020); Pacheco et al., (2018; 2020)	**AUTORES:** Barreto et al., (2002); Ab'Saber (2006); Pacheco e Oliveira (2016); Pacheco et al., (2020); Araújo et al., (2020)
✓ Rio São Francisco e seus afluentes, que foram os fornecedores dos areais. ✓ As areias foram retrabalhadas pelo vento, gerando depósitos eólicos (Barreto, 1993; 1996)	✓ Suscetibilidade à erosão dos sedimentos; ✓ Ocupação humana da área conduz à desfiguração geomorfológica das dunas (Barreto et al., 2002)	✓ Adensamento da ocupação humana exacerba os processos geológicos; ✓ Indispensável medidas de conservação (Barreto et al., 2002).
✓ Um *erg* de um paleodeserto intemontano regional; ✓ Originou em fases semiáridas do Pleistoceno Superior (nível geral dos mares era muito baixo) (Ab'Saber, 2006)	✓ Derruição das dunas parte norte; ✓ Trilhas anastomosadas de trânsito de bodes; ✓ Derruição da periferia extrema do campo de dunas no piemonte oriental Serra do Estreito; ✓ Areias expostas na beirada das dunas; ✓ Ampliação da devastação em nas vazantes por atividades agrárias (Ab'Saber, 2006)	✓ Necessidade de constituir uma área de preservação permanente; ✓ Indispensável se ter um conjunto de propostas para compensar os moradores locais (Ab'Saber, 2006).
✓ Os campos representam um sítio muito importante como testemunho de evoluções geológicas e geomorfológicas locais; ✓ Oriundas das alternâncias paleoclimáticas do Nordeste brasileiro durante o Quaternário (Pacheco, 2014)	✓ Extração ilegal de areias e de espécies nativas; ✓ Despejos de resíduos sólidos e efluentes in natura; ✓ Abertura de trilhas sob as dunas e práticas de esportes; ✓ Turismo insustentável; construções sem licenciamentos sob as dunas; ✓ Retirada da mata ciliar das bordas do rio e dos campos de dunas; ✓ Agricultura irrigada às margens do rio e contaminação das águas; ✓ Ocupação irregular em área de APP, entre outros (Pacheco; Oliveira 2016; 2017); Pacheco (2020); Pacheco et al., (2018; 2020).	✓ Proposta de plano de conservação os autores dividiram e três, sendo: 1. O Plano de Manejo e Conservação Ambiental (PMCA); 2. O Plano de Controle Ambiental (PCA), para as áreas que já se encontram em processo de degradação (intergrades); 3. O Plano de Revitalização e Conservação Ambiental (PRCA) (Pacheco; Oliveira (2016); Pacheco et al., (2020); Araújo et al., (2020)

FONTE: Autores (2021)

Desse modo, nesta revisão, buscou-se responder as questões norteadoras elencadas. A QN1, que indagava sobre o que os estudos apontam sobre a origem das dunas fósseis de Xique Xique e Barra, foi respondida a partir dos estudos 1, 2, 4 e 5 de Barreto (1993; 1996), Ab'Saber (2006) e Pacheco (2014). Já a QN2 que almejava saber qual o estado atual das mesmas no que tange as ações antropogênicas, foi respondida por meio dos estudos 3, 4, 6, 7, 8, 10 e 11 de Barreto et al., (2002), Ab'Saber (2006), Pacheco e Oliveira (2016; 2017), Pacheco (2020), Pacheco et al., (2018; 2020). Por último a QN3, onde se buscava saber se existe algum plano de mitigação dos impactos socioambientais para estas áreas, foi respondida pelos estudos 4, 9, 11 e 12 a partir de Pacheco e Oliveira (2016), Pacheco et al., (2020) e Araújo et al., (2020).

5. Considerações Finais

A revisão sistemática de literatura oportunizou compreender sobre a origem e evolução dos campos de dunas de Xique Xique e Barra, bem como, os principais impactos encontrados nessas áreas e suas condições atuais, considerando seu processo de vulnerabilidade natural.

Desse modo os achados da pesquisa indicam que sua origem está ligada ao rio São Francisco, que em outro momento da história natural, e em condições diferentes da atual, elaborou os depósitos arenosos, sendo auxiliado pelo trabalho do vento no processo de transporte e modelamento dos campos paleodunares. Desse modo, os estudos apontaram o rio São Francisco precisou de no mínimo, 100.000 mil anos para executar o depósito de sedimentos arenosos, tendo em vista o volume dos campos na atualidade.

Ademais, também foram apontados nos estudos a fragilidade desses ambientes e a quantidade e impactos naturais e antrópicos a que estão vulneráveis, considerando que o processo de povoamento das áreas contribui bastante para aumentar os processos de degradação desses ambientes.

Portanto, considerando a relevância desses ambientes não apenas como fonte de pesquisa em diversas áreas, mas também como potencial turístico local, é imprescindível se ter um plano de manejo e conservação para estas áreas. Nesse sentido, os estudos também apontaram essa necessidade, já existindo propostas de conservação para esta e outras áreas paleodunares que bordeiam o rio São Francisco.

Referências

AB'SABER, A.N. O paleodeserto de Xique-Xique. **Estudos Avançados**. vol.20 no.56 São Paulo Jan./Abr. 2006. https://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0103-40142006000100020. Acesso em: 1º, maio, 2021.

ARAÚJO, I.P.R; SANTOS, R.P.; PACHECO, C.S.G.R.; MOREIRA; M.B. *Environmental Conservation Proposal (PCA) for the Casa Nova/BA paleodunar complex: a study with fishermen and riverine people from the* São Francisco River. ***International Journal of Advanced Engineering Research and Science***. Vol-7, Issue-2, February 2020. Disponível em: https://ijaers.com/detail/environmental-conservation-proposal-pca-for-the-casa-nova-ba-paleodunar-complex-a-study-with-fishermen-and-riverine-people-from-the-s-o-francisco-river/. Acesso em: 02 maio, 2021.

BARRETO, A. M. F. 1993. Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia. **Inst. de Geociências**, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 98p. https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-15072015-160307/publico/Barreto_Mestrado.pdf. Acesso em: 1º, maio, 2021.

BARRETO, A. M. F. 1996. Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia. **Inst. de Geociências**, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 174 p. Disponível em: https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-24092015-160224/publico/Barreto_Doutorado.pdf. Acesso em: 1º, maio, 2021.

BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; DE OLIVEIRA, P.E.; TATUMI, S.H. 2002. Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco, BA - Marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M.L.C. (Edits.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v. 01: 223-231. Disponível em: http://sigep.cprm.gov.br/sitio056/sitio056.htm. Acesso em: 1º, maio, 2021.

BAHIA. **Decreto Estadual nº 6.547 de 18 de julho de 1997**. Disponível em: http://www.inema.ba.gov.br/gestao-2/unidades-de-conservacao/apa/apa-dunas-e-veredas-do-baixo-medio-sao-francisco/. Acesso em 14 de maio de 2021.

CABRAL, C. J. Caracterização paleoclimática e paleoambiental no campo de dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para reconstituição do submédio São Francisco. (**Dissertação de Mestrado**). Recife: PE, 2014, 152.

GALVÃO, M.C.B.; RICARTE, I.L.M. Revisão Sistemática da Literatura: conceituação, produção e publicação. **LOGEION: Filosofia da Informação**. Rio de Janeiro, v. 6 n. 1, p.57-73, set.2019/fev. 2020.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro: SERGRAF/IBGE, vol. 2, 1977.

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTE, A.C.; RIBEIRO, M. R.; MONTENEGRO, J. O.; BURGOS, N. 1976. Levantamento Exploratório- Reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São Francisco, Estado da Bahia. **Boletim Técnico EMBRAPA**, nº 38, 404 p.

MELO, R. B. *et al.* **Análise da produção e da exportação de manga no pólo Petrolina/PE-Juazeiro/BA**. Disponível: www.ifpi. edu. br/eventos/.../6dd6f664d10c768ef6e27d10608c878c. pdf. Acesso em: 15. abr. 2021.

NIMER, E. Clima. In: **Geografia do Brasil – Região Nordeste**. Vol. 2. Rio de Janeiro: IBGE, 1977.

_____. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 1989, 421 p.

PACHECO, C. S. G. R.. Ecodinâmica da Paisagem Paleodunar do Médio Rio São Francisco/BA: em defesa das fronteiras agredidas. **Dissertação de Mestrado**. Instituto de Tecnologia de Pernambuco (ITEP). Recife/PE,2014, 153p.

PACHECO, C. S. G. R.; OLIVEIRA, N. M. G. A.. Caracterização histórico-ambiental da APA dunas e veredas do baixo--médio São Francisco (BA). **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, v.7, n.2, p.29-44, 2016. DOI: http://doi.org/10.6008/SPC2179-6858.2016.002.0003. Disponível em: https://sustenere.co/index.php/rica/article/view/SPC2179-6858.2016.002.0003/729. Acesso em: 1º, maio, 2021.

PACHECO, C. S. G. R.; OLIVEIRA, N. M. G. A.. As vulnerabilidades do geossistema paleodunar do médio Rio São Francisco (BA) uma proposta de conservação. **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, v.7, n.2, p.45-60, 2016. DOI: http://doi.org/10.6008/SPC2179-6858.2016.002.0004. Disponível em: https://www.sustenere.co/index.php/rica/article/view/SPC2179-6858.2016.002.0004. Acesso em: 29 abr. 2021.

PACHECO, C.S.G.R.; SANTOS, R.P.; COSTA, I.M.G.S.; SILVA, K. J. S.; *La degradación ambiental en paleoambientes de Brasil: análisis ecodinámico de la Ecorregión Dunas de São Francisco*. **La Técnica: Revista de las Agrociencias**. Nº. 20 (2018): Julio-Diciembre. Disponível em: https://revistas.utm.edu.ec/index.php/latecnica/article/view/1306. Acesso em: 1º, maio, 2021.

PACHECO, C.S.G.R.; MOREIRA; M.B.; ARAÚJO, J.F.; ARAÚJO, I.P.R.; SANTOS, R.P.; COSTA, I.M.G.S.. Geosistêmica Paleodunar No Curso Do Rio São Francisco. Fronteiras: **Journal of Social, Technological and Environmental Science**. Vol. 9, Nº 2, p. 226-49, 2020. Disponível em: http://periodicos.unievangelica.edu.br/index.php/fronteiras/article/view/3471. Acesso em: 1º, maio, 2021.

PACHECO, C.S.G.R. **Paleoecossistemas no curso do rio São Francisco/BA e a ecodinâmica das paisagens**. Curitiba/PR. Editora CRV, 2020. DOI:10.24824/978854443919.7. Disponível em: https://www.editoracrv.com.br/produtos/detalhes/34490-paleoecossistemas-no-curso-do-rio-sao-francisco-ba-e-a-ecodinamica-das-paisagens-br2-edicao. Acesso em: 02 maio, 2021.

PRODANOV, C. C., & FREITAS. E. C. **Metodologia do trabalho científico: métodos e técnicas da pesquisa e do trabalho acadêmico**. Novo Hamburgo: Feevale, 2013.

SCHOBBENHAUS, C. F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G. R.; ASMUS, N. E.; **Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos** minerais, escala 1: 2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 1984, 501 p.

YIN, R. K. **Estudo de caso: planejamento e métodos**. Porto Alegre: Bookman. 2010.

ASSEMBLEIA FITOLÍTICA COMO REGISTRO PALEOAMBIENTAL EM AMBIENTE ALTOMONTANO NO HOLOCENO TARDIO, SÃO PAULO-BRASIL.

Jonathan Harrison Mozer
Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE
R. Pernambuco, 1777 – Centro, Mal. Cândido Rondon, 85960-000
E-mail: jonathanmozer09@gmail.com
Marcia Regina Calegari
Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE
R. Pernambuco, 1777 – Centro, Mal. Cândido Rondon, 85960-000
E-mail: marciareg_calegari@hotmail.com
Marco Madella
Universitat Pompeu Fabra
Barcelona, Espanha
Pablo Vidal-Torrado
Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ/USP.
Rodrigo Santana Macedo
Instituto Nacional do Semiárido

Resumo

A assembleia de fitólitos é utilizada como ferramenta compreensão da dinâmica de evolução da cobertura vegetal e de condições edafoclimáticas. Os fitólitos são produtos da silicificação de células e tecidos de diferentes partes de plantas (raízes, caule e folhas), configurando-se como um molde do local onde o ácido monossilícico, absorvido do soluto do solo, foi depositado. Com a morte da planta, ou de partes dela, os fitólitos são liberados e incorporados ao solo, compondo a assembleia representativa do conjunto de plantas que ali se desenvolveram. A trajetória da Mata Atlântica, em relevo altomontano no sudeste brasileiro, desde o Holoceno tardio foi estudada por meio da assembleia fitolítica, associada a dados isotópicos (desta 13C) e datação 14C, de um perfil de Cambissolo Háplico, coletado no interior do Parque Estadual Carlos Botelho, no contexto da Serra do Mar, no estado de São Paulo. O *fingerprinting* fitolítico demonstrou predominância de morfotipos representativos de Eudicotiledoneae (58,61%), isto é, *Blockys, Spheroid psilate* e *Spheroid ornate,* seguido por fitólitos de Poaceae (35,99%) e Arecaceae (1,69%). Os morfotipos que se fossilizaram refletiram o sinal ambiental predominantemente arbóreo/arbustivo até a base do perfil, marcados pelos morfotipos mais representativos desse ambiente florestado (*Spheroid psilate* e *Spheroid ornate*). Estes dados foram corroborados pelos valores isotópicos, assinalando ambiente semelhante ao atual e a presença de vegetação florestada densa desde ~3700 anos cal. AP.

Palavras-chave: Fitólitos; Reconstituição paleoambiental; Mata Atlântica; Sudeste brasileiro

Introdução

Sabe-se que após o Último Máximo Glacial (UMG), há aproximadamente 18.000 anos antes do presente, o globo terrestre entrou em sua fase interglacial e, em específico o continente sul-americano, reflete um aumento significante de sua temperatura (DE OLIVEIRA et al., 2005; SOUZA et al., 2005). No Holoceno tardio uma crescente arborização da vegetação tem sido identificada em estudos de reconstituição paleoambiental nas regiões sul, sudeste e norte do Brasil, passando de campos abertos/savanas às florestas densas (por exemplo, (CALEGARI et al., 2015; COE, 2009; PESSENDA et al., 2015)North Coast of Espírito Santo State (Brazil.

Especificamente a vegetação do sudeste brasileiro apresenta dinamicidade desde o UMG e têm sido bem assinalada por meio de estudos empregando a assembleia fitolítica preservada em solos (COE, 2009; KAMMER, 2018; SOUZA, 2019). A fitofisionomia da Floresta Ombrófila Densa Altomontana (FOAM), pertencente ao Bioma Mata Atlântica, possui características botânicas e faunísticas específicas e peculiares bastante estudadas por pesquisas, a exemplo daquelas realizadas pelo Projeto Biota e Parcela Permanentes da USP. Porém observa-se uma carência de estudos sobre a produção de fitólitos, as condições de deposição da assembleia fitolítica em solos de altitude e sobre as variações paleoambientais da vegetação ao longo do Holoceno, o que justifica o estudo fitolítico nesta fitofisionomia.

Fitólito é um marcador biológico (*proxy*), dos mais resistentes, disponível no rol de bioindicadores. São produtos da silicificação entre e intracelular em diversas partes das plantas (PIPERNO, 1988). As plantas absorvem o ácido monossilícico (H_4O_4Si) do soluto do solo, por meio das raízes, que após ser transportado no interior das plantas, é depositado no interior e entre as células. Este configura um molde do local onde a sílica foi depositada, assumindo tamanho entre 2µm a 1000µm, com maior ocorrência entre 20µm e 200µm, e coloração amarelada/rosada (PIPERNO, 2006). Em revisão sobre o tema Calegari e Vidal-Torrado (2020) destacam que os fitólitos são incorporados aos solos após a morte e decomposição da matéria orgânica da planta ou de parte dela e, embora suscetíveis à dissolução em condições de pH extremos, sob condições normais (pH entre 4,0 e 8,0) podem permanecer por longos períodos de tempo no solo. Destacam também que assim como as partículas minerais do solo, os fitólitos são passíveis de erosão, translocação e transporte por agentes como vento, água e animais, a curtas distâncias. Por isso, podem ser interpretados como sinais de mudanças locais na composição e estrutura da vegetação (RUNGE, 1999), raramente podendo ser considerados em uma interpretação regional, aportando informações sobre a trajetória evolutiva da vegetação e, indiretamente, das condições de clima (umidade e temperatura) ao longo do tempo

Em complemento a análise fitolítica emprega-se comumente a análise da variação isotópica ($\delta^{13}C$) da matéria orgânica do solo (MOS) visando informar a composição da vegetação da área em um determinado momento, indicando se esta sofreu mudanças em sua estrutura, por exemplo campo x floresta, cerrado x floresta (CALEGARI et al., 2013), e com dados de idade (datação por 14C) geram informações precisas sobre as mudanças do ambiente no tempo e no espaço (PESSENDA et al., 2015).

O solo registra todas essas mudanças que ocorrem no ambiente, este por si só é uma caixa de memórias e pode ser decifrado de diversas maneiras, além das técnicas supracitadas usadas neste estudo de caso, outras inúmeras podem ser utilizadas (JANZEN, 2016). Conhecer as memórias do solo é fundamental para prevenção de novas mudanças. Assim, este estudo teve por objetivo analisar a assembleia fitolítica, o sinal isotópico e a cronologia da MOS de um Cambissolo Háplico amostrado em área de FOAM, na Serra do Mar, no leste paulista, para fins de reconstituição paleoambiental.

Área de estudo

A escolha da área de estudo justifica-se pela preservação e conservação da Floresta Ombrófila Densa Altomontana e sua dimensão no Parque Estadual Carlos Botelho. O parque está inserido na Serra do Mar, situado em um divisor de água longo e estreito. Possui uma área de 37.644,36 ha, localizada no Vale Ribeirado Iguape (SP) e engloba parte de quatro municípios paulistas: Sete Barras, Tapiraí, São Miguel Arcanjo e Capão Bonito (entre 24º 00' a 24º 15' S e 47º 55' a 48º 05' W), com altitudes que variam de 30 a 1.003m (Figura 1).

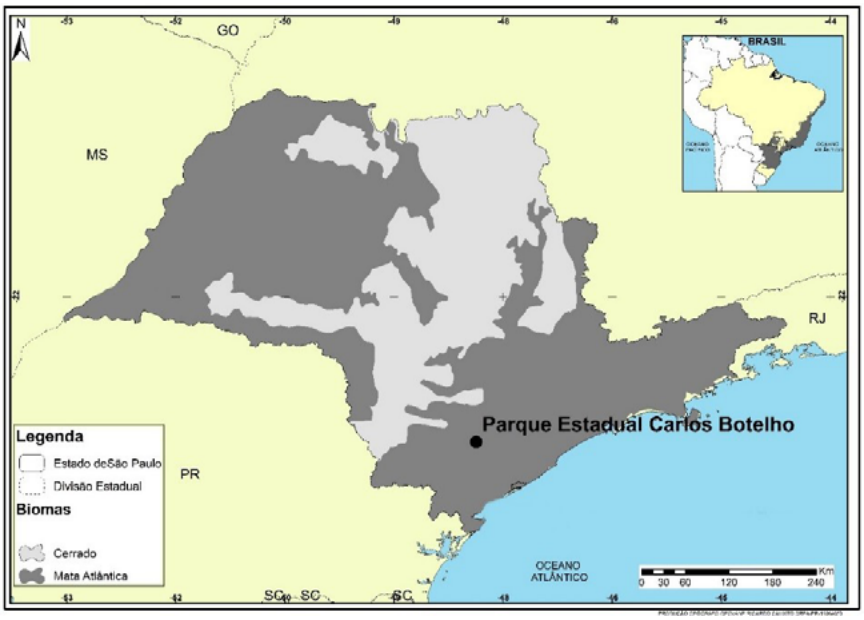


FIGURA 1: Localização da área de estudo
Confecção: Calixto (2018).

Materiais e métodos

Foram coletadas amostras de solo para análise da assembleia de fitólitos preservada na serrapilheira, e no horizonte superficial (0-5 cm e 5-10 cm) ao longo de um transecto de 500m para se estabelecer o *fingerprintig* fitolítico. No ponto central do transecto foi realizada a abertura de uma trincheira para descrição e coleta de amostra do solo para fins de datação de 14C, análise isotópica e reconstituição da vegetação do perfil. Neste perfil foram analisadas nove amostras coletadas entre 0 e 90cm

A extração de fitólitos preservados no solo foi realizada no Laboratório de Mineralogia do Solo na Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ/USP, em Piracicaba (SP) conforme Calegari et al., (2013), Método 2. A extração consiste na eliminação da matéria orgânica do solo, dos óxidos de ferro e alumínio e da argila. Em seguida a separação dos fitólitos é feita por flutuação utilizando uma solução de politungstato de sódio com densidade de 2,35 g.cm-3.

Com o material recolhido no final da extração, foram montadas lâminas permanentes utilizando Enterllan®. A identificação e contagem dos fitólitos foi realizada em microscópio petrográfico com aumento de 40x, com câmera fotográfica acoplada. Os fitólitos foram descritos e nomeados conforme *International Code for Phytolith Nomenclature* – ICPN 2.0 (ICPT et al., 2019). Foram contados no mínimo 200* morfotipos identificáveis com tamanho maior que 5µm. As análises físico-químicas do solo foram realizadas na ESALQ/USP e seguiram os procedimentos descritos em Embrapa (1997).

Para a interpretação das condições ecológicas foram calculados os índices de aridez (Iph), índice climático (IC) e de densidade da cobertura arbórea (D/P). Os fitólitos foram agrupados de acordo com significado taxonômico de cada grupo (ALEXANDRE, 1997; BOZARTH, 1989; BREMOND, 2008; FELIPE, 2012; NOVELLO, 2012; RAITZ, 2012; RUNGE, 1999; TWISS, 1992).

Resultados e Discussão

Foram analisadas 15 amostras de serapilheira, 0-5cm e 5-10cm coletadas em cinco pontos ao longo da transeção. Estas amostras foram utilizadas para definição do *fingerprinting* fitolítico da FOAM (MOZER et al., 2019a). O *fingerprinting* da FOAM é composto por fitólitos dos seguintes grupos de plantas: Eudicotiledoneae (58,61%), Poaceae (35,99%) e Arecaceae (1,69%). Os valores obtidos dos índices fitolíticos que representam a fitofisionomia são: Índice de cobertura arbórea (D/P) 2,97% representando ambiente florestado, Índice climático (IC) (0,31%) indicando ambiente predominantemente quente e Índice de aridez (Iph) 0,69% revelando ambiente úmido.

Ao longo da transeção foi observada grande quantidade de fitólitos em todas as amostras, tanto em diversidade quanto em quantidade. Essa maior diversidade e quantidade de fitólitos nas camadas superficiais do solo é explicada pela presença de uma camada espessa de serapilheira que, após a decomposição e humificação da matéria orgânica, libera os fitólitos para serem incorporados ao solo (MOZER et al., 2019). Em ambiente altomontano, como o da área do estudo, a decomposição da MOS, favorecida pelo clima úmido e de menor temperatura, é retardada, consequentemente preservando os fitólitos (IBGE, 2012; KOEHLER, 2001). Os fitólitos mais representativos encontrados no transecto e no perfil de solo estão ilustrados na Figura 3.

No perfil de solo, classificado como Cambissolo Háplico (CXd), apresentou-se textura média-argilosa em todo o perfil (variação de argila de 151 g/kg-1 a 333 g/kg-1). O pH (em água e KCl) é inferior a 5 (de 3,59 a 4,97 do A ao Cr) em todo o perfil (Figura 2). No perfil de CXd foram analisadas nove amostras quanto a assembleia fitolítica e composição isotópica (δ13C). Não foi observada variação isotópica significativa no perfil, com valores de δ13C que se mantiveram entre -24,50‰ e -26,50‰, da base ao topo.

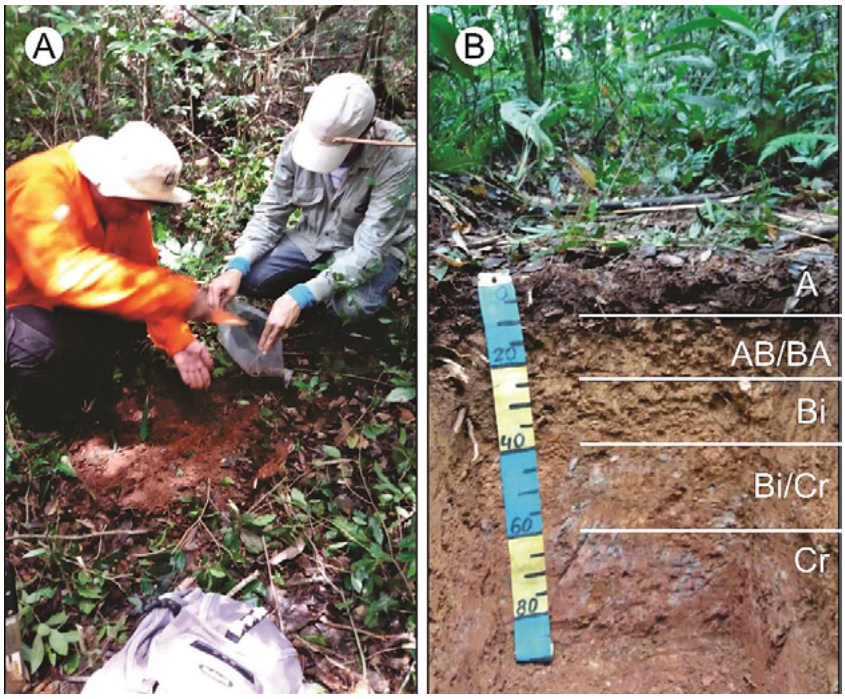


FIGURA 2: A) Aspecto da serapilheira e da cor do solo na parte superior do solo (coleta das camadas superficiais e da serapilheira no ponto 1 do transecto); B) Perfil de solo com destaque para a variação de cores e pouca profundidade.
Fonte: Calegari, 2015.

No perfil de CXd e transecto foram identificados 41 morfotipos, em média foram identificados 15,8 morfotipos por amostras, sobretudo nos primeiros 40 cm do solo. De 40 a 80cm do perfil observou-se diminuição na quantidade de fitólitos nas amostras, indicando provável translocação vertical para a base do perfil e/ou atividade biológica dentro do perfil, com estabilização e acumulação de fitólitos na base do perfil, no horizonte Cr.

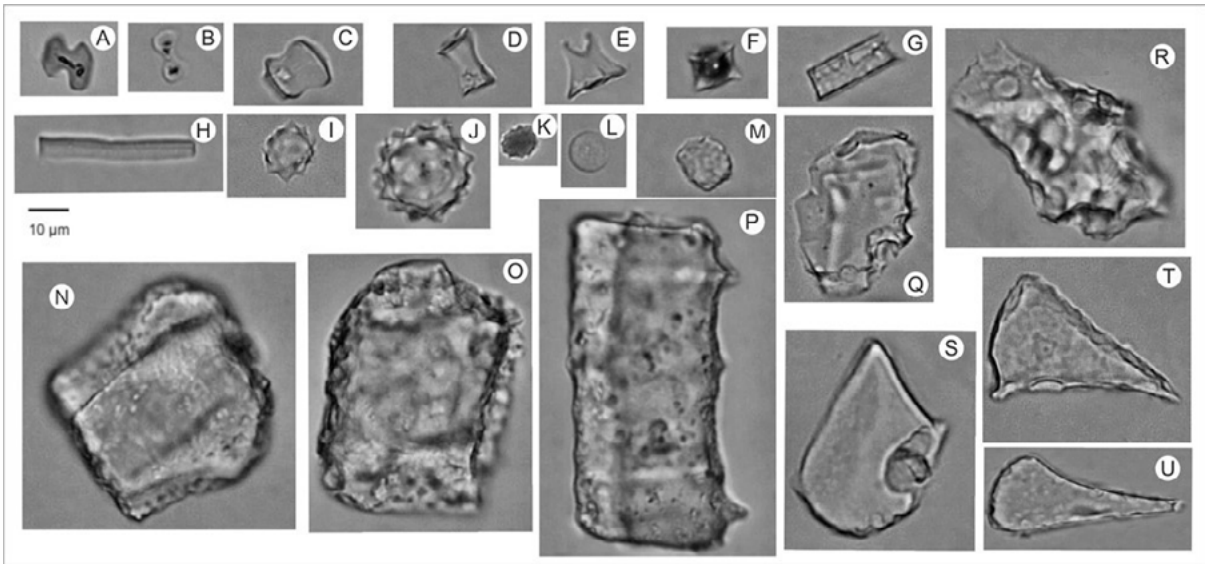
Com base na assembleia fitolítica foi possível diferenciar três zonas fitolíticas, que representam momentos ambientais (Figura 4) desde o Holoceno tardio, descritos a seguir.

Zona fitolítica I (antes de 3738 anos cal AP) – abrange as amostras do horizonte Cr (90 cm a 70 cm). A assembleia predominância de morfotipos de plantas de hábito arbóreo/arbustivo, produzidos pelas Eudicotiledôneas (77,2%), seguida pelos fitólitos de Poaceae (19,65 %) e Arecaceae (3,13 %). As subfamílias de gramíneas estão assim representadas nesta zona: *Panicoid* 1,7%, *Bambusoid* 2,56%, *Pooid* 1,42%, *Chloridoid* 5,69%. Os valores dos índices desta zona foram: D/P = 6,77, IC = 12,9% e o Iph = 76,9%.

Zona fitolítica II (3738 anos cal AP –1124 anos cal AP) - compreende os horizontes Bi/Cr, Bi, e parte inferior do AB/BA (70 cm a 20 cm). A assembleia é constituída predominantemente por Eudicotiledoneae (50,1%), seguida por Arecaceae (25,48%), Poaceae (24,19%). As subfamílias de, Poaceae são representadas pela *Panicoid* (0,86%), *Bambusoid* (0,86%), *Pooid* (4,75%) e *Chloridoid* (5,18%) com baixa frequência de fitólitos de Cyperaceae (0,21%). Os valores para índices calculados foram D/P 3,86, IC 45%; Iph 85,7%.

Zona fitolítica III (1124 anos cal AP – dias atuais) - compreende predominantemente os horizontes A e AB/BA (0 a 20 cm), considerando a serapilheira como idade moderna. A assembleia fitolítica dessa zona é formada predominantemente de morfotipos de Eudicotiledoneae (62,75%), Poaceae total (22,25%), Arecaceae (15%) e Poaceae com significado taxonômico (*Panicoid* 0,25%, *Bambusoid* 0,5%, *Pooid* 3,75% e *Chloridoid* 5,25%. Os valores dos índices obtidos para esta zona foram: D/P 6,27; IC 40,5% e Iph 95,4%.

Os dados obtidos do perfil do Cambissolo demonstraram que a vegetação desse ambiente sempre foi arborizada, pelo menos desde o Holoceno superior (~3600 anos AP), marcado por uma estabilização ambiental, com clima mais úmido, semelhante ao atual (OLIVEIRA et al., 2005). O sinal isotópico indicou aumento de plantas de padrão C3 na composição vegetativa, com tendência a uma cobertura arbórea cada vez mais densa/fechada. A baixa diferença isotópica ao longo do perfil (<-4‰) pode indicar o fracionamento isotópico natural que ocorre no interior do solo e não haver indícios de troca de vegetação propriamente dita no período compreendido pelo Holoceno superior. Trata-se da rotina de fracionamento do C atmosférico, mantendo assim a hipótese de estabilidade dessa vegetação.



(A–B) *Bilobate*, (C–D) *Saddle*, (E-F) *Rondel*, (G) *Tabular granulate*, (H) *Elongate entire*, (I–J) *Spheroid echinate*, (K) *Elipsoidal echinate*, (L) *Spheroid psilate*, (M) *Spheroid ornate*, (N) *Blocky*, (O) *Blocky granulate*, (P) *Blocky sinuate*, (Q–S) *Blocky cavate*, (T) *Blocky triangular*, (U) *Bulliform flabellate*.
FIGURA 3: Principais morfotipos encontrados na serapilheira e perfil de solo

De acordo com De Oliveira et al. (2005) as formações vegetativas existentes durante o Holoceno superior para as áreas litorâneas do Sudeste brasileiro eram as mesmas que existem atualmente e que provavelmente só começaram a sofrer uma alteração significativa a partir da ação do homem moderno. A assembleia preservada no solo é composta por morfotipos identificados na Coleção de Referência de Fitólitos Modernos (dados não publicados), corroborando assim que a vegetação sempre possuiu a mesma estrutura florestada, semelhante a atual, desde o final do Holoceno médio, conforme demonstrado no diagrama de fitólitos (Figura 4).

A condição climática, típica do ambiente altomontano, e a cobertura densa da vegetação pode não favorecer a entrada de luz para a predominância de gramíneas no ambiente. Mesmo existindo espécies representantes de famílias de gramíneas (Cyperaceae e Poaceae), porém não são representativas, nem predominantes na assembleia preservada no solo. Ademais, os processos tafonômicos

(bioturbação e erosão) podem ter atuado sobre os morfotipos de gramíneas, que tendo superfície de contato maior que os morfotipos robustos fitólitos produzidos por árvores (Eudicot) e palmeiras (Arecaceae) podem ter sido destruídos. O pH abaixo de 5 observado ao longo do perfil, não representa um nível crítico para os fitólitos(BARTOLI; WILDING, 1980; WILDING; DREES, 1971).

Desta forma, considerando a baixa ocorrência de gramíneas e ciperáceas no local de amostragem, as condições topográficas, a alta pluviosidade e os sinais de bioturbação no perfil, é possível que as formas menores possam ter sido mais tafonomizadas, incluindo os morfotipos de gramíneas e de ciperáceas, pouco frequentes ou raros ao longo do perfil (CALEGARI et al., 2017; FELIPE et al., 2015).

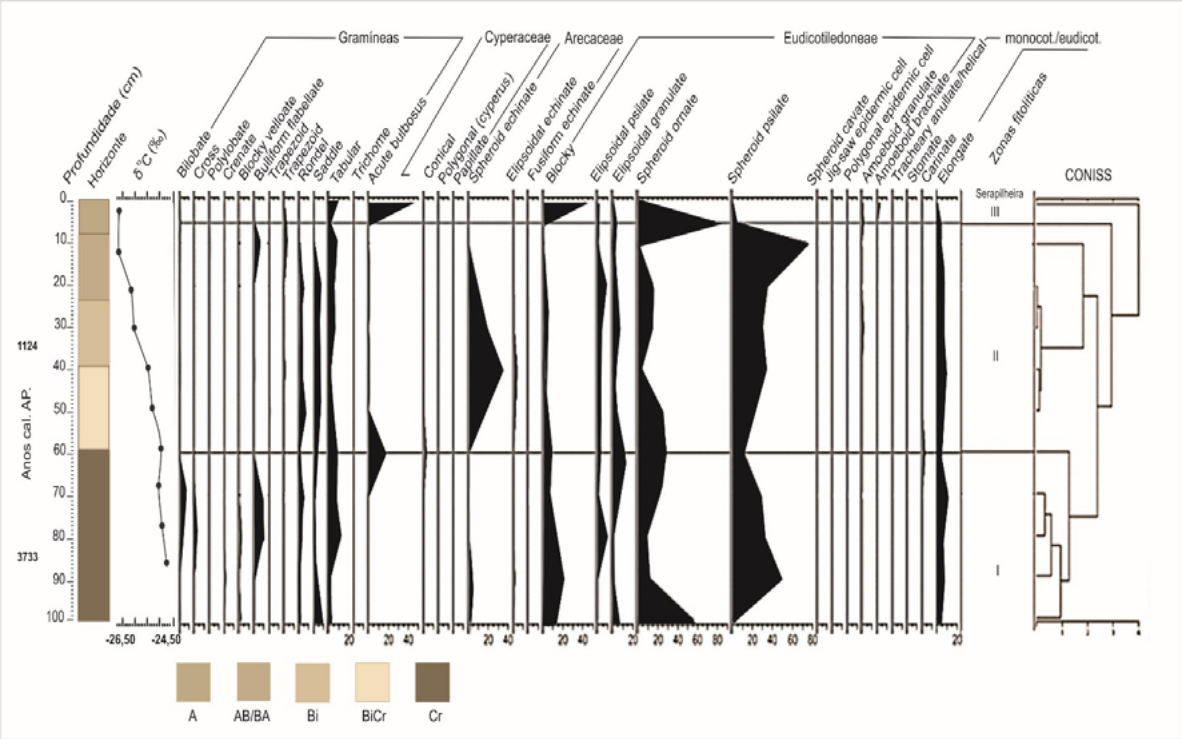


FIGURA 4: Diagrama de fitólitos (%) e δ13C para o perfil de solo sob a FOAM.

Devido aos atributos físicos do solo, acredita-se que a movimentação vertical ao longo dos poros seja muito baixa no perfil, haja vista que a porosidade do solo pode não favorecer a permanência dessas células curtas de fitólitos de gramíneas, o solo classificado como médio-argiloso em todo o perfil favorece a permanência de morfotipos maiores e mais robustos à alongados, sendo os menores que 10µm acarretados de processos de transporte (elutriação) dentro do sistema solo (ALEXANDRE, 1997; BARTOLI; WILDING, 1980).

Os dados químicos do solo indicam valores de ΔpH negativos em todo o perfil, reforçando o baixo desenvolvimento pedogenético do solo (CALEGARI, 2008). A condição microclimática também favorece esse baixo desenvolvimento típico dessa classe de solo ao longo de todo o período reconstituído. Os índices fitolíticos refletem as variações ambientais da FOAM e a atual cobertura florestal densa/fechada, com clima tropical mais úmido e quente, tanto para o atual ambiente quanto para o perfil reconstituído. Isso demonstra a efetividade do uso desses cálculos para definição ecológica do ambiente através da análise fitolítica (CECCHET, 2015; FELIPE et al., 2015; RAITZ, 2012).

É importante salientar que o índice Iph é baseado no morfotipo *Saddle*,

provenientes de gramíneas *Chloridoideae*, entretanto em nosso estudo, essa subfamília não foi encontrada na área de amostragem, tampouco é citada no levantamento florístico e/ou fitossociológicos realizados no PECB. Devido à alta presença de bambus na vegetação moderna é possível que os elevados valores de Iph, obtidos para as zonas II e III, reflitam condição microclimática com maior umidade que o regional e que o atual, condições favoráveis ao desenvolvimento de bambus (COELLHO; CRUZ; CARNIELLO, 2015; GUILHERME; RESSEL, 2001; SHIRASUNA; FILGUEIRAS, 2013)we test the small molecule flexible ligand docking program Glide on a set of 19 non-α-helical peptides and systematically improve pose prediction accuracy bynhancing Glide sampling for flexible polypeptides. In addition, scoring of the poses was improved by post-processing with physics--based implicit solvent MM- GBSA calculations. Using the best RMSD among the top 10 scoring poses as a metric, the success rate (RMSD ≤ 2.0 Å for the interface backbone atoms.

Conclusão

Os resultados obtidos dão subsídio para inferir que essa Floresta Ombrófila Densa Altomontana esteve presente desde o início do Holoceno superior e que possivelmente para essa área a condição microclimática se manteve estável para esse ambiente altomontano típico. Os dados isotópicos foram concordantes ao sinal fitolítico do perfil, onde ambos os *proxies* indicam a presença da vegetação mais densa/fechada, com presença de plantas lenhosas/arbóreas com padrão fotossintético C3, típico da FOAM, ao longo de todo o perfil de Cambissolo, mostrando que a análise isotópica de 13C neste caso foi uma técnica complementar à análise fitolítica.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 e Projeto CAPES PVE A115/2016. Agradecem a Ms. Luciane Marcolin e Érica de Souza pelo trabalho técnico na extração dos fitólitos e preparação das lâminas.

Referências

ALEXANDRE, A. ET AL. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 136, p. 213–229, 1997.

BARTOLI, F.; WILDING, L. P. Dissolution of Biogenic Opal as a Function of its Physical and Chemical Properties1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 4, p. 873, 1980.

BOZARTH, S. R. Classification of opal phytoliths formed in selected dicotyledons native to the great plains. In: GEORGE RAPP, J. . S. C. M. (Ed.). . **Phytolith Systematics Emerging Issues**. 1. ed. [s.l.] Springer Science, 1989. p. 193–214.

BREMOND, L. ET AL. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. **Global and Planetary Change**, v. 61, n. 3–4, p. 209–224, 2008.

CALEGARI, M. R. **Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos**. Piracicaba: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ/USP, 2008.

CALEGARI, M. R. *et al.* Combining phytoliths and d13C matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils. **Quaternary International**, v. 287, p. 56–62, 2013.

CALEGARI, M. R. *et al.* Holocene Vegetation and Climate inferences from Phytoliths and Pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n. 1, p. 41–50, 2015.

CALEGARI, M. R. *et al.* Phytolith signature on the Araucarias Plateau – Vegetation change evidence in Late Quaternary

(South Brasil). **Quaternary International**, v. 434, p. 117–128, 2017.

CALEGARI, M. R.; VIDAL-TORRADO, P. Memórias bióticas de solos selecionados da XIII Reunião Brasileira de Classificação e Correlação de Solos: condições ambientais e pedogênese. In: SILVA, M. B. E *et al.* (Eds.). . **Guia de Campo da XIII Reunião Brasileira de Classificação e Correlação de Solos: RCC do Maranhão**. 1. ed. Brasília, DF: EMBRAPA, 2020. p. 546–565.

CECCHET, F. A. **ANÁLISE DE FITÓLITOS APLICADA A RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL (VEGETAÇÃO E CLIMA) NA SUPERFÍCIE INCOMPLETAMENTE APLAINADA VI – CAMPO ERÊ (SC) NO PLEISTOCENO TARDIO.** [s.l.] Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Campus Francisco Beltrão, 2015.

COE, H. H. G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios - Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. Niterói: Universidade Federal Fluminense, 2009.

COELLHO, T. A.; CRUZ, W. J. A. DA; CARNIELLO, M. A. Espécies De Poaceae (Bambusoideae), Tribo Olyreae, Ocorrentes Em Fragmentos Florestais Na Bacia Do Guaporé, Mt, Amazônia Meridional. **Angewandte Chemie International Edition**, v. 6, n. 11, p. 1–14, 2015.

DE OLIVEIRA, P. E. *et al.* Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. DE G. *et al.* (Eds.). . **Quaternário do Brasil**. 2. ed. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 52–69.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. v. 1

FELIPE, P. L. DE L. **Coleção de referência de fitólitos de Eudicotiledoneae da Floresta Ombrófila Densa: Subsídios para estudos paleoambientais em regiões tropicais**. Marechal Cândido Rondon: Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2012.

FELIPE, P. L. L. *et al.* Análise isotópica (δ13C) de um cambissolo húmico em Abelardo Luz-SC. **Boletim Geográfico**, v. 33, n. especial, p. 150–163, 2015.

GUILHERME, F. A. G.; RESSEL, K. Biologia floral e sistema de reprodução de Merostachys riedeliana (Poaceae: Bambusoideae). **Revista Brasileira de Botânica**, v. 24, n. 2, p. 205–211, 2001.

IBGE. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. 2a edição ed. Rio de Janeiro: [s.n.].

ICPT, I. C. FOR P. T. *et al.* International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0. **Annals of Botany**, v. 124, n. 2, p. 189–199, set. 2019.

JANZEN, H. H. The Soil Remembers. **Soil Science Society of America Journal**, v. 80, n. 6, p. 1429, 2016.

KAMMER, A. P. **Reconstituição paleoambiental da vegetação da Estação Ecológica de Assis-SP. – A trajetória evolutiva do Cerrado no Holoceno**. [s.l.] Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2018.

KOEHLER, A. **Floresta Ombrófila Densa Altomontana: Aspectos florísticos e estruturais do componente arbóreo em diferentes trechos da Serra do Mar, PR**. [s.l.] Universidade Federal do Paraná - UFPR, 2001.

MOZER, J. H. *et al.* Fingerprinting Fitolítico de Fitofisionomias Florestadas do Bioma Mata Atlântica. **Perspectiva Geográfica**, p. 84–95, set. 2019.

NOVELLO, A. **Les phytolithes, marqueurs des environnements mio-pliocènes du Tchad. Reconstitution à partir du signal environnemental des phytolithes dans l'Afrique subsaharienne actuelle**. France: Université de Poitiers, 2012.

PESSENDA, L. C. R. *et al.* **Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil**. 2. ed. Piracicaba: CENA/USP, 2015.

PIPERNO, D. R. Phytolith Analysis: An Archaeological and Geological Perspective. **Academic Press, Inc**, v. 24, n. 3, p. 530, 1988.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths : a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists.** 1. ed. Rowman & Litlefileld

Publishers, INC: AltaMira Press, 2006.

RAITZ, E. **Coleção de referência de silicofitólitos da flora do Sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais**. [s.l.] Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2012.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa - Quantities, shapes, classification, and spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 107, n. 1–2, p. 23–53, 1999.

SHIRASUNA, R. T.; FILGUEIRAS, T. DE S. Bambus nativos (Poaceae , Bambusoideae) no Parque Estadual das. **Hoehnea**, v. 40, n. 2, p. 315–359, 2013.

SOUZA, C. R. D. G. *et al.* **Quaternário no Brasil**. 1. ed. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005.

SOUZA, E. **Reconstituição Paleoambiental a partir do Sinal Fitolítico na ESEC CAETETUS - Gália (SP)**. [s.l.] Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2019.

TWISS, P. C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytolihs. In: RAPP, G. J.; MULHOLLAND, S. C. (Eds.). . **Emerging Issues, Advances in Archeological and Museum Science**. 1. ed. [s.l: s.n.]. p. 113 – 128.

WILDING, L. P.; DREES, L. R. Biogenic Opal in Ohio Soils1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 35, n. 6, p. 1004, 1971.

AVALIAÇÃO DO CONDICIONAMENTO TECTÔNICO COM BASE NA RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA NA BACIA DO RIO XOPOTÓ (MG)

Felipe Pacheco Silva
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. CEP: 21941-916. Brasil
E-mail: felippe.ppacheco@gmail.com
Telma Mendes da Silva
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. CEP: 21941-916. Brasil
E-mail: telmageo@gmail.com
Roberto Marques Neto
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, Juiz de Fora, Minas Gerais. CEP: 36036-900. Brasil
E-mail: roberto.marques@ufjf.edu.br

Resumo

A pesquisa busca identificar aspectos evolutivos e ponderar por meio de reconstituição paleotopográfica o papel da tectônica na dinâmica evolutiva da área, circunscrita em um contexto geomorfologicamente definido por diversos fatos geomorfológicos, marcado por amplas planícies fluviais, segmentos escarpados e significativos escalonamentos. A integração de índices geomórficos, análise de capturas fluviais e revisão literária se buscou reconhecer, hipoteticamente, as frentes escarpadas anteriores à atual, discutindo assim sobre a evolução retrativa. Foi possível reconhecer uma evolução distinta para porções as porções escarpadas sendo identificado um conjunto de reativações tectônicas vinculados a processos de incisão vertical de canais e o recuo lateral de vertentes em diversos segmentos da bacia. O respectivo cenário ilustra uma evolução associada a atuação de mecanismos tectônicos recentes intrinsecamente coerente ao padrão de dissecação e rebaixamento do relevo.

Palavras-chave: Paleorrelevo, Neotectônica, Mantiqueira Setentrional.

1. Introdução

A maioria das margens continentais passivas são caracterizadas pela instalação de grandes escarpamentos, os quais formam ambientes geomorfológicos díspares, uma vez que na base dos grandes escarpamentos, na porção associada a um sistema hidrográfico costeiro, a topografia é intensamente dissecada, enquanto nos planaltos interiores o relevo é geralmente mais suave (SUMMERFIELD, 1991). Nesse contexto, os grandes escarpamentos da porção oriental brasileira configuram um divisor hidrográfico de expressão regional, segmentando bacias costeiras numerosas, pequenas e de drenagem agressiva em relação às bacias interioranas de menor competência erosiva (VALADÃO, 2009).

A bacia hidrográfica do Rio Xopotó está inserida nesse contexto, sendo sua evolução geomorfológica relacionada à dissecação promovida pelas bacias de drenagem dos canais fluviais tanto sob um controle climático, como também a um possível controle tectônico, está última decorrente de uma importante movimentação ascensional (MELLO et al., 2005).

Sendo assim, uma das maneiras de investigar os elos com a tectônica é adotar uma abordagem geocronológica na busca de posicionar os depósitos na escala temporal, e também, verificar suas propriedades físico-ambientais de modo articulado. Motoky et al. (2008) sugerem que uma forma de se realizar uma avaliação de aspectos geomorfológicos é buscar realizar a reconstituição paleotopográfica através da "técnica seppômen". Esta técnica, mesmo não figurando como geocronológica, permite a partir da modelagem construída discutir características relativas à evolução do relevo em uma escala temporal.

Diante do exposto, o objetivo do presente artigo é propor um cenário evolutivo plausível para a bacia do rio Xopotó (MG) e discutir o papel da tectônica cenozoica na sua evolução morfológica, utilizando-se conjuntivamente de abordagens cartográficas e geomorfométricas.

2. Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Xopotó, situada na mesorregião da Zona da Mata Mineira, no Sudeste do Estado de Minas Gerais, drena uma área de aproximadamente 1280 km^2. O canal principal é afluente da margem esquerda do Rio Pomba que, por sua vez, compõe o conjunto de bacias tributárias da margem esquerda do rio Paraíba do Sul (Figura 1).

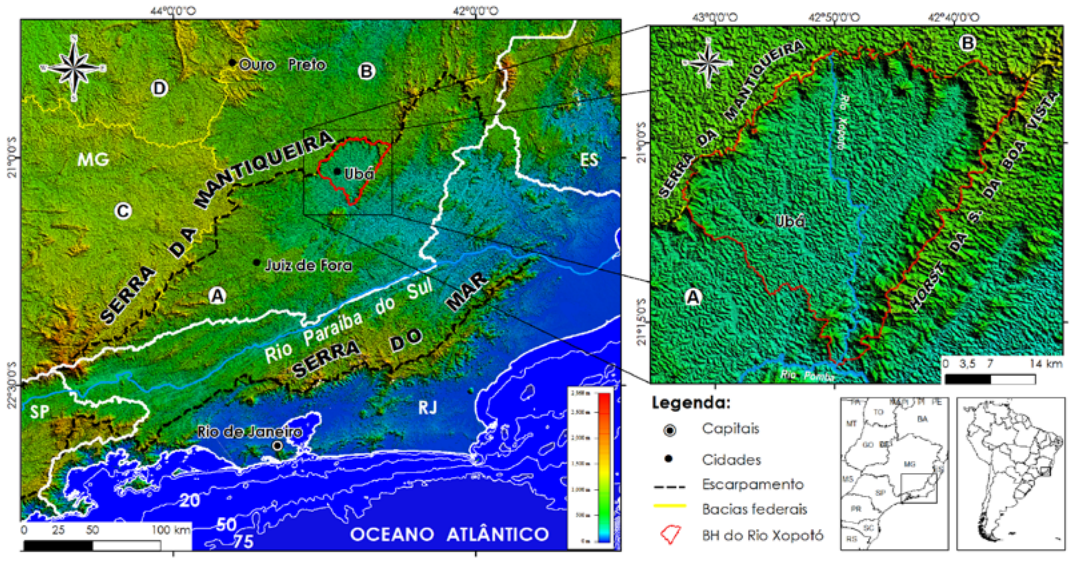


FIGURA 1: Localização da área de estudo na margem "passiva" atlântica. A) Bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul; B) Bacia hidrográfica do rio Doce; C) Bacia do rio Grande; e D) Bacia do rio São Francisco. Fonte: Arquivo dos autores.

Geologicamente, a área integra a Província Mantiqueira (ALMEIDA et al. 1977) na Faixa Móvel Ribeira, de origem neoproterozoica-cambriana, gerada durante as etapas finais da Orogênese Brasiliana (ca. 630-500 Ma.). Engloba litologias de idades paleoproterozoicas e neoproterozoicas, referentes às unidades Mantiqueira, Juiz de Fora, Quirino e Paraíba do Sul, além de metagranitoides indivisos (HEINECK et al. 2003). A área exibe uma organização estrutural preferencial na direção NE-SW, coerente ao trend principal da Faixa Ribeira (SILVA et al., 2010).

A configuração geomorfológica da área foi interpretada por Valverde (1958) como um alinhamento de cristas paralelas divididas por uma superfície deprimida interiorana. Em termos regionais, Valverde (1958) interpreta que organização geomorfológica está relacionada ao planalto da Mantiqueira, na qual as camadas possuem mergulhos e direções diversas, mas que, no conjunto, formam um arqueamento convexo para o zênite.

3. Matérias e métodos

O mapa paleotopográfico, obtido pelo método seppômen (MOTOKI et al. 2008), permite a reconstituição paleogeomorfológica de uma área a partir da conexão dos pontos culminantes, sendo a reconstituição fundada na exclusão da dissecação atual do relevo, isto é, a incisão processada pela drenagem entre as cotas mais elevadas em uma determinada equidistância. Neste trabalho, a reconstituição se deu por meio de uma divisão das cartas topográficas em grades regulares de 2 x 2 km, 1 x 1 km e 0,5 x 0,5 km.

Como estratégia metodológica se gerou as grades regulares, através da extensão Hawths Analysis Tools (BEYER, 2004). Os pontos culminantes foram extraídos automaticamente do MDE SRTM a partir da rotina disponível na extensão TopoMAPP 1.0 (OLIVEIRA e FERNANDES FILHO, 2016). Desse modo, para extração automática dos pontos culminantes se aplicou os dois procedimentos iniciais disponíveis na extensão. O mapa do paleorrelevo foi gerado a partir das informações altimétricas de cada ponto culminante por meio do interpolador determinístico do 'Inverso do Quadrado da Distância- IQD' na potência 2, considerando 16 pontos mais próximos em um raio de pesquisa de 1 km.

Os mapas paleotopográficos permitiram reconhecer, hipoteticamente, as frentes escarpadas anteriores à atual, permitindo lançar discussões sobre a evolução retrativa. Além da comparação das malhas relativas à um relevo mais antigo e recente permitir sugerir analises acerca do papel do recuo lateral (**backwearing**) e incisão vertical (**downwearing**). Assumindo isso, se aplicou o índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf (BULL e WALLACE, 1985) para as frentes escarpadas do paleorrelevo de modo a verificar a existência de padrões e uma possível continuidade destes.

Desse modo, o referido recurso metodológico contribui para uma visão dos diferentes efeitos da dissecação fluvial atuando na manutenção ou regressão das frentes escarpadas montanhosas, o respectivo recurso foi adotado na pesquisa de Marques Neto et al. (2019) se mostrando válido para uma compreensão dos aspectos evolutivos e morfotectônicos.

O Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf reflete o balanço entre as forças erosivas e tectônicas. O respectivo índice é dado pela seguinte equação:

Smf = Lmf ÷ Ls

onde:

Lmf = comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive;

Ls = distância em linha reta da escarpa montanhosa.

Interpreta-se que frentes escarpadas submetidas a soerguimento tectônico são relativamente retilíneas corroborando com valores baixos (Smf < 1,10), no qual a linearidade da frente montanhosa sugere atividade tectônica recente. Com a atenuação do soerguimento tem-se a propulsão dos processos erosivos sobre a frente montanhosa promovendo irregularidades e assimetrias no relevo (FERREIRA, 2001), o que tende a aumentar os valores do índice (Smf > 1,10), uma vez que o cálculo se ampara em medições da projeção em linha reta do alinhamento e medições dos sopés das cristas e escarpas, considerando o retrabalhamento erosivo.

A aplicação deste índice procurou elucidar o quadro tectônico de determinados setores escarpados inseridos em cada bacia hidrográfica podendo, assim, estabelecer em conjunto com os demais índices locais onde os processos tectônicos se sobressaem em relação aos erosivos.

Por fim, também se buscou realizar uma análise das capturas fluviais para compreender a tipologia e as relações dessas com à dinâmica evolutiva dos setores escarpados.

4. Resultados e discussões

Na figura 2 se retrata as reconstituições paleotopográficas ou malhas topográficas de 2 km², 1 km², 500 m² e do relevo atual, e a localização dos perfis topográficos.

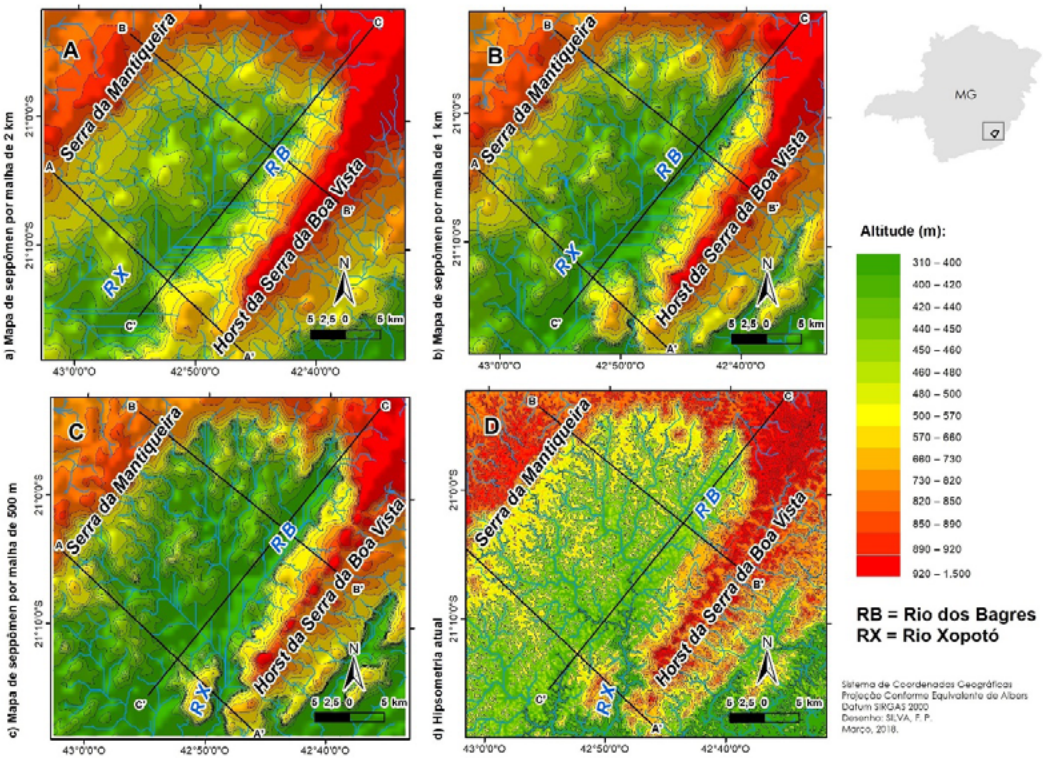


FIGURA 2: Reconstituição paleotopográfica para distintas malhas da área de estudo. Fonte: Arquivo dos autores.

A análise conjunta das malhas paleotopográficas evidencia alguns padrões para área. Primeiro se evidencia o retrabalhamento das escarpas a partir de um rebaixamento e seccionamento em diferentes trechos nas porções sudeste e nordeste das escarpas, assim como a ampliação da sinuosidade em setores localizados na porção noroeste e oeste, indicando dinâmicas distintas que proporcionaram a configuração dos compartimentos geomorfológicos e desnivelamentos topográficos nas escarpas.

Segundo Goudie (2004), as escarpas de falha são geradas quando a superfície do terreno se move numa direção paralela ao longo de um plano de falha. São geralmente relacionadas a ambientes distensivos, formadas por um gráben (bloco em subsidência), margeando horsts (blocos soerguidos), delimitados por falhas normais que se apresentam como escarpas. O padrão mais comum no terreno é a feição de hemigráben assimétrico, com uma margem falhada e uma outra borda flexural, uma vez que o modelo simétrico ideal dos grábens é pouco observado na natureza. Suguio (2010) aponta que o intemperismo e erosão ao promoverem o desmantelamento da falha configura à formação de uma típica escarpa de linha de falha, contudo, se o movimento da escarpa é reativado há o aparecimento de sucessivos terraços suspensos ou a geração de escarpas menores ao longo de falhas paralelas à falha principal.

Para Goudie (2004) as escarpas erosivas seriam fruto da erosão diferencial de rochas ou a diferenças de níveis de base, como resposta à elevação regional decorrente de processo de rifteamento, sendo este modelo coerente as interpretações de Mello et al. (2005). Com relação a esta última, Van der Beek et al. (2002) tecem distinções quanto aos processos de evolução, sendo o primeiro tipo de evolução relacionado à formação por desmantelamento da escarpa por incisão vertical (downwearing) da rede de drenagem e preservação da posição inicial do

interflúvio. O segundo processo envolveria a retração lateral (backwearing) da escarpa, contribuindo assim para o recuo do divisor.

A partir destes aspectos balizadores é que se discute a consolidação dos setores escarpados na área de estudo. O expressivo seccionamento e retrabalhamento identificado pelo ganho de sinuosidade pronunciado nos segmentos das porções alçadas, situadas a NW e NNE, foi possível reconhecê-las como escarpas erosivas. Identifica-se ainda uma atuação conjunta dos mecanismos de evolução das escarpas como os apresentados por Van der Beek et al. (2002), onde pode-se evidenciar nos perfis comparativos A-A', B-B' e C-C' (Figura 3) a atuação sincrônica entre incisão vertical e recuo erosivo nos setores escarpados.

Ressalta-se a comparação dos perfis C-C' (Figura 3C), no qual se reconhece que as frentes escarpadas foram afetadas por um recuo de um intervalo máximo de até ± 400 metros, enquanto se identifica uma incisão vertical de ± 50 metros (Figura 3B) nas escarpas erosivas, chegando até ± 200 metros na consolidação de uma garganta epigênica no baixo curso (Figura 3A).

A atuação conjunta dos processos de retração e incisão vertical na evolução das escarpas foi primeiramente levantada a partir de dados secundários. Marent (2016) se refere a modelagem dos vales e a análise morfológica chegando à conclusão que a morfogênese desses setores seria marcada por capturas fluviais, a partir de recuo lateral e incisão vertical na zona de knickpoints, com efeito sinergético ao longo do canal principal e tributários.

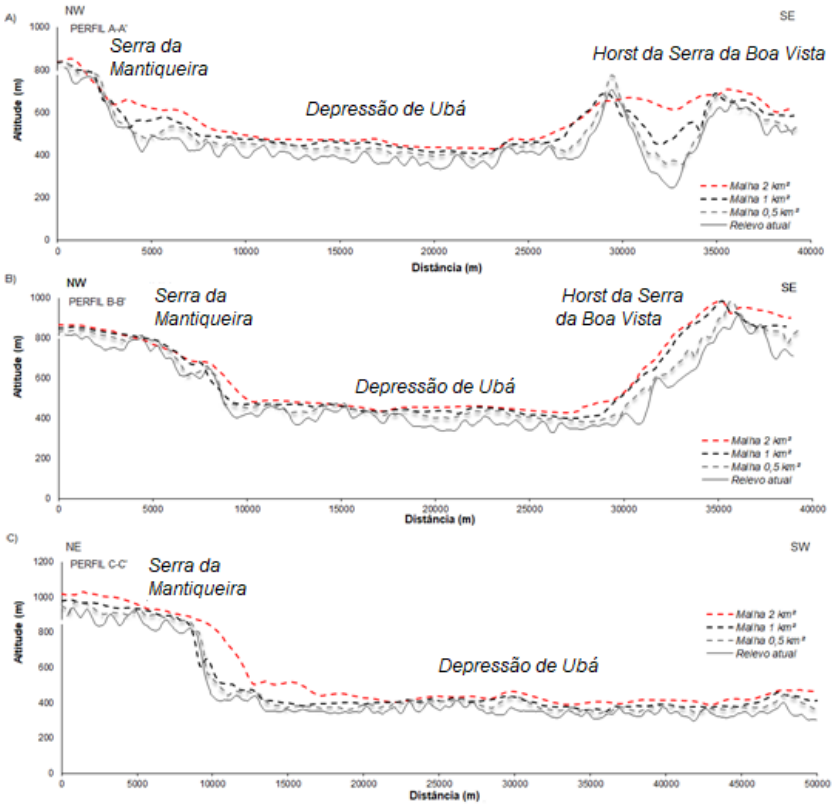


FIGURA 3: Perfis topográficos (A-A', B-B' e C-C') representativos da configuração paleotopográfica para as diferentes malhas tratadas (2 km2, 1 km2, 0,5 km2, relevo atual). Fonte: Arquivo dos autores.

Nesse sentido, as capturas fluviais seriam originadas pela maior competência erosiva das drenagens dispostas na frente das escarpas em relação às

drenagens que drenam o planalto com fluxos em direção a escarpa. Os fluxos, portanto, se deslocariam para o interior do planalto capturado, com as linhas de drenagem em direção da escarpa submetidas ao novo nível de base. Com isso a atuação conjunta dos fluxos de drenagem que foram capturados mais o elevado gradiente da escarpa levaria à rápida incisão vertical na área dos knickpoints conjugada à retração lateral com propagação a montante. Desse modo, com o tempo a propagação do knickpoints a montante por recuo lateral sincronizado à incisão vertical leva à formação de uma nova escarpa e evolução do vale fluvial.

O rebaixamento da paisagem por implicações erosivas é pronunciado, principalmente em terrenos drenados por canais com orientações NW-SE, já definindo os principais compartimentos da Depressão do Rio Xopotó, reconhecidos em termos gerais por ser uma área ajustada "quase toda em um nível mais elevado e que começa a ser incipientemente mordida pela evolução erosiva na base do corte epigênico" dentro do contexto da Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé, de acordo com Marques Neto e Ferraro (2018, p. 278). . Os perfis comparativos A-A' (Figura 3A) também demonstram que o escalonamento da paisagem era mais discriminável para os compartimentos internos à bacia, principalmente aos setores alçados na porção NW do perfil, sendo possível identificar este padrão mais claro nas malhas maiores (2 km^2 e 1 km^2).

As configurações inerentes ao Horst da Serra da Boa Vista indicam um padrão que sugere uma evolução dessa porção alçada de uma escarpa de falha para uma escarpa de linha de falha. O respectivo padrão é mais evidente nas malhas de 1 km^2 e 0,5 km^2, indicando uma acentuação dos declives e retilineidade nesse intervalo. O processo de retrabalhamento dessa frente escarpada é ilustrado na porção SE nos perfis comparativos B-B' (Figura 3B). Um aspecto evidenciado nesses perfis é o processo de retração dessas porções escarpadas com a manutenção dos declives, assim como ampliação dos declives em alguns segmentos da escarpa. De acordo com estas evidências, a tectônica seria o condicionante principal na emolduração desse setor da bacia, através de abatimentos e basculamento de blocos neste compartimento e sua caracterização como um hemigráben; também defendida por Oliveira (2018) ao caracterizar os compartimentos escalonados da área. Apenas as porções alçadas a SE, dispostas a uma orientação NE-SW, corresponderiam ao bloco soerguido, reconhecido como Horst da Serra da Boa Vista por Noce et al. (2003); enquanto a porção rebaixada e flexurada, onde se estabelece o vale estrutural do rio dos Bagres, corresponderia a feição de Gráben.

No horst da Serra da Boa Vista, não se identifica um seccionamento das escarpas na mesma proporção que as demais porções escarpadas. Contudo, à primeira vista, o aspecto mais atraente ilustrado nos mapas de reconstituição paleotopográfica é o processo de consolidação da garganta epigênica nas escarpas SE, assim como a migração do rio Xopotó de SW para SSE. Marent (2016) defende que está ruptura tenha ocorrido a partir do Mioceno e seria responsável pela ampliação da vaga erosiva para área. O respectivo setor estava sustentado com prováveis altitudes superiores a 500 metros, conectadas as porções alçadas a altitudes superiores a 900 metros. Nesse setor é notável um entalhe vertical do setor escarpado no horst em cerca de 200 metros; esta característica é evidenciada nos perfis comparativos A-A' (Figura 3A), promovendo um forte desnível e aprofundamento do nível de base local, assim como aumento das declividades das vertentes e aumento do gradiente dos canais.

Os mapas paleotopográficos para distintas malhas permitiram reconhecer as frentes escarpadas. E, partindo desse pressuposto, se aplicou o índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf para as frentes escarpadas do paleorrelevo, de modo a verificar o grau de retrabalhamento em diferentes setores das escarpas erosivas e escarpas de linhas de falha reconhecidas para área.

Nessa abordagem se pode aplicar o índice para as diferentes malhas na escarpa interpretada como de linha de falha para o Horst da Serra da Boa Vista, assim como para os segmentos N e W da Serra da Mantiqueira. O Quadro 1 apresenta os resultados do índice aplicado para as escarpas que caracterizam a maior parte dos interflúvios.

QUADRO 1
Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) para o relevo atual e para os mapas de parleorrelevo

	Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf		
	Horst da S. B. V	**S. Mantiqueira, N**	**S. Mantiqueira, O**
Relevo atual	1,33	**1,55**	**1,36**
Paleorrelevo 0,5 km²	**1,06**	**1,64**	**1,27**
Paleorrelevo 1,0 km²	**1,05**	1,15	1,41
Paleorrelevo 2,0 km²	1,07	1,21	1,19

Fonte: Arquivo dos autores.

OBS.: Os valores em destaque correspondem à alteração do padrão de aumento ou diminuição da sinuosidade das escarpas. *Smf* ≤ 1,10 = baixa sinuosidade; >1,11 *Smf* ≤ 1,50 = média sinuosidade; e *Smf* ≥ 1,51 = alta sinuosidade.

Os valores de Smf para as malhas topográficas de 1 km² e 2 km², que caracteriza um paleorrelevo em um lapso temporal maior, evidenciam uma sinuosidade baixa para o Horst da Serra da Boa Vista e média para ambos segmentos das escarpas da Serra da Mantiqueira. Tal fato indica que nas escarpas da Serra da Mantiqueira o controle tectono-estrutural é menos preponderante tendo, portanto, os processos erosivos maior êxito em seu desmantelamento.

Modificações no padrão para escarpas puderam ser evidenciados em um período recente retratado na paleotopografia na malha de 0,5 km², principalmente para o segmento N da Serra da Mantiqueira. Neste setor, tem-se uma ampliação da sinuosidade da escarpa e, portanto, um quadro de alta sinuosidade com ampliação do retrabalhamento erosivo; enquanto há uma redução da sinuosidade no segmento W da escarpa da Mantiqueira, assim como para as faces escarpadas do Horst da Serra da Boa Vista, indicando um possível ganho dos mecanismos tectônicos na conformação desses setores frente aos processos erosivos.

Contudo, o arranjo anterior novamente é revertido para a configuração atual das escarpas, onde se evidencia uma retomada do retrabalhamento e ganho de sinuosidade para as escarpas da Mantiqueira no seu setor W e uma atenuação da mesma para o setor N. No contexto do Horst da Serra da Boa Vista se identificou um expressivo ganho de sinuosidade e conversão de um quadro de sinuosidade baixa para média, reforçando o entendimento apresentado Marent (2016) de que a partir da consolidação da depressão adjacente ao horst, disposta a NE-SW, se teria também a consolidação da epigenia responsável pela inversão do curso principal do canal de SW para SE. Estas configurações dão suporte ao quadro de maior sinuosidade identificado no segmento do horst, principalmente, aqueles correspondentes a setores mais próximos a garganta epigênica, que sugerem um maior desmantelamento e que propiciaram de modo efetivo a conversão para um cenário de média sinuosidade.

Outro aspecto a ser sublinhado pela relação do Smf com a configuração paleotopográfica é que a evolução do relevo foi sensível à instalação dessa porção abatida na qual se alojou o rio dos Bagres. O menor espaçamento das isolinhas indicaram um maior gradiente nas escarpas de linha de falha do horst em comparação a uma atenuação do gradiente no compartimento deprimido, onde se instalou o canal principal. Este que se apresenta paralelo ao alinhamento serrano e instalado sobre um vale estrutural, com confluência de afluentes da margem direita em ângulos retos e inúmeras inflexões do curso principal que marcam o arranjo em padrão de drenagem variando de treliça a retangular, indicando assim um controle tectônico.

Desse modo, os recursos metodológicos utilizados contribuíram para o reconhecimento hipotético de que a intensidade do controle tectônico foi/é desigual ao longo do tempo nas escarpas; assim como a avaliação do maior controle tectônico no contexto do horst, que sempre congregou uma maior retilineidade, reforçando a classificação desse segmento como pilar tectônico para o contexto regional das Serranias da Zona da Mata mineira.

5. Considerações finais

A reconstituição paleotopográfica relativa aponta para uma evolução distinta entre as bordas planálticas da bacia, sendo possível evidenciar a consolidação do hemigráben no qual se instalou o rio dos Bagres; assim como, as reconfigurações da rede hidrográfica com epigenia do rio Xopotó. Com a integração da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa – Smf se tem a caracterização de distintas fases de controle tectônico para área, reforçando o padrão reconhecido por Oliveira (2018), o qual identificou na área alternância de ativações e reativações para área.

E, com base em dados geocronológicos de trabalhos anteriores (CARMO e VASCONCELOS, 2004; ROMANO e CASTAÑEDA, 2006; OLIVEIRA et al. 2014; GONZALEZ, et al. 2016; OLIVEIRA, 2018), a hipótese mais fundamentada seria de uma evolução geológico-geomorfológica dada pela conjunção de abatimentos e soerguimentos tectônicos desde o Eoceno, que teria iniciado os processos denudacionais relacionados à propagação do **knickpoint** por capturas fluviais, seguindo o modelo proposto por Marent (2016) com atuação conjunta entre recuo lateral e incisão vertical. Contudo, esta evolução não seria homogênea, uma vez que as escarpas de falha convertidas para escarpa de linha de falha demonstram basculamentos e escalonamentos internos sugestivos de modificações decorrentes de mecanismos tectônicos, que estariam afetando as formas de relevo desses terrenos compreendidos como hemigráben, reunindo a maior concentração de anomalias.

Agradecimentos

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de mestrado e a Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pela concessão da Bolsa Doutorado Nota 10 (Nº do processo E-26/200.661/2021) que permitiram a elaboração desta pesquisa.

Referências

ALMEIDA, F. F. M.; HASUY, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste,** SBG, Ed. Campina Grande, 1977; p. 363-391.

BEYER, H. L. **Hawth's Analysis Tools for ArcGIS**. 2004.

BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, Penrose Conference Report, p. 216, 1985.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. Earth Surface Processes and Landforms: **The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.

FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí-Pouso Alegre-MG**. São Paulo, 2001. 274 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

GOUDIE, A.S. **Encyclopedia of Geomorphology,** Routledge, London and New York, v. 1, p. 595, 2004.

GONZALEZ, V. S; BIERMAN, P. R; FERNANDES, N. F; ROOD, D. H. Geomorphology Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic 10 Be. **Geomorphology.** V. 268, p. 54-63, 2016.

HEINECK, C. A.; LEITE, C. A. D. S.; SILVA, M. A.; VIEIRA, V. S. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais**, Escala 1: 1.000. 000. Belo Horizonte: Convênio COMIG/CPRM, 1, 2003.

MARENT, B. R. **Geomorfogênese dos Degraus Escalonados do Sudeste de Minas Gerais**. Belo Horizonte, 2016. 189p. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

MARQUES NETO, R; FERRARO, B. V. Cartografia Geomorfológica Regional e Morfogênese: Contribuições Metodológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 19, n. 2, 2018.

MARQUES NETO, R; MOREIRA, J. A; SILVA, F. P. Evolução de escarpamentos em margens rifte: uma discussão sobre soerguimento e desnudação na Mantiqueira Meridional a partir de mapas paleotopográficos e parâmetros geomorfométricos. **Revista Brasileira de Geomorfologia.** V. 20, n. 4, 2019.

MELLO, C.L.; TOMAZ, E.A.; SILVA, R.C.B.; RODRIGUES, H.B. Condicionamento tectônico Cenozoico na evolução da depressão topográfica dos rios Pomba e Muriaé (MG, RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10. 2005, Curitiba (PR). **Boletim de resumos expandidos**... Curitiba: [s.n.], v. 1, p. 192-194, 2005.

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R.; MOTOKI, K. F. Origem dos relevos do maciço sienítico do Medanha RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.

NOCE, C.M., ROMANO, A.W., PINHEIRO, C.M., MOL, V.S., PEDROSA-SOARES, A.C. **Mapa geológico - folha Ubá (1:100.000).** Projeto Sul de Minas-Etapa I. CODEMIG/UFMG. CD-ROM, 2003.

OLIVEIRA, L.A.F.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; LIMA, L.B.S.; CARVALHO, A. Fatores condicionantes da configuração de fundos de vale colmatados na bacia do alto-médio rio Pomba, leste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p. 639-657, 2014.

OLIVEIRA, G. C; FERNANDES FILHO, E. I. Automated mapping of permanent preservation areas on hilltops. **Cerne**, Lavras, v. 22, n. 1, p. 111-120. 2016.

OLIVEIRA, L. D. **Reativações intraplaca no Gráben do rio dos Bagres, Serra da Mantiqueira Setentrional:** análise integrada de morfotectônica, termocronologia (U-Th-Sm)/He e isótopos cosmogênicos. 182 f. Teses (Doutorado em Ciências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

ROMANO, A; CASTAÑEDA, C. A tectônica distensiva pós-mesozoica no condicionamento dos depósitos de bauxita da zona da mata mineira. **Geonomos** v. 14, p. 1-5, 2006.

SILVA, C. M. T. **O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira:** Geometria e significado tectônico. Ouro Preto, 2010, 249 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 2010.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology:** An introduction of the study of landforms. New York: Longman Scientific e Technical. 1991. 537p.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia. Uberlândia**, v.10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VALVERDE, O. Estudo regional da Zona da Mata de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geografia,** Rio de Janeiro, v. 20, n. 1, p. 3-82, 1958.

VAN DER BEEK, P.; SUMMERFIELD, M.A.; BRAUN, J.; BROWN, R.W.; FLEMING, A. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. **Journal of Geophysical Research,** v.107, n. B12, p. 1-13, 2002.

BAIXOS TERRAÇOS FLUVIAIS DO MÉDIO RIO GRANDE (BA): CONSIDERAÇÕES INICIAIS DE EVOLUÇÃO

Mateus Moriconi Prebianca
Universidade Estadual de Campinas
R. Carlos Gomes, 250 – Campinas/SP, 13083-855
E-mail: moriconi.cone@gmail.com
Archimedes Perez Filho
Universidade Estadual de Campinas
R. Carlos Gomes, 250 – Campinas/SP, 13083-855
E-mail: archi@ige.unicamp.br
Everton Vinícius Valezio
Universidade Estadual de Campinas
R. Carlos Gomes, 250 – Campinas/SP, 13083-855
E-mail: evertonvalezio@gmail.com

1. Apresentação/Problemática

Os níveis de baixos terraços fluviais e seus respectivos materiais de recobrimento são considerados como uma das possíveis respostas às variações climáticas. Durante o Holoceno, variações de temperatura, umidade e precipitação influenciaram nas adaptações dos sistemas fluviais, como o alargamento dos vales aluviais, incisão vertical ou mesmo mudanças na tipologia dos canais fluviais (Wanner et al., 2011).

Pulsações climáticas do período (Perez Filho e Rubira, 2018), por possuírem caráter cíclico, induzem alterações na hidrodinâmica dos canais fluviais, condicionando variações de energia de transporte e, consequentemente, na textura do material depositado na planície fluvial.

Nesse sentido, o médio curso do rio Grande, localizado no oeste da Bahia, pode ter registrado em sua planície fluvial o resultado destas transformações holocênicas, uma vez que há presença de níveis de baixos terraços fluviais.

2. Objetivos

Estabelecer, por meio de marcador geocronológico e caracterização textural das coberturas superficiais, o cenário de evolução da paisagem no médio curso do rio Grande, oeste da Bahia, ligando-o a modificações de sua morfologia, dinâmica erosiva e deposicional à formação de níveis de baixos terraços fluviais decorrentes de pulsações climáticas ocorridas no Holoceno.

3. Referencial Teórico

Adotamos como método de interpretação da paisagem a abordagem sistêmica (Bertalanffy, 1952), em que são consideradas as interrelações das variáveis, processos e dinâmicas que compõe os sistemas naturais, tais como o clima, solo, relevo, vegetação e litologia. Neste contexto, as pulsações climáticas holocênicas representam o processo cujas respostas se dão na formação e constituição das coberturas superficiais dos baixos terraços, a depender da sensitividade dos sistemas naturais em absorver ou resistir a tais transformações. (Phillips, 2011; Fryirs, 2017; Fuller et al., 2019)

Apesar não apresentarem uma gênese bem definida em escala global, alguns trabalhos associam as pulsações climáticas holocênicas a ciclos solares, à circulação termohalina, à liberação de sulfatos decorrentes de erupções vulcânicas, totalizando seis eventos de resfriamento global para os últimos 10.000 anos. (Mayewski et al., 2004; Ljungqvist, 2010 e Wanner et al., 2011). No Brasil podemos destacar trabalhos também relacionados a modificações no clima no período, como Bigarella e Mousinho (1965), Coltrinari (1991), Behling (1998; 2002), Corrêa (2001) e Perez Filho e Rubira (2018).

Os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação abandonadas, surgindo como patamares relativamente planos localizados espacialmente acima do nível atual do rio (Christofoletti, 1980). Perez Filho e Rubira (2018) indicam o desenvolvimento dos terraços fluviais associado à alternância entre períodos de clima quente/seco e de clima quente/úmido, sendo tais formas uma possível resposta pedo-geomorfológica às pulsações climáticas holocênicas (Blum e Törnqvist, 2000 e Valezio, 2016)

Desta forma, relacionamos as concepções sistêmicas e de sensitividade da paisagem às modificações de cunho climático no Holoceno, como forma de análise e interpretação de como o médio curso do rio Grande e sua morfologia foi impactada pelos eventos ocorrentes nos últimos milhares de anos.

4. Proposta de metodologia

A proposta metodológica consistiu em levantamento bibliográfico e produção cartográfica da área de estudo para reconhecimento das feições fluviais e seleção prévia dos pontos de coleta de amostras. Somou-se a essas trabalho de campo para reconhecimento da área, elaboração de perfis topográficos, identificação dos baixos terraços fluviais e coleta de amostras para análise granulométrica, química de rotina e datação por LOE (Figuras 1 e 2).

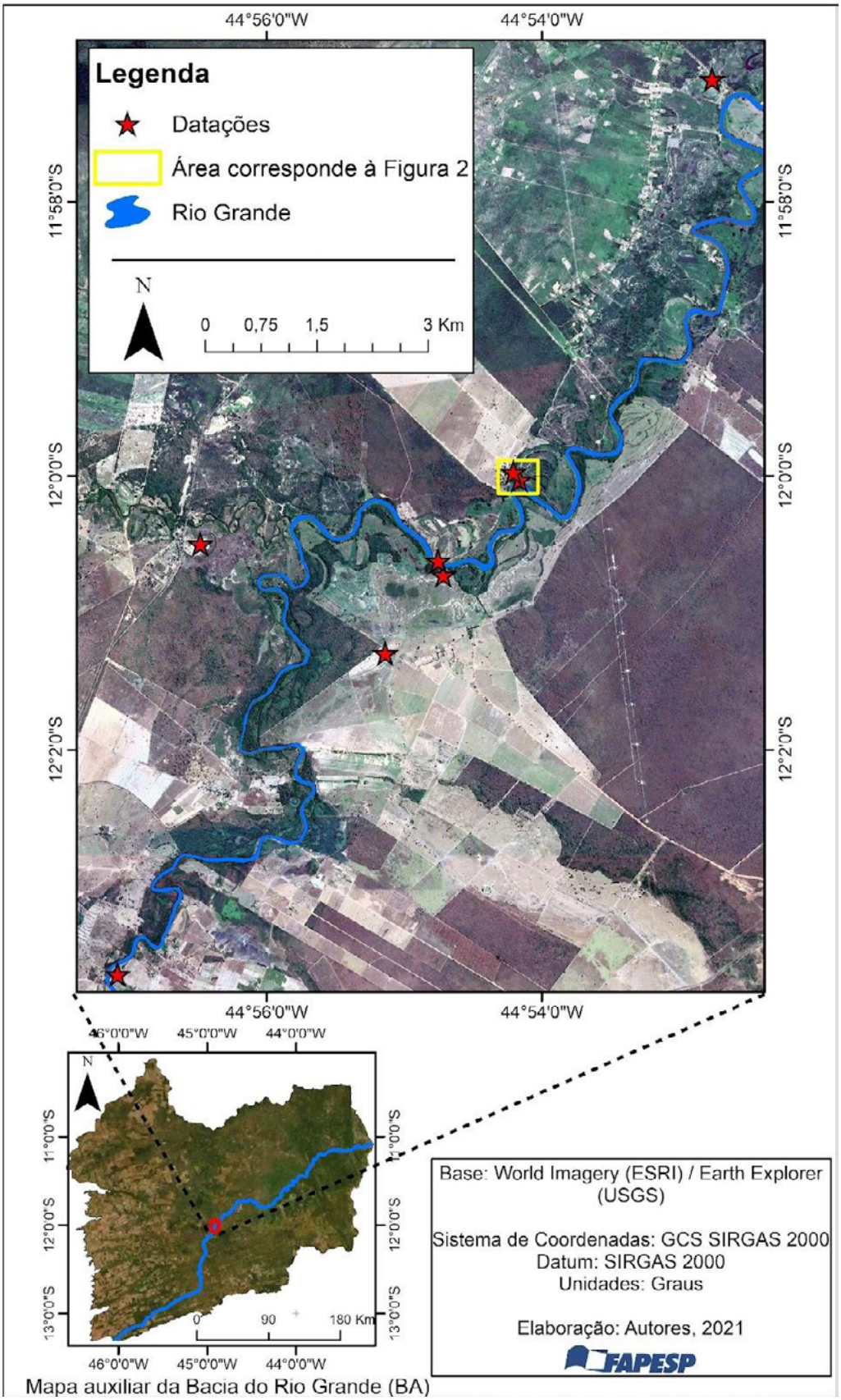


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo no médio curso do rio Grande (BA), pontos de coleta para datações e área correspondente à Figura 2.

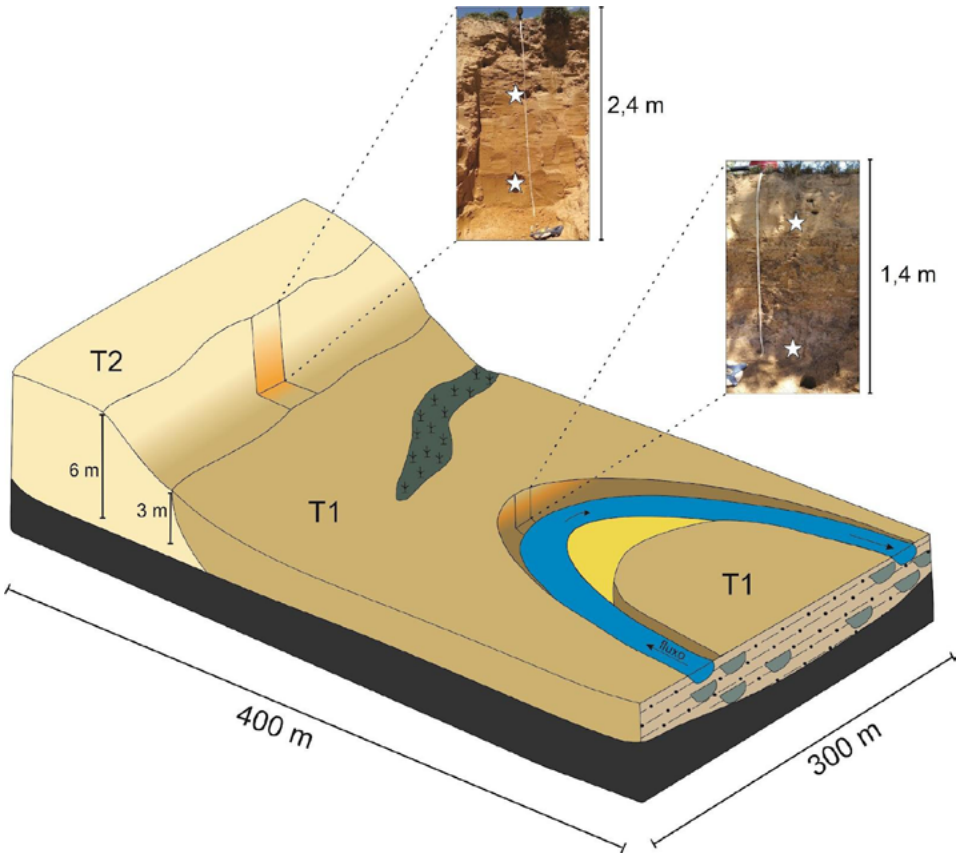


Figura 2: Bloco diagrama de seção da planície fluvial do rio Grande, com demarcação dos locais de coleta de LOE (estrelas brancas) nos baixos terraços fluviais. Em nível altimétrico superior para o nível T2, essencialmente arenoso; e nível altimétrico inferior para o T1, com maior presença de finos na porção basal e arenoso na superfície; e demais formas fluviais, como bacia de decantação e barra lateral.

De maneira mais detalhada, a datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) está baseada no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados no reticulo cristalino dos minerais, como o feldspato e o quartzo (Sallun et al., 2007; Guedes et al., 2011). Quando estimulados pela luz em laboratório, a luminescência gerada pela mudança de camada de valência dos elétrons, indicando o tempo de decaimento dos átomos de Urânio, Tório e Chumbo a partir do momento em que o sedimento é soterrado, após exposição dos minerais de quartzo à radiação solar, podendo chegar a idades de até 106 anos (Wallinga, 2002).

A coleta das amostras para datação absoluta foi feita em tubos opacos (PVC), com 50 cm de comprimento e 6 cm de diâmetro, colocados horizontalmente nos perfis. Após a retirada dos tubos, as extremidades foram imediatamente fechadas e armazenadas em sacos plásticos pretos para evitar contato com a luz do sol. (Sallun et al., 2007; Perez Filho et al., 2020)

A coleta de material para análise granulométrica e química foram realizadas nos mesmos pontos de coleta das amostras de LOE e nas variações de horizonte/depósito identificadas em campo, sendo a primeira seguindo a metodologia da Embrapa (1997), e a segunda com extração de dados de macro e micronutrientes.

As amostras coletadas em campo foram encaminhadas aos laboratórios para geração dos primeiros resultados.

5. Desafio/Dificuldades

Dentre os principais desafios e dificuldades encontrados na realização da pesquisa até aqui, destaca-se a logística empregada na realização do trabalho de campo, o que leva em conta adversidades locais de acesso, perfis de difícil abertura e a minuciosa metodologia para coleta de amostras, muitas vezes dificultada pela coesão e ressecamento dos materiais sedimentares.

Soma-se a isto, a ausência de fotografias aéreas no site da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), uma vez que o acervo da Companhia abrange significativa área do estado da Bahia e é disponibilizado gratuitamente. As fotografias aéreas, pelos pares estereoscópicos ortorretificados, facilitaria o mapeamento geomorfológico para o médio curso do rio Grande, complementando às imagens Rapideye (resolução espacial de 5 m).

Ademais, a realização de mais trabalhos de campo e das análises laboratoriais torna-se um desafio ainda maior no momento delicado de pandemia.

6. Resultados esperados

Espera-se que com as metodologias utilizadas possamos fornecer meios para compreensão das transformações da paisagem fluvial ao longo do Holoceno, embasando interpretações de mudanças climáticas também regionalmente. O entendimento da morfodinâmica pretérita do rio Grande, pode prover dados para o entendimento dos processos de alteração atuais, relatados por moradores e ribeirinhos. Assim, os resultados podem subsidiar demais pesquisas e a gestão de recursos hídricos.

Agradecimentos

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2019/23452-0, pelo financiamento da pesquisa. Também aos integrantes do Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências/Unicamp por todo apoio e orientação.

Referências

BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 99(2): 143-156, 1998.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 177: 19-27, 2002.

BERTALANFFY, L.V. General System Theory: Foundations, Development, Applications**. Braziller,** New York. 1952.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba-PR, 16/71:153-198, 1965.

BITENCOURT, V. J; B. *et al.* Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, [S.l.], v. 8, n. 2, sep. 2017.

BLUM, M. D.; TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. **Sedimentology**, 47(s1), p. 2-48, 2000.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: **Edgard Blücher**, 188 p., 1980.

COLTRINARI, L. Paleoambientes quaternários na América do Sul: primeira aproximação. **Anais 3º Congresso da Associação**

Brasileira de Estudos do Quaternário. Belo Horizonte, 1991.

CORRÊA, A.C.B. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP: Rio Claro, (**Tese de Doutorado**), 386p, 2001.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Manual de métodos de análise de solo, 2ªEd. Rio de Janeiro, 212p., 1997.

FRYIRS, K. A. River sensitivity: a lost foundation concept in fluvial geomorphology. **Earth, Surface, Processes and Landforms**, v. 42, p. 55-70, 2017.

FULLER, I. C., GILVEAR, D. J., THOMS, M. C., DEATH, R. G. Framing resilience for river geomorphology: Reinventing the wheel? **River research and applications**, n. 35, v.2, p. 91-106, 2019.

GUEDES, C. C. F; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F; DEWITT, R; AGUIAR, V. A. P. Datação por luminescência opticamente estimulada: métodos e viabilidade em depósitos sedimentares brasileiros. In: **13º Congresso da Abequa**, 2011, Armação de Búzios, RJ. Anais, 2011.

LJUNGQVIST, F. C. A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 92, n. 3, p. 339-351, 2010.

MAYEWSKI, P. A.; ROHLING, E. E.; STAGER, J. C.; KARLÉN, W.; MAASCH, K. A.; MEEKER, L. D.; LEE-THORP, J. Holocene climate variability. **Quaternary Research**, 62(3), 243-255, 2004.

PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G. Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations. **Catena**, In Press, 2018.

PHILLIPS, J. D. Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. **Geomorphology** 132 (3-4), 319-326, 2011.

PEREZ FILHO, A.; LÄMMLE, L.; MOREIRA, V. B. Geotecnologias e suas abordagens em estudos geomorfológicos: desafios e possibilidades para além dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG). **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 145-161. 2020.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A.M.F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, 37 (2), p. 402-413, 2007.

VALEZIO, E.V. Equilíbrio em Geomorfologia: Geossistemas, planícies de inundação e morfodinâmica dos rios Jacaré-Pepira e Jacaré-Guaçu (SP). 110f. **Dissertação Mestrado em Geografia**. Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas. 2016.

VANDENBERGHE, J. River terraces as a response to climatic forcing: formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. **Quaternary International**, v. 370, p. 3-11, 2015.

WALLINGA, J. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. **Boreas**, n. 31, v. 4, p. 303-322, 2002.

WANNER, H.; SOLOMINA, O.; GROSJEAN, M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, Issues 21–22, p. 3109–3123, 2011.

CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS LAGOAS DE IGUATU, CEARÁ: INDICATIVOS DA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

Marcelo Martins de Moura Fé
Universidade Regional do Cariri (URCA)
Rua Cel. Antônio Luis, 1161, Pimenta - Crato/CE, Brasil. CEP 63105-000.
E-mail: marcelo.mourafe@urca.br
Mônica Virna de Aguiar Pinheiro
Secretaria de Educação / Governo do Estado do Ceará (Seduc/CE)
Rua do Cruzeiro, 497 - São Miguel, Juazeiro do Norte/CE, Brasil. CEP 63010-070
E-mail: monica.pinheiro@prof.ce.gov.br
Anatarino Torres da Costa
Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Ceará (COGERH)
Rua 13 de Maio, 699 - São Sebastião, Iguatu/CE, Brasil. CEP 63502-120
E-mail: anatarino@yahoo.com.br
Lucilene Gomes Lima
Universidade Regional do Cariri (URCA)
Rua Cel. Antônio Luis, 1161, Pimenta - Crato/CE, Brasil. CEP 63105-000.
E-mail: lucilene.gomes@urca.br

Resumo

O Nordeste Brasileiro apresenta uma complexa história geológica relacionada ao tectonismo divergente e ao estabelecimento de sequências de rifte, responsáveis pela separação dos continentes Sul-americano e Africano. Processos tectônicos cretáceos levaram ao desenvolvimento de falhas, com abertura de grábens e meio-grábens e à formação da bacia sedimentar de Iguatu. Características estruturais e litológicas dessa bacia, associadas à dinâmica geomorfológica do rio Jaguaribe, estão relacionadas à formação das diversas lagoas do município, ainda pouco conhecidas nos seus aspectos genéticos e evolutivos. Assim, o objetivo é apresentar uma caracterização geomorfológica das lagoas de Iguatu, com indicativos dos seus aspectos evolutivos e sua repercussão regional. Metodologicamente foram realizados levantamentos bibliográfico, documental e cartográfico, associados com levantamentos de campo realizados em todo o município, e etapas de laboratório, com ênfase no uso de técnicas de geoprocessamento. Como resultados tem-se a caracterização e análise da dinâmica geomorfológica, direcionada à bacia hidrográfica do rio Jaguaribe e sua correlação com a morfogênese das bacias lacustres de Iguatu. A (geo)conservação das lagoas se apresenta como algo fundamental, pois se apresentam excepcionalmente em um contexto regional majoritário de semiaridez, configurando-se como um importante fator ambiental para a qualidade de vida e como parte do patrimônio natural do estado do Ceará e do Nordeste brasileiro.

Palavras-chave: Bacia Sedimentar. Bacia Hidrográfica. Bacia lacustre. Patrimônio Natural. Geodiversidade.

1. Introdução

A margem equatorial brasileira desenvolveu-se como uma margem continental do tipo transformante, tendo sua evolução geológica sido dominada por distensão oblíqua e movimentos transcorrentes, os quais, neste trecho partido do megacontinente Gondwana, fomentaram uma ruptura predominante na direção leste-oeste (ZALÁN, 2012).

À medida que a América do Sul e a África se separavam e o oceano Atlântico Equatorial era formado, a deriva continental processou-se também na direção E-W; consequentemente, movimentos transcorrentes dextrais, puros e oblíquos se estabeleceram e formaram várias bacias sedimentares que constituem atualmente a margem transformante equatorial do Brasil (ZALÁN, 2012), parte delas se estabeleceu na zona costeira (bacias marginais), parte no interior do continente (bacias interiores da placa) (POPP, 2012), além das mais antigas, as bacias intracratônicas.

As bacias sedimentares interiores da região Nordeste do Brasil, especificamente, apresentam menor extensão e foram formadas através do preenchimento sedimentar de áreas deprimidas resultantes de atividades tectônicas, durante ou após a fragmentação do Gondwana, possuindo uma sequência sedimentar basicamente de idade mesozoica a cenozoica (SOARES, 2015).

Dentre as várias bacias sedimentares originadas neste contexto há as bacias de Sousa, Triunfo e Pombal (conjunto geralmente designado como bacias do Rio do Peixe), Araripe, Cedro, São José do Belmonte, Mangabeira, Lavras da Mangabeira, Iborepi, Rio dos Bastiões, além das bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó, também conhecidas genericamente como bacias do Iguatu (CARVALHO; MELO, 2012).

As bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó, todas localizadas na região centro-sul do estado do Ceará, posicionadas em cotas baixas, entre 150 e 300 metros (DANTAS et al., 2014), são áreas sedimentares adjacentes, fortemente controladas pelas estruturas tectônicas do embasamento pré-cambriano (FRANÇOLIN; SZATIMARI, 1987). Conforme Arima (2007), suas litologias possibilitam a interpretação ampla de ambientes de deposição formados por canais, barras cascalhosas e planícies de inundação. Estas rochas foram depositadas em um embasamento cuja estrutura tectônica se configura em blocos falhados e afundados escalonadamente, formando semi-grábens alongados (CARVALHO; MELO, 2012).

Nesse contexto tectônico está o atual território de Iguatu, emoldurado por rochas cristalinas, com terrenos majoritariamente formado pelo afloramento de rochas sedimentares da bacia homônima (CPRM, 2003), pontuado por lagoas de diversos tamanhos, notadamente vistas com maior frequência na sua sede municipal, nas proximidades do rio Jaguaribe; um quadro interconectado.

A presença de lagoas em um contexto majoritário de semiaridez, como se dá na região centro-sul do Ceará, é algo excepcional; contudo, em que pese tal excepcionalidade, sua importância hidroclimatológica e histórica, dentre outras, não há registros na literatura científica de estudos sobre as lagoas do município de Iguatu-CE, que tenham base na análise da bacia sedimentar e na bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, associando-as à formação das bacias lacustres e suas lagoas.

Assim, visando realizar uma contribuição na construção dessa análise, o objetivo deste trabalho é apresentar uma caracterização geomorfológica das lagoas de Iguatu, com indicativos dos seus aspectos evolutivos e sua repercussão regional.

2. Materiais e Métodos

O roteiro metodológico desenvolvido para buscar o supracitado objetivo é de abordagem qualitativa, sendo compartimentado em duas linhas: (1) embasamento teórico-conceitual, que abordou as temáticas geológica, geomorfológica e geoconservacionista; (2) contingente técnico-científico, subdividido em etapas imbricadas, inter-relacionadas, de gabinete, campo e laboratório.

Em gabinete realizou-se os levantamentos bibliográfico e documental de materiais publicados em periódicos nacionais e internacionais, livros e capítulos, além de títulos legais vigentes; bem como um levantamento cartográfico da região centro-sul do Ceará, com ênfase no município de Iguatu. Posteriormente, em gabinete, foram analisadas de forma conjunta e sistemática, os dados dos levantamentos, dos trabalhos de campo e das análises em laboratório.

No levantamento bibliográfico realizou-se consulta específica aos periódicos nas áreas de Geociências, Geografia e Ciências Ambientais, principalmente, ao passo que a maioria dos materiais está disponibilizada nas plataformas Google Scholar, SciELO e Periódicos CAPES. A Biblioteca Digital Brasileira de Teses e Dissertações (BDTD-IBICT) também foi consultada. O levantamento cartográfico se constituiu em mapas temáticos e imagens de satélite para realizar os trabalhos de campo e, posteriormente, contribuir na elaboração dos mapas temáticos.

Em laboratório, o mapeamento foi elaborado através do software ArcGIS, aplicativo ArcMap, módulo central onde foram confeccionados os mapas, realizada a edição e a exportação dos dados georreferenciados. Nas atividades de campo foram feitos registros fotográficos, das características topográficas, dos relevos e seus contatos, além da determinação das coordenadas UTM dos elementos abordados, sendo utilizados os seguintes equipamentos: aparelho GPS Garmin, altímetros de precisão, bússola, câmeras fotográficas, clinômetro medidor de altura, lupa de bolso, cartas e mapas temáticos, martelos geológicos estratigráfico e ígneo; além de trenas.

Por fim, as atividades de laboratório consistiram em análises detalhadas, tanto de material impresso quanto digital de diversos mapas, incluindo o mapa geológico do estado do Ceará, na escala 1:500.000; mapa morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba (CPRM, 2003), cartas topográficas da SUDENE (1977), escala de 1:100.000.

3. Bases geológicas regionais

O município de Iguatu localiza-se na região centro-sul do Ceará. Atualmente este município conta com uma população estimada em 101.386 habitantes, distribuída em uma área de 1.029,214 km^2, portanto, com média de 93,76 habitantes por km^2, predominantemente urbana (IBGE, 2020). Com precipitações anuais entre 750-850 mm, temperaturas médias do ar acima de 26º, caracterizando, portanto, um clima tropical quente semiárido (SILVA; CAVALCANTE, 2004), o município de Iguatu, em contraponto a esse contexto hidroclimático (**Figura 1**) apresenta, no total, 11 (onze) lagoas principais.

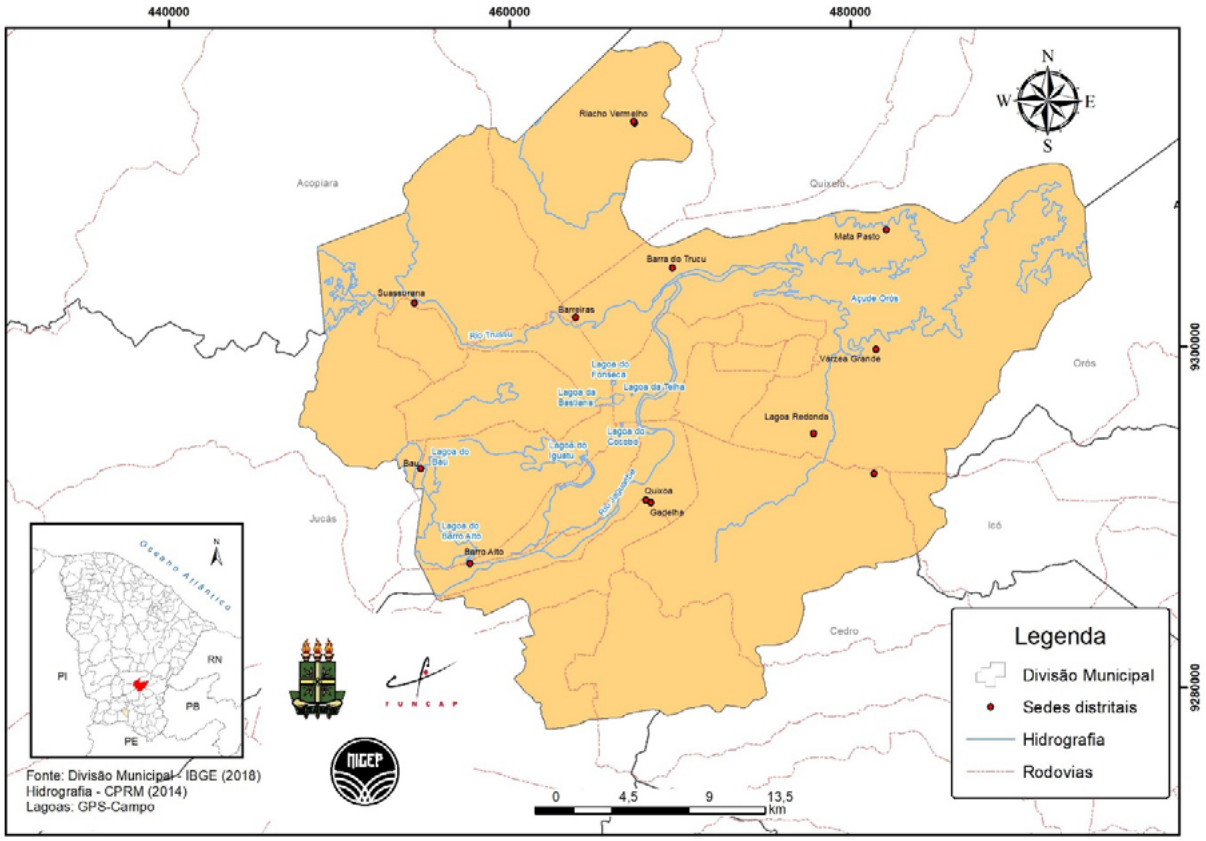


Figura 1: Mapa de Localização do município de Iguatu e suas lagoas, região centro-sul do Ceará. Elaboração: autores. Fonte: IBGE (2019); CPRM (2014).

As bacias sedimentares da região centro-sul do Ceará (**Figura 2**) constituem um conjunto de quatro bacias: Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó, ocorrem no domínio Orós-Jaguaribe (situado entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Portalegre) do sistema orogênico Borborema (HASUY, 2012), distribuídas em depressões descontínuas, limitadas por terrenos formados por rochas cristalinas emersas, expostas na região correspondente à bacia hidrográfica do rio Jaguaribe. Dentro de um quadro tectono-sedimentar, as 4 bacias implantaram-se durante eventos mesozoicos relacionados à formação do Atlântico Sul (AGUIAR et al., 2006), apresentando uma considerável correlação litoestratigráfica.

A área total da bacia sedimentar de Iguatu, especificamente, é de aproximadamente 780m2 (CARVALHO, 1996), onde ocorrem rochas clásticas (conglomerados, brechas e arenitos), distribuídas, principalmente, próximas às zonas de falhamento que as limitam (limites meridionais e setentrionais da bacia). Por sua vez, nas áreas mais centrais da bacia de Iguatu, ou afastadas das falhas ativas durante a sedimentação (onde está a sede municipal), ocorrem arenitos finos, siltitos, folhelhos, argilitos, calcários e margas (CARVALHO; MELO, 2012).

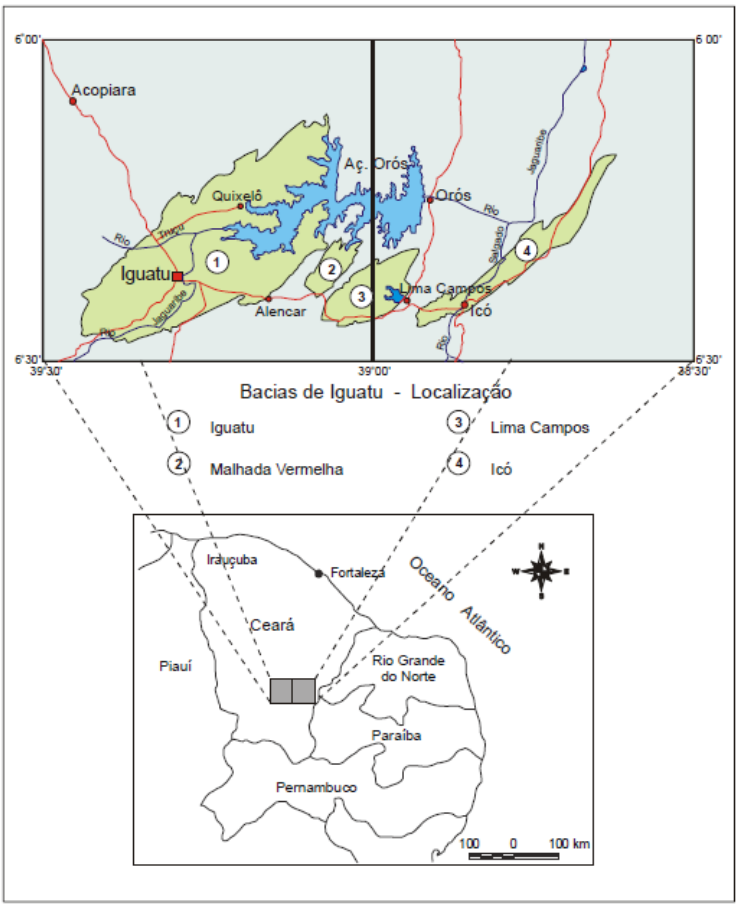


Figura 2: Localização das bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó. Fonte: Aguiar et al. (2006).

Tais litologias possibilitam a interpretação de ambientes de deposição formados por canais, barras cascalhosas e planícies de inundação (ARIMA, 2007), notadamente associadas à cursos d'água, depositadas em um embasamento cuja estrutura tectônica se configura em blocos falhados e afundados escalonadamente, formando semi-grábens alongados, uma estrutura fundamental na definição da geometria das bacias (CARVALHO; MELO, 2012).

Em termos paleontológicos, segundo Carvalho (1996), a bacia de Iguatu e várias outras bacias interiores, como a bacia Rio do Peixe (PB), possuem ampla variedade de icnofósseis de invertebrados e vertebrados, fósseis de invertebrados, vertebrados e vegetais, além de polimorfos e microfósseis; característica importante para a recomposição da história geológica da região.

Por outro lado, em termos litoestratigráficos, a primeira individualização das rochas sedimentares que compõem a bacia de Iguatu se deu sob a designação de formação Iguatu (anos 1940). Duas décadas depois, se subdividiu a formação Iguatu três membros: Inferior, Médio e Superior; e nos anos 1970 houve a proposição formal de grupo Iguatu, dividido em 3 formações: Quixoá, Malhada Vermelha e Lima Campos, da base para o topo (ARIMA, 2007).

Atualmente, a bacia sedimentar de Iguatu apresenta uma litoestratigrafia formada pelas formações (da base para o topo): Icó, Malhada Vermelha e Lima Campos (CPRM, 2003). A espacialização dessas formações está apresentada na **Figura 3**.

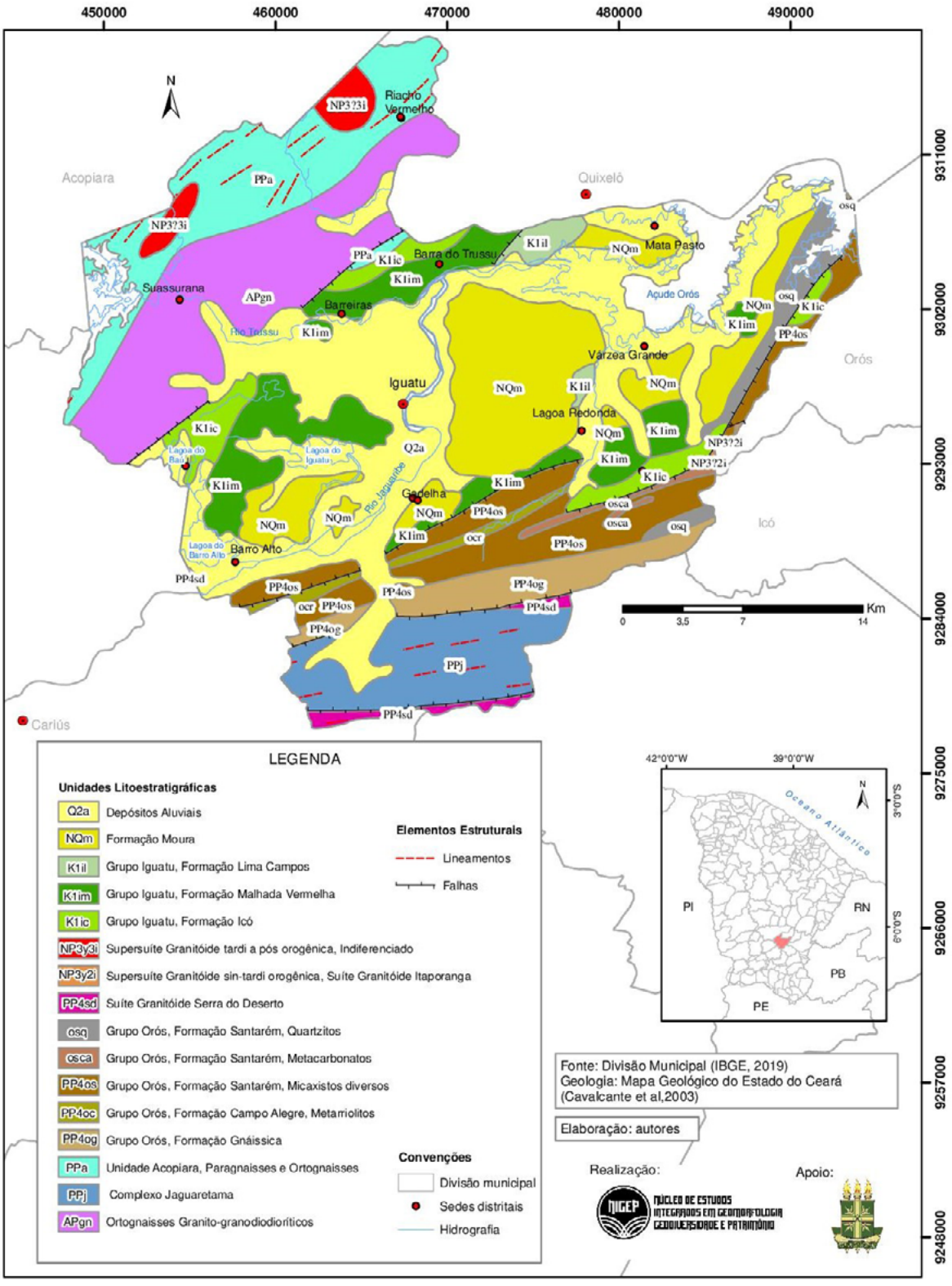


Figura 3: Mapa Geológico do município de Iguatu. Elaboração: autores. Fonte: CPRM (2003); IBGE (2019).

Como se observa no mapa geológico, as litologias mais recentes apresentam um relativo padrão espacial nos seus afloramentos, com os depósitos aluviais no centro do município, mormente associados ao rio Jaguaribe, com um canal fluvial do tipo meandrante (SUGUIO, 2003) em Iguatu; portanto, com seu leito formando meandros condicionados pelos afloramentos das rochas da formação Moura; ambos, mais recentes e formando a maior parte dos afloramentos da bacia, sendo margeados pelos afloramentos das formações do grupo Iguatu.

Este predominante quadro sedimentar de Iguatu encontra-se margeado por litologias mais antigas, ao oeste por rochas arqueanas; e ao sul/leste por rochas paleoproterozoicas do Grupo Orós (sobretudo). Significativa importância para o contexto geomorfológico está nos contatos dos "domínios" sedimentares e cristalinos de Iguatu, os quais se dão por extensas e bem demarcadas linhas de falha, de direção E-O, no sul do município (LIMA; MOURA-FÉ; PINHEIRO, 2019); mudando para a direção NE-SO nos setores setentrionais de Iguatu; ao passo que os terrenos para sul e norte, a partir do centro sedimentar, apresentam de maneira geral, altitudes cada vez maiores, tendo as linhas de falha como importantes demarcadores desse quadro altimétrico.

Em suma, o arcabouço estrutural dos terrenos faz com que o município de Iguatu se apresente como um grabén no centro, onde estão as partes mais baixas do município, bordejado por *horts*, paulatinamente mais elevados nas suas bordas, ou seja, uma estrutura adequada para receber águas nas partes centrais do município. Essa configuração é facilmente perceptível quando se faz o trajeto das rodovias vindas do sul do Ceará (vindo pela localidade de Umarizeira, Cariús), passando pela sede municipal, indo na direção de Acopiara.

4. Contexto geomorfológico associado

Inserido na bacia do Atlântico Nordeste (BARTORELLI, 2012), no centro do contexto litológico-estrutural do município de Iguatu está o leito do rio Jaguaribe e seus afluentes, um contexto dotado de litologias cristalinas mais antigas e elevadas, perfazendo as bordas sul, sudeste, leste; norte, nordeste (vide mapa geológico), demarcadas ainda por linhas de falhas dispostas no sentido E-O (parte sul do município) e NE-SO (das porções centrais e setentrionais); com os terrenos centrais mais baixos e compostos por rochas sedimentares, de idade mesozoica e relacionados ao Grupo Iguatu; e mais recentes, relativas à formação Moura e aos depósitos aluviais (formações mais superficiais também).

As águas superficiais que drenam o município de Iguatu, sobretudo aquelas relacionadas ao rio Jaguaribe, cuja dinâmica hidrográfica é fundamental para entender os processos morfodinâmicos posteriores aos processos de estruturação e formação da bacia sedimentar, por sua vez, são imprescindíveis para se entender a geomorfologia atual do município (**Figura 4**).

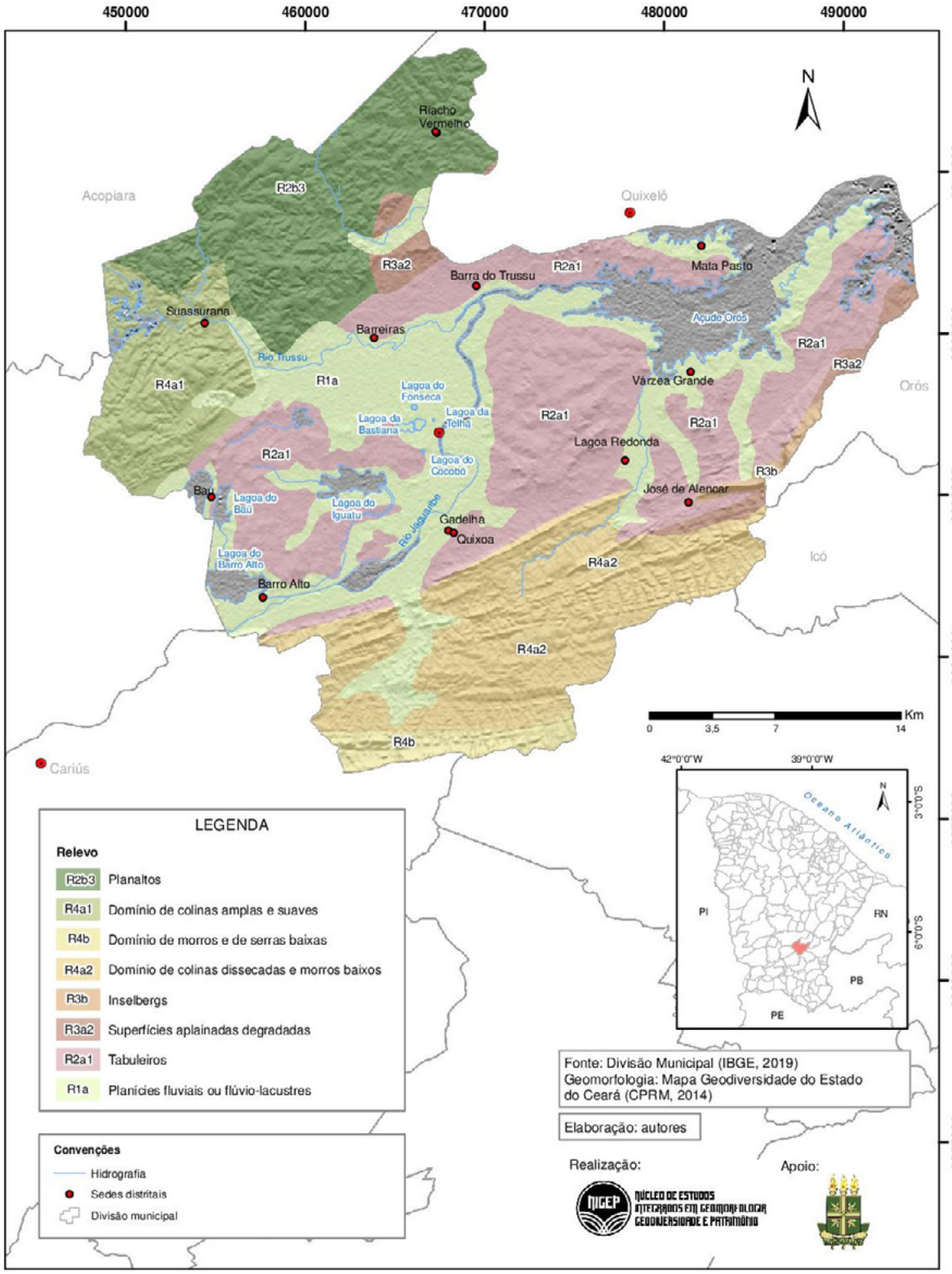


Figura 4: Mapa Geomorfológico do município de Iguatu. Elaboração: autores. Fonte: IBGE (2019); CPRM (2014).

Aliás, também observou-se em campo e em imagens de satélite a estreita proximidade e relação das lagoas com o rio, tanto em relação ao seu leito atual quanto ao que parece ter sido parte do seu paleoleito fluvial.

De maneira geral, as águas superficiais da bacia hidrográfica do Jaguaribe representam os principais agentes modeladores da paisagem do município de Iguatu. Nas partes centrais e mais baixas do município o rio Jaguaribe drena na direção SO-NE, não coincidentemente, o *trend* estrutural regional (FRANÇOLIN e SZATMARI, 1987; NOGUEIRA NETO et al., 1990; SANTOS et al., 2008).

Conforme Gatto et al. (1999) e Vasconcelos e Mendonça (1998), em termos geomorfológicos, as rochas cretáceas do Grupo Iguatu compreendem, num contexto amplo, um relevo plano em quase toda a sua extensão, são tabuleiros, limitados por escarpas mais ou menos íngremes, apresentando rampas nos contatos com as unidades mais rebaixadas (fluviais e flúvio-lacustres), gerando um padrão de drenagem local aproximadamente radial (do centro para as bordas), geralmente associadas com correntes fluviais (CHRISTOFOLETTI, 2000), fomentando o desenvolvimento de meandros no leito do rio Jaguaribe em Iguatu.

Aliás, vale acrescentar que as rochas do Grupo Iguatu também ocorrem como coberturas niveladas ao embasamento cristalino, formando manchas isoladas (VASCONCELOS; MEDONÇA, 1998), conforme pode ser visto na porção nordeste do município (vide mapa geológico), provavelmente indicando uma maior extensão da bacia em relação à sua área aflorante atual.

No contato dos tabuleiros com os relevos compostos por litologias cristalinas (colinas, planaltos, morros, inselbergues e serras) estão as notórias linhas de falha, estruturas associadas ao regime compressional (FRANÇOLIN e SZATMARI, 1987; SZATMARI et al., 1987; CLAUDINO-SALES e PEULVAST, 2007), que soergueu os terrenos limítrofes do município de Iguatu, demarcando espécies de *knick points* dos relevos, cada vez mais elevados nos sentidos: centro-norte e centro-sul.

Nesse contexto geomorfológico estreitamente associado à geologia regional, tem-se um relevo soerguido, portanto, de eminente cunho interfluvial associados às linhas de falhas (sobretudo) e juntas, por vezes, alongados; portanto, de origem estrutural e estão em estágio erosivo, sendo rebaixados, sobretudo, pelos afluentes do rio Jaguaribe e pelas águas dos escoamentos superficiais, que drenam, em última instância, na direção das porções mais centrais do município, onde está o leito do rio Jaguaribe.

Em suma, somando-se as características litoestruturais da bacia sedimentar de Iguatu e seu entorno cristalino, com a dinâmica geomorfológica fluvial e interfluvial da bacia hidrográfica do Jaguaribe, o resultado é o macro-relevo "baciado" do município (vide mapa geomorfológico), isto é, de bordas cristalinas, elevadas e relativamente impermeáveis, dispondo as águas superficiais ocorrentes sazonalmente para a porção central do município, segmento territorial topograficamente mais rebaixado, onde se estruturou o centro da bacia sedimentar e onde, não coincidentemente, o principal curso d'água da região centro-sul e do Ceará como um todo, conseguiu espaço para seguir seu curso (SO-NE) na direção das porções centrais do Estado, e no trajeto, fomentar a formação de diversas bacias lacustres.

5. As lagoas de Iguatu

O município de Iguatu apresenta um conjunto de 11 (onze) lagoas principais (**Quadro 1**) distribuídas em diversos segmentos do seu território, concentradas na sua sede municipal; com outras dispersas na sua zona rural, com destaque para a lagoa de Iguatu, maior acumulação d'água natural do estado (VIEIRA; BENVENUTI, 1998).

QUADRO 1
Lagoas do município de Iguatu

URBANAS			RURAIS		
	LAGOAS	**Altimetria***		**ZONA**	**Altimetria***
1	**Telha**	263 m	6	**Barro Alto**	-
2	**Bastiana**	266 m	7	**Quixoá**	-
3	**Fonseca**	263 m	8	**Saco**	-
4	**Cocobó**	269 m	9	**Baú**	-
5	**Julião**	-	10	**Algodão**	-
			11	**Iguatu**	267 m

Organização: autores. Fonte: *Dados coletados em campo.

As lagoas situadas na zona rural apresentam menor ocupação e um correlato grau maior de conservação ambiental, provavelmente devido ao distanciamento da sede municipal. Por sua vez, as lagoas situadas na cidade de Iguatu, estão associadas às formas de uso e ocupação do município desde o começo da sua história (IGUATU, 2020).

A origem de Iguatu está relacionada à lagoa da Telha, que favoreceu a fixação dos colonizadores, assegurando o abastecimento de água. Porém, além desta e das outras lagoas "urbanas" mencionadas e, provavelmente, de lagoas que devem ter sido extintas ao longo do processo de crescimento urbano, o rio Jaguaribe foi fundamental para o nascimento e o crescimento de Iguatu que, assim como outras cidades sertanejas, tiveram nos leitos dos principais rios do Ceará seus principais vetores para suas colonizações (SOUZA, 2005).

Para além desse papel histórico e socioeconômico, o rio Jaguaribe e suas águas parecem ter sido fundamentais também para o "nascimento" de várias de suas lagoas. Em linhas gerais, entende-se que a formação das bacias lacustres, se deu inicialmente a partir da configuração textural e estrutural das rochas (da bacia sedimentar e do seu entorno); passando pela morfodinâmica dos relevos sob a égide hidroclimática das águas da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe; tendo suas etapas genéticas culminantes se dando sob dois eixos principais:

A. Formação de lagoas em áreas deprimidas, seja pelo acúmulo de águas sobre terrenos mais impermeáveis ou a partir da ascensão das águas do lençol freático, sazonalmente, nos períodos de concentração das chuvas, ou, paleoambientalmente, em contextos mais úmidos e com maiores índices de precipitação no passado. A priori, esse processo seria mais possível para as "lagoas rurais", mais distantes do leito do rio Jaguaribe.

B. Conformação das bacias lacustres a partir de meandros abandonados do rio Jaguaribe e do seu principal afluente no município, o rio Trussu. Processo, possivelmente, mais relacionado às "lagoas urbanas", situadas nas proximidades do rio Jaguaribe, relacionadas à cidade de Iguatu.

São linhas de análise que estão sendo desenvolvidas, cujos resultados devem ser publicados nos próximos meses.

6. Considerações finais

A partir de uma caracterização geológica-geomorfológica do município de Iguatu, com base na configuração litológica, estrutural e geomorfológica associada, tem-se a composição de um rol de indicativos evolutivos das lagoas que pontuam esse importante município da região centro-sul do Ceará.

Entende-se que, em que pese o volume de informações adquiridas até aqui, dados e análises, em síntese, a resposta ao objetivo proposto, foi feita uma aproximação ao tema/área, ficando novas questões que estão sendo tratadas, aprofundadas e que deverão compor resultados mais embasados sobre a recomposição e entendimento da história natural desses importantes elementos da geodiversidade cearense, as lagoas de Iguatu; algo possível e necessário, dado o grau de degradação ambiental que pode ser verificado sob análises básicas.

Agradecimentos

Marcelo Martins agradece ao apoio concedido pelo Programa de Bolsas de Produtividade em Pesquisa, Estímulo à Interiorização e à Inovação Tecnológica (BPI 03/2018) da Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico – FUNCAP, através de auxílio financeiro (projeto nº BP3-0139-00130.01.00/18) à pesquisa e bolsa produtividade em pesquisa.

Lucilene Gomes agradece ao apoio concedido pelo Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica – PIBIC/URCA, na forma da bolsa de Iniciação Científica concedida à co-autora.

Os autores agradecem ainda aos demais pesquisadores e membros do Núcleo de Estudos Integrados em Geomorfologia, Geodiversidade e Patrimônio – NIGEP (URCA/CNPq).

Dedicado à memória e legado do professor Kenitiro Suguio.

Referências

AGUIAR, R. B. *et al.* **Estudos Hidrogeológicos de bacias sedimentares da região semi-árida do Nordeste brasileiro**. XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2006. Disponível em: https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/22996 Acesso em: 24 jun. 2021.

ARIMA, N. **Análise estratigráfica da bacia do Iguatu, CE** (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências da UFRGS, 2007.

BARTORELLI, A. Contexto geológico e evolução da rede hidrográfica do Brasil. In: HASUI, Y. *et al.* (Org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012, p. 574-610.

CARVALHO, I. S. **As pegadas de dinossauros da bacia de Uiraúna Brejo das Freiras (Cretáceo Inferior, estado da Paraíba).** In: Simpósio Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, p. 115-121, 1996.

CARVALHO, I. S.; MELO, J. H. G. Bacias interiores do Nordeste. In: HASUI, Y. *et al.* (Org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012, p. 502-509.

CHRISTOFOLETTI, A**. Geomorfologia**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 2000.

CLAUDINO-SALES, V. e PEULVAST, J-P. Evolução Morfoestrutural do Relevo da Margem Continental do Estado Do Ceará, Nordeste do Brasil. **Revista Caminhos de Geografia – UFU** (Uberlândia-MG), v. 7, n. 20, p. 1-21, 2007.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do estado do Ceará**. Escala 1:500.000. CD-ROM, 2003.

_____. **Mapa Geodiversidade do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2014.

DANTAS, M. E. *et al.* Origem das paisagens. In: BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B. (Org.). **Geodiversidade do estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2014, p. 35-60, 214 p.

FRANÇOLIN, J. B. L. e SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências – SBG** (São Paulo-SP), v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.

GATTO, L. C. S. *et al.* **Diagnóstico ambiental da bacia do Rio Jaguaribe**. Salvador: 1999, p.

HASUY, Y. Sistema Orogênico Borborema. In: HASUI, Y. *et al.* (Org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012, p. 254-288.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística / Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Malha Municipal**. Rio de Janeiro: IBGE, 2019.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Cidades IBGE**: Banco de dados. Disponível em http://www.cidades.ibge.gov.br Acesso em: 15 nov. 2020.

IGUATU. Prefeitura Municipal de Iguatu. **A Cidade**. Disponível em: http://iguatu.ce.gov.br/a-cidade/ Acesso em: 23 abr. 2020.

LIMA, L. G.; MOURA-FÉ, M. M.; PINHEIRO, M. V. A. Caracterização geológica do município de Iguatu, Ceará. In: CARACRISTI, I.; LIMA, E. C.; SOBRINHO, J. F. **Perspectivas da geografia física do nordeste brasileiro: produção e desafios**, v. 1, p. 313-318. ISBN 9788567960272. Sobral: Sertão Cult, 2019. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/335528604_CARACTERIZACAO_GEOLOGICA_DO_MUNICIPIO_DE_IGUATU_CEARA Acesso em: 24 jun. 2021.

NOGUEIRA NETO, J. A.; TORQUATO, J. R.; MACAMBIRA, M. J. B. e ARTHAUD, M. H. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Granja (CE). **Revista de Geologia – UFC** (Fortaleza-CE), v. 3, p. 5-18, 1990.

POPP, J. H. **Geologia geral**. 6 ed. Rio de Janeiro: LTC, 2012.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; SCHMUS, W. R. V. e NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 271–284, 2008.

SILVA, J. B.; CAVALCANTE, T. C. **Atlas escolar, Ceará**: espaço geo-histórico e cultural. João Pessoa: Grafset, 2004.

SOARES, R. C. Geologia e paleontologia da bacia sedimentar do Araripe. In: SEEMANN, J. *et al* (Org). **Geografias do Cariri**. Fortaleza: Expressão Gráfica, 2015.

SOUZA, M. S. Ceará: bases de fixação do povoamento e o crescimento das cidades. In: SILVA, J. B. *et al.* (Org.). **Ceará**: um novo olhar geográfico. Fortaleza: edições Demócrito Rocha, 2005.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O. e WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.

VASCONCELOS, A. M.; MENDONÇA, F. E. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Iguatu. Folha SB.24-Y-B. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 1998.

VIEIRA, A. T.; BENVENUTI, S. M. P. **Diagnóstico do município de Iguatu**. Programa de recenseamento de fontes de abastecimento por água subterrânea no estado do Ceará. Fortaleza: CPRM, 1998.

ZALÁN, P. V. Bacias sedimentares da margem equatorial. In: HASUI, Y. *et al.* (Org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA DE CANAIS DE LEITO MISTO DA VOLTA GRANDE, ALTO CURSO DO RIO URUGUAI, SUL DO BRASIL

Vitor Hugo Rosa Biffi
Universidade Estadual de Maringá
Av. Colombo, 5.790, Bloco 24, GEMA. Campus Universitário, Maringá - Paraná – Brasil. CEP: 87020-900
E-mail: vhugorosabiffi@gmail.com
Michael Vinicius de Sordi
Universidade Estadual do Oeste do Paraná
R. Maringá, 1200, Bloco 1. NEPA, Campus de Francisco Beltrão, Francisco Beltrão – Paraná – Brasil. CEP: 85605-010
E-mail: Michael.sordi@gmail.com
Julio Cesar Paisani
Universidade Estadual do Oeste do Paraná
R. Maringá, 1200, Bloco 1. NEPA, Campus de Francisco Beltrão, Francisco Beltrão – Paraná – Brasil. CEP: 85605-010
E-mail: juliopaisani@hotmail.com
Marcos Cesar Pereira Santos
Universidade Estadual do Oeste do Paraná
R. Maringá, 1200, Bloco 1. NEPA, Campus de Francisco Beltrão, Francisco Beltrão – Paraná – Brasil. CEP: 85605-010
E-mail: marcoscesar.arqueologia@gmail.com

Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
Universidade Estadual de Maringá
Av. Colombo, 5.790, Bloco 24, GEMA. Campus Universitário, Maringá - Paraná – Brasil. CEP: 87020-900
E-mail: nvlgasparetto@uem.br
Matheus Vinicius Santos
Universidade Estadual de Maringá
Av. Colombo, 5.790, Bloco 24, GEMA. Campus Universitário, Maringá - Paraná – Brasil. CEP: 87020-900
E-mail: Matheusvini.geo@gmail.com

Resumo

O presente estudo teve como objetivo a caracterização morfométrica de canais de leito misto na área de estudo. Deste modo, foram analisados os perfis longitudinais de três bacias de drenagem, visando identificar fatores que condicionam a sua morfologia. Além dos perfis longitudinais, foram elaborados gráficos de gradiente-área (ks), que junto com dados da geologia local, subsidiaram as análises. Os resultados indicam que a morfologia dos derrames exerce pouca influência na curvatura dos perfis, embora as rupturas de declive estão em sua maioria associadas aos contatos entre derrames. Já a relação gradiente-área indica que as menores declividades estão vinculadas a maior área de drenagem, estando de acordo com os pressupostos da Lei de Flint. O emprego da análise dos perfis de gradiente-área se mostrou como uma ferramenta potencial para identificação de rupturas de declive de menor magnitude ao longo de cursos d'água de leito rochoso de baixa ordem hierárquica.

Palavras-chave: Perfil longitudinal; Relação Gradiente-Área; Grupo Serra Geral, Planalto das Araucárias

1. Introdução

A gênese e evolução das formas de relevo é produto da combinação de processos de natureza endógena (passivos e ativos) e exógena, ambos exercendo influência na dinâmica da erosão, transporte e deposição de sedimentos. Em regiões tropicais e subtropicais úmidas, o sistema fluvial é reconhecido como um dos principais agentes modeladores do relevo: os canais fluviais atuam diretamente nos processos erosivos (degradacionais) e deposicionais (agradacionais) no vale fluvial, além de constituírem como níveis de base para a evolução das encostas (BARROS; MAGALHÃES JUNIOR, 2020; SUMMERFIELD, 2014; THOMAS, 1994).

No século XX, a geomorfologia fluvial se desenvolveu de modo significativo com a proposição formal de parâmetros morfométricos para o estudo de canais fluviais e das bacias de drenagem (e.g.: FLINT, 1974; J.T. HACK, 1973). Tais parâmetros foram sendo modificados ao longo do tempo, buscando precisão no estudo quantitativo da evolução do sistema fluvial. Ferramentas modernas para a extração e análise morfométrica dos sistemas fluviais, sobretudo aquelas aplicadas ao perfil longitudinal (índices SL, KSN, KSN derivado de chi, etc.) (PEIFER; CREMON; ALVES, 2020).

A aplicação de parâmetros morfométricos para a compreensão da dinâmica da rede de drenagem e análise morfoestrutural vem sendo comumente utilizada para a compreensão do relevo no Planalto das Araucárias, região sul do Brasil (DE SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015a, 2015b; FUJITA; PAISANI; PONTELLI, 2017; LIMA, 2012a, 2014; LIMA; BINDA, 2013). No Planalto Dissecado do Rio Iguaçu, parâmetros morfométricos foram aplicados no vale do alto rio Uruguai, na região da Volta Grande (BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019; BERTOLINI; DEODORO; ZAMBOT, 2021), cuja evolução geomorfológica passou a ser investigada em função dos achados arqueológicos associados à dinâmica fluvial e das encostas local (LOURDEAU et al., 2016). No caso dos estudos morfométricos, importantes contribuições foram alcançadas com tais estudos de caso, reconhecendo os aspectos morfológicos dos canais fluviais e as relações entre condicionantes lito-estruturais, tectônicos e climáticos, permitindo compreender o papel da erosão fluvial na evolução da paisagem em longo termo.

Na faixa subtropical brasileira, na região sul, encontra-se a Grande Província Ígnea do Paraná. Em escala regional, destaca-se o Planalto do Rio iguaçu--Uruguai, cuja morfologia moderna resulta da dissecação fluvial associada ao controle lito-estrutural dessa província, evidenciado principalmente pela rede de drenagem dos rios Pelotas, Capivaras e Lava Tudo (COSTA; BUSS; ROSA, 2018). Tais cursos fluviais seguem as orientações das principais linhas estruturais, em duas orientações principais e perpendiculares entre si: NE-SO e NO-SE. Assim, os canais apresentam profundo grau de entalhamento, com ocorrência frequente de meandros encaixados, adaptados ao sistema de diaclasamento ortogonal dos derrames do Grupo Serra Geral (COSTA; BUSS; ROSA, 2018; JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986).

Embora se reconheça o papel do controle lito-estrutural no oeste da bacia do rio Uruguai, pouco se sabe a respeito desse controle nos afluentes do rio Uruguai entre o rio Chapecó e o rio das Antas. Além disso, ainda não foram reconhecidos como os canais fluviais respondem ao controle lito-estrutural na área da Volta Grande, onde ocorre uma ampla variabilidade litológica e morfológica dos derrames basálticos do Grupo Serra Geral. É nesse contexto que se insere o presente trabalho, cujo objetivo principal é compreender a influência lito-estrutural no relevo local, sobretudo na rede de drenagem, buscando contribuir no estudo da evolução da paisagem local.

2. Área de Estudo

A Volta Grande corresponde a um trecho do alto curso do rio Uruguai com cerca de 200 km² de área (Figura 1). Engloba os municípios de Palmitos, São Carlos e Águas de Chapecó em Santa Catarina, e Alpestre no Rio Grande do Sul. Trata-se de um Trecho de Vazão Reduzida (TVR), em decorrência do barramento da Usina Hidrelétrica Foz do Chapecó (BERTOLINI; MACHADO; LIMA, 2016) e que é alvo dos estudos arqueológicos do Projeto POPARU (LOURDEAU et al., 2016).

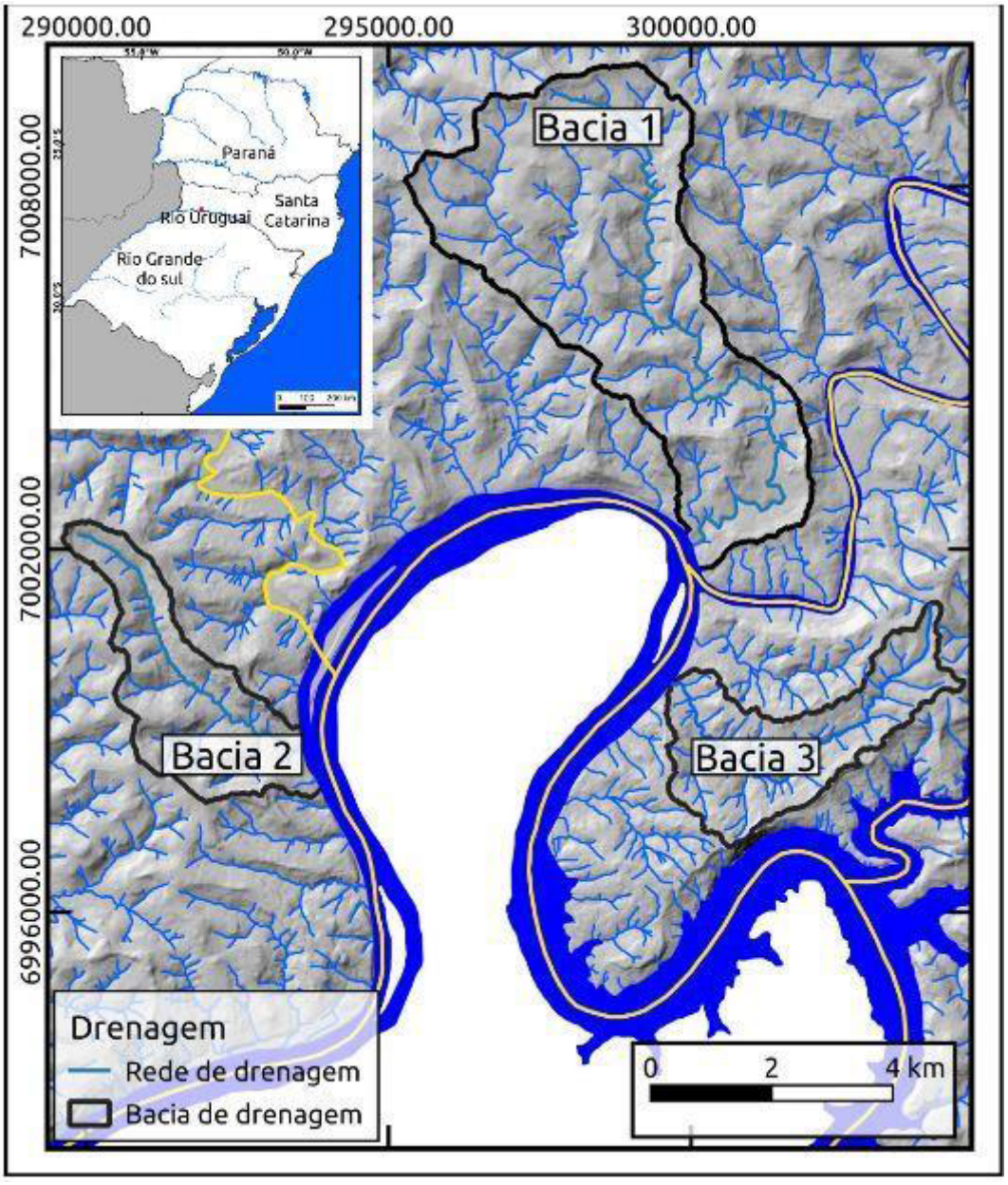


FIGURA 1: Localização das três bacias hidrográficas (1,2 e 3) na volta grande do rio Uruguai. Fonte: Arquivo dos autores.

Em escala regional, a área de estudo se insere no Planalto Dissecado do Rio Uruguai, localizado na região sul do Brasil, desenvolvido especialmente sobre as rochas efusivas básicas e ácidas do Grupo Serra Geral. Esse planalto representa uma área de maior dissecação do relevo em relação ao Planalto dos Campos Gerais no sudeste da Região Geomorfológica Planalto das Araucárias (PAISANI et al., 2019).

O relevo apresenta modelados de dissecação diferencial, dispostos em colinas alongadas e vales profundos, com desníveis acentuados entre os divisores e fundos de vale, que variam de 190 a 260 m (COSTA; BUSS; ROSA, 2018; JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986). Os interflúvios são estreitos, de topo plano ou levemente convexo, rompidos por encostas de forte declividade, que por vezes são interrompidas ao longo do declive por degraus que configuram patamares. O controle estrutural é nítido, seja pela efetividade da alteração dada pelas diferentes estruturas dos derrames ou pelo padrão de drenagem (COSTA; BUSS; ROSA, 2018).

O alto curso do rio Uruguai flui sobre rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral, de natureza básica e intermediária (basaltos, andesitos basálticos e andesitos), e ácidas (riolitos, riodacitos e dacitos). Na área da Volta Grande foram inicialmente individualizados dois tipos de derrames: tipo I e tipo II. Os derrames tipo I possuem menor espessura (15 a 35 m), exibindo um nível vesicular basal (50 cm), nível maciço pouco fraturado (10 a 25 m), nível com fraturas horizontais (2 a 4 m) e nível superior (topo) com vesículas/amígdalas milimétricas (1 a 2 m).

Já os derrames tipo II são mais espessos (30 a 50 m), exibindo um nível vesicular basal, ocasionalmente vesículas do tipo *pipe* (40 a 100 cm), um nível maciço constituído por três setores, sendo o primeiro nível colunado, apresentando fraturas verticais e ortogonais, com prismas regulares de 0,5 a ⅓ do derrame, o segundo nível apresentando entablamento irregular, contendo de 25 a 30 m de espessura e o terceiro nível, apresentando disjunção colunar (espessura média de 10 m). O topo é constituído do nível vesicular, com espessura que atinge até 10 m (GOMES, 1996).

Na área da Volta Grande, foram definidos ao menos 5 sequências de derrames, com contato definido tanto do tipo I quando do tipo II (BIFFI, 2021), embora se reconheça a possibilidade de ocorrência de até 11 derrames individualizados por feições de interação vulcano-sedimentares com base nos mapeamentos disponíveis na literatura (Figura 2 e 3). Nesse último caso, tratam-se de derrames de difícil individualização em campo, uma vez que as feições de interação vulcano-sedimentares ocorrem em lentes descontinuas lateralmente (DIAS; PARISI, 2007).

Os derrames tipo I e tipo II ocorreriam interdigitados, sendo correspondentes tanto as fácies geoquímicas quanto as formações litoestratigráficas Paranapanema e Pitanga (DIAS; PARISI, 2007). Dessa forma, derrames tipo I foram posteriormente interpretados como derrames tipo *pahohoe* tabular, enquanto os derrames II seriam correspondentes a derrames *rubbly pahoehoe* (BIFFI, 2021).

As principais formações superficiais encontradas na área são os Latossolos e Nitossolos nas áreas de relevo plano, e Neossolos e Cambissolos nas áreas mais dissecadas. Depósitos de colúvio e alúvio, além de solos antropogênicos são encontrados nos fundos de vale, com idades que remetem ao final do Pleistoceno e ao Holoceno (SANTOS, 2018). A rede de drenagem na volta grande é constituída tanto por canais rochosos quanto aluviais (BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019; SANTOS, 2018).

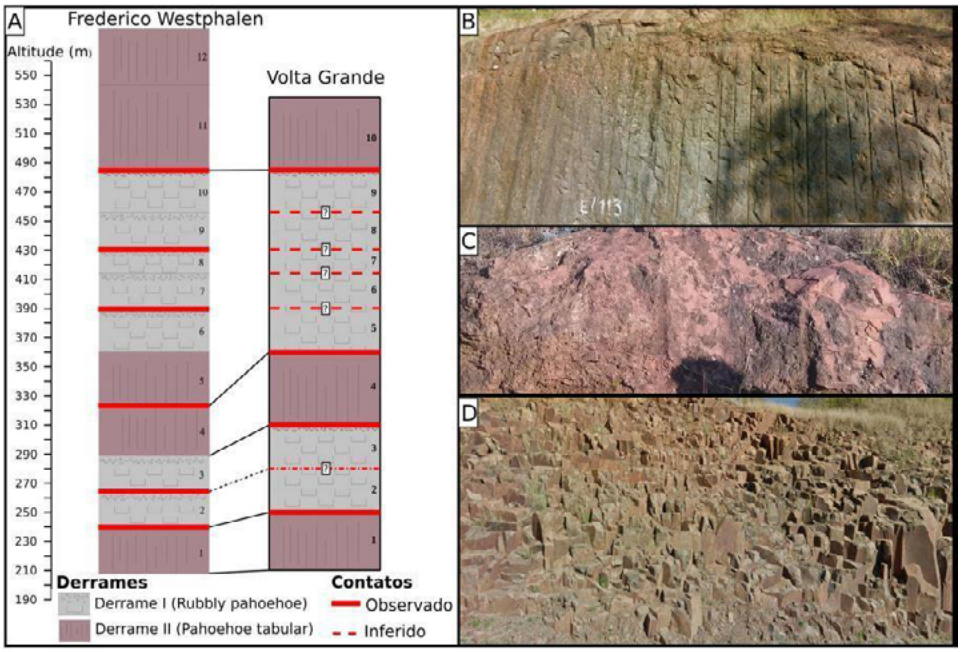


FIGURA 2: Coluna litoestratigráfica da sequência de derrames I e II na área de estudo (A). Diferentes derrames: Derrame tipo I, com fácies maciça pouco fraturado e brecha vulcano-sedimentar no topo (B); Detalhe de brecha Vulcano-sedimentar no topo do derrame tipo I (C) Derrame tipo II, exibindo fácies com disjunção colunar (D). Fonte: Arquivo dos autores.

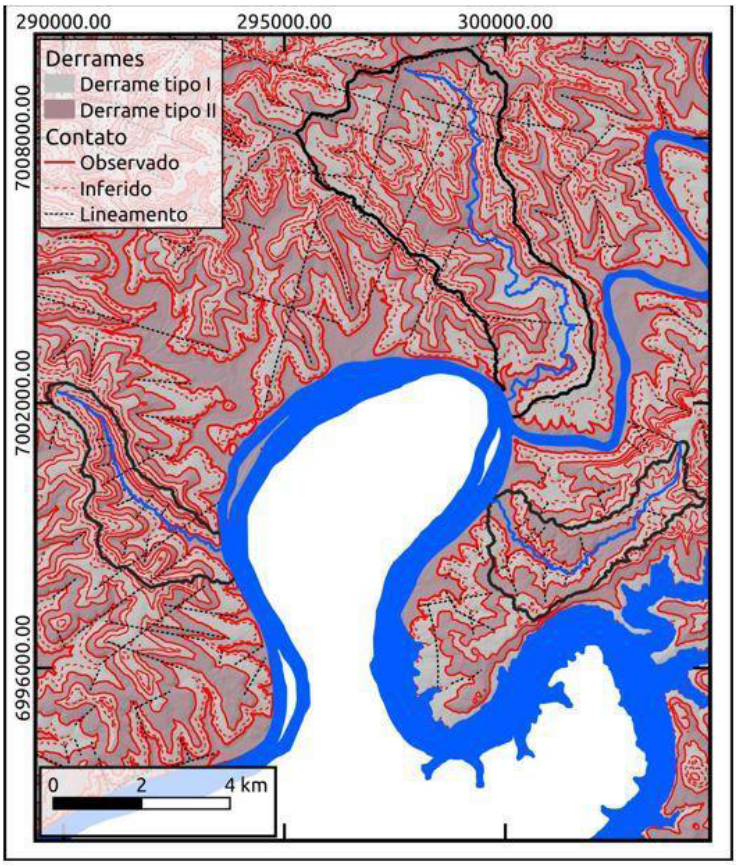


FIGURA 3: Mapa com a distribuição espacial dos derrames (tipos I e II) na área estudada com os respectivos contatos, definidos em campo ou inferidos por meio de SIG.

3. Materiais e Métodos

O presente estudo se baseia na aplicação de parâmetros morfométricos em três bacias hidrográficas, aqui denominadas 1,2 e 3; e revisão bibliográfica. A partir dos dados morfométricos levantados foram construídos perfis longitudinais (1), e gráficos de gradiente-área (ks) (2).

Os dados morfométricos foram obtidos a partir de produtos de sensoriamento remoto, tendo como base o produto do Levantamento Aerofotogramétrico de Santa Catarina, incluindo o modelo digital de elevação com resolução espacial de 1 metro (MDE/SC), derivado do conjunto de ortofotos coloridas com escala 1:10.000 de resolução do terreno (Ground Sample Distance – GSD), com 0,39 metro de resolução. O Modelo Digital de Terreno MDE/SC é projetado em DATUM horizontal SIRGAS 2000 com sistema de projeção UTM (Fuso 22 Sul) e sistema de altitudes ortométricas (H) modelo geoidal EGM2008.

Os parâmetros morfométricos para a elaboração dos perfis longitudinais foram obtidos manualmente no software Qgis 3.10. Inicialmente, foram extraídos isolinhas do MDE/SC com intervalo altimétrico de 5 m. Posteriormente, foram determinadas as distâncias dos trechos dos canais com a distância regular de 5 metros de altitude. Os dados brutos foram exportados para planilha e elaborado os perfis longitudinais, onde o eixo das ordenadas correspondes as altitudes (m) e o eixo das abscissas a extensão do curso fluvial (m).

Os parâmetros necessários para a elaboração dos gráficos de gradiente-área foram calculados no Topotoolbox, versão 2.3 (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). A morfologia dos canais foi analisada em perfis longitudinais e gráficos de gradiente-área. O ks(n), ou índice de inclinação normalizado (WOBUS et al., 2006; KIRBY; WHIPPLE, 2012), permite comparar cursos d'água e identificar setores de declividade anômala, e inclusive, quebras de equilíbrio no perfil, que por sua vez podem ou não constituir knickpoints, knickzones ou quebras de relevo. O gradiente do canal (S) é inversamente proporcional a área por ele drenada (A). Diante disso, o valor de ks(n) é determinado a partir da equação (1) (Lei de Flint (FLINT, 1974)):

$$S = ksA\text{-}\theta \text{ à } ks(n) = S/A\text{-}\theta \qquad (1)$$

Onde 'S' corresponde ao valor de gradiente, 'A' à área a montante do trecho analisado e 'θ' ao índice de concavidade (m/n) (HACK 1957; SNYDER et al., 2000; WOBUS et al., 2006; KIRBY, WHIPPLE, 2012). Geralmente, o θ de referência para rios de leito rochoso varia entre 0,4 e 0,6 (KIRBY, WHIPPLE; 2001). Os valores de θ utilizados foram calculados automaticamente no próprio Topotoolbox apenas para o canal principal.

Nos perfis também foram localizados os knickpoints, obtidos a partir da função knickpointfinder do Topotoolbox 2.3 (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). No presente estudo foram considerados knickpoints com desníveis altimétricos maiores que 5 m.

4. Resultados e Discussões

De maneira geral os perfis longitudinais dos canais nas bacias analisadas exibem morfologias escalonadas. A morfologia escalonada ocorre principalmente devido à ocorrência de rupturas de declive (knickpoints e knickzones) e a intercalação de trechos ora côncavos, ora convexos (Figura 4).

Tal diferença de morfologia nos perfis longitudinais pode ser decorrente de mudanças na resistência a erosão do substrato, aporte de sedimentos e/ou água em confluências ou ainda influência da tectônica (KIRBY; WHIPPLE, 2001; LIMA, 2012a, 2014, 2009; SEIDL; DIETRICH; KIRCHNER, 1994; WHIPPLE, 2002, 2004). Perfis escalonados em canais rochosos que drenam os litotipos da Província Ígnea do Paraná vem sendo interpretados como decorrentes das diferenças morfológicas e estruturais das litofácies que constituem os derrames do Grupo Serra Geral (FLORES; LIMA; OLIVEIRA, 2017; LIMA, 2012a, 2014, 2009; LIMA; BINDA, 2013, 2015).

Nos casos estudados, verificam-se que segmentos côncavos ocorrem tanto em derrames tipo I quanto derrames do tipo II. Em ambos os derrames são verificadas fácies vesiculares e níveis fraturados no topo das fácies maciça, correlacionáveis a ocorrência de trechos côncavos devido a menor resistência a erosão em basaltos com essa textura (LIMA, 2012b; LIMA; FLORES, 2017).

Já os setores convexos ocorrem preferencialmente em segmentos de knickzones nos trechos iniciais dos canais sobre os derrames tipo I. Nesse caso, a ausência ou extensão limitada de fraturas podem favorecer a maior resistência a erosão fluvial e por consequência desenvolver os knickzones. Por outro lado, são reconhecidos localmente trechos convexos em derrames do tipo II na Bacia 3, também associado a knickpoints (Figura 4). Nesses casos, verifica-se que tais feições ocorrem preferencialmente em zonas de contatos entre derrames, que podem estar controlando essas rupturas de declive.

Segmentos convexos desvinculados de knickzones/knickpoints ocorrem no setor jusante das três bacias de drenagem. De fato, em trechos com alta potência de fluxo, a erosão de longo termo nos basaltos pode impedir a ocorrência de knickzones (LIMA; BINDA, 2013), enquanto trechos com potência de fluxo limitado tendem a permitir a manutenção de knickzones. Assim, os trechos a jusante, que apresentam maior vazão em razão da confluência de canais, podem ter erodido as rupturas de declive e formando segmentos convexos. Além disso, é possível que esse trecho esteja associado a ausência de nível fraturado no topo do derrame 1 (GOMES, 1996). Como a ocorrência fraturas verticais favorecem a maior erodibilidade do substrato, os níveis maciços, por outro lado, oferecem menor resistência a erosão fluvial. A ação da erosão diferencial entre os níveis maciços e fraturados são os principais condicionantes das rupturas de declive.

Já os knickpoints ocorrem principalmente em zonas de contato entre derrames, embora seja necessário atestar as informações em campo, uma vez que os limites dos derrames superiores foram inferidos em gabinete. Se confirmado a existência de tais derrames, os knickpoints se desenvolveram devido a maior heterogeneidade de estruturas que ocorre no substrato desses trechos (LIMA; BINDA, 2013; LIMA; FLORES, 2017).

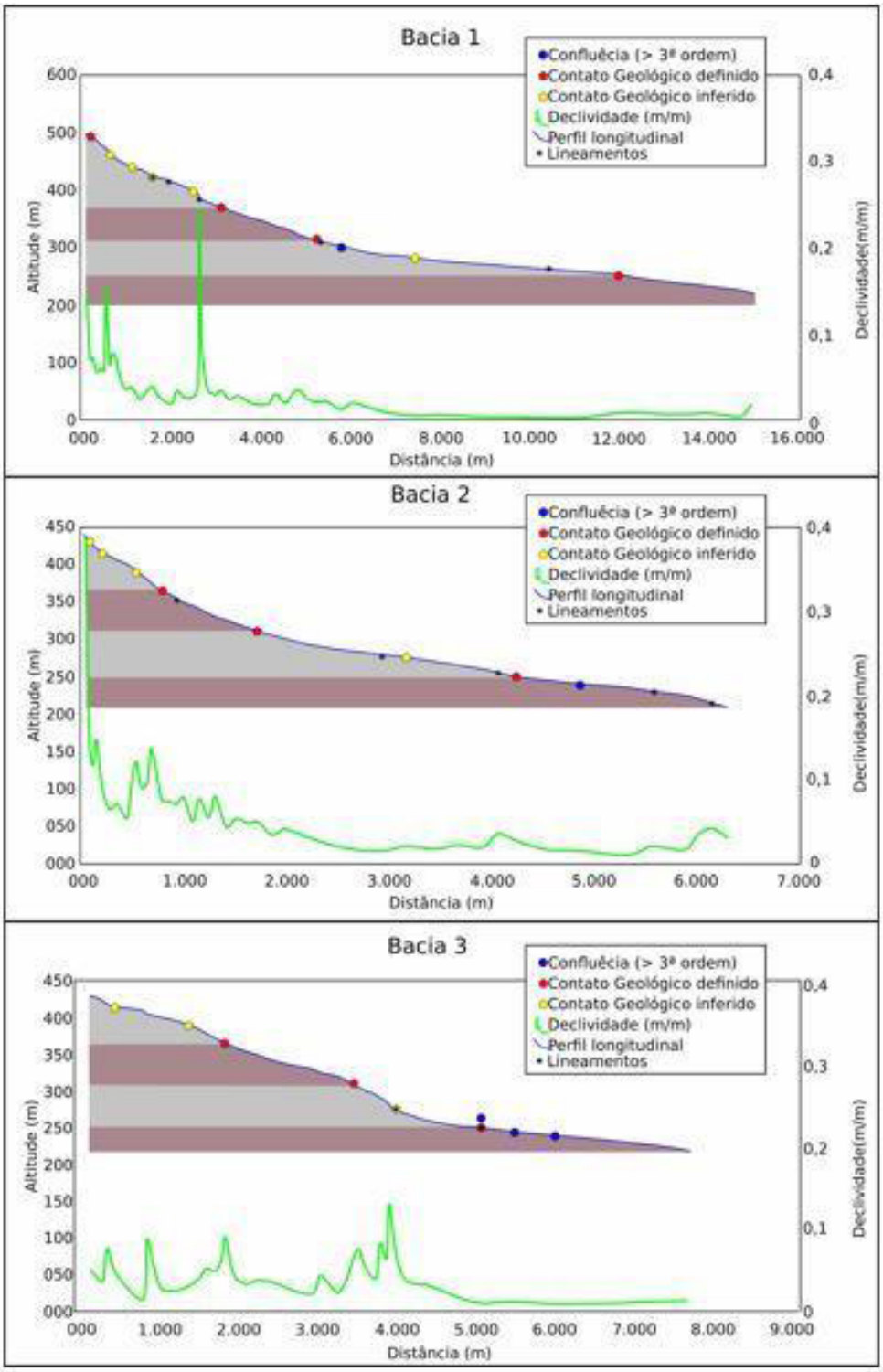


FIGURA 4: Perfis longitudinais das bacias 1, 2 e 3. Fonte: Arquivo dos autores.

Os índices de inclinação calculados para as bacias aqui consideradas (1, 2 e 3) foram respectivamente: 45,68; 6,38; e 0,02 (Figura 5). Já em relação aos índices de concavidade (θ) também se verificou diferença entre as bacias, sendo os valores de θ de -0,54 para o curso principal da Bacia 1; -0,36 no tronco principal da Bacia 2 e -0,012 para o curso principal da Bacia 3 (Figura 5). Com base na aplicação da função gradiente-área, a redução do gradiente em função do aumento da área da bacia de drenagem é mais evidente nas bacias 1 e 2 se comparado a Bacia 3.

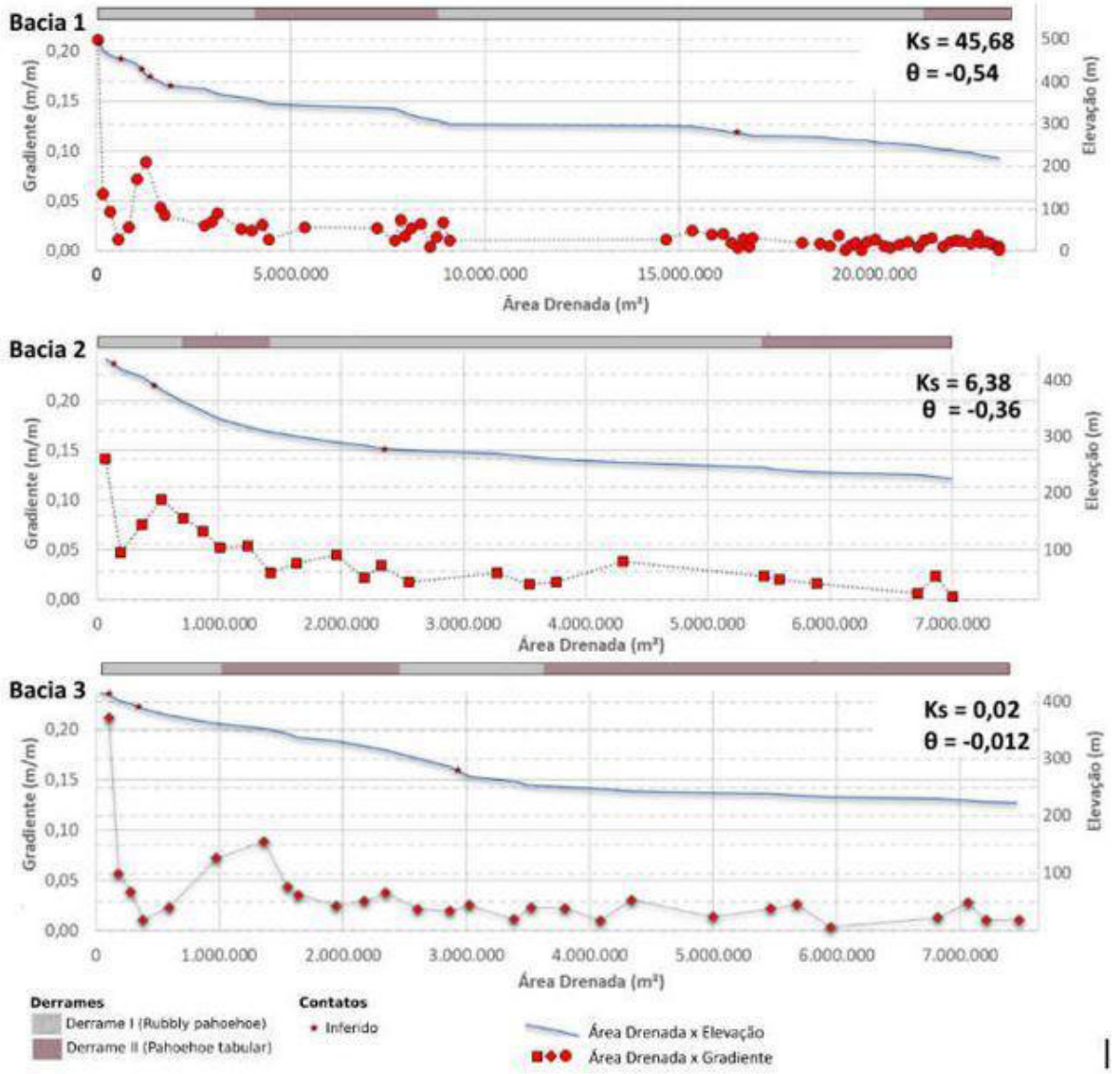


FIGURA 5: Gráficos de gradiente-área-elevação no canal principal das três bacias analisadas. Fonte: Arquivo dos autores.

Se por um lado a associação faciológica dos diferentes derrames da Volta Grande não apresentaram correlações claras com a morfologia dos perfis longitudinais, a função gradiente-área apresentou resultados coerentes nas bacias 1 e 2. Conforme observado na análise dos perfis longitudinais, a bacia 3 apresenta o maior número absoluto de rupturas de declive e maior dispersão na plotagem da relação declive-área, porém com pequena variação de gradiente. Da mesma forma, o trecho médio-jusante do canal principal dessa bacia apresenta perfil suave, o que explica o baixo valor de ks.

Do ponto de vista teórico, o gradiente diminui a jusante, com o aumento da área drenada, uma vez que esses trechos apresentam maior vazão. Na área de estudo, de fato, os trechos com menor gradiente ocorrem a jusante dos canais nas três bacias analisadas. A redução do gradiente do perfil longitudinal a jusante é comumente associada ao aumento da vazão devido à entrada de grandes

afluentes, o que promoveria maior erosão e mudança da declividade e do perfil (LIMA; FLORES, 2017). De fato, os setores com menores declividades ocorrem em trechos associados a confluência de canais de >3ª ordem hierárquica (Figura 4). Entretanto, como não se tem dados de vazão dos canais, foi estabelecido uma relação indireta entre a área da bacia de drenagem e a declividade dos canais (relação gradiente-área).

O aumento no gradiente e vazão, até um certo limiar crítico, acarretam o aumento na taxa de erosão fluvial em longo termo. Da mesma forma, a erosão fluvial de longo termo é mais efetiva em trechos com maior densidade de fraturas (FLORES; LIMA; OLIVEIRA, 2017; LIMA; BINDA, 2013). Assim, seria esperado que as menores declividades ocorressem nos derrames tipo II, uma vez que esses apresentam maior densidade de fratura e feições de resfriamento como disjunção colunar e entablamento em leque, mais susceptíveis a erosão por arranque (plucking) e não dependeriam exclusivamente da abrasão. Porém, no presente estudo, verificou-se que as menores declividades ocorrem tanto nos derrames tipo I quando tipo II. Portanto, uma vez que em ambos os casos a redução das declividades ocorrem a jusante, é possível que esse aspecto esteja relacionado a outros elementos hidrogeomorfológicos, como o aumento da descarga a jusante, juntamente com a diminuição do tamanho do material sedimentar do leito (CHARLTON 2008).

A noção de estado de equilíbrio em perfis longitudinais côncavos vem sendo respaldadas (BULL, 1979; PHILLIPS; LUTZ, 2008) e a forma dos perfis é resultado dos processos climáticos, litológicos, sedimentares, tectônicos e da geometria hidráulica de longo termo (SEIDL; DIETRICH; KIRCHNER, 1994; SINHA; PARKER, 1996). Portanto, segmentos côncavos ou convexos em relação a um perfil de estado estacionário idealizado são considerados ajustes transitórios de natureza tectônica ou ambiental (PAZZAGLIA, 2013).

4. Considerações Finais

O emprego de técnicas de análise morfométrica mostrou que na região da Volta Grande do rio Uruguai a rede de drenagem evolui condicionada por fatores lito-estruturais. Os diferentes tipos de derrames, tipo 1 e tipo 2 são os principais responsáveis pelas rupturas de declive de maior magnitude.

Quanto a morfologia dos perfis longitudinais, na área de estudo não foi verificado uma associação clara entre tipos de derrame e a morfologia. Setores convexos ocorrem tanto em derrames tipo-1 quanto em derrames do tipo-2.

O emprego da análise dos perfis de gradiente-área se mostrou como uma ferramenta com potencial para identificação de rupturas de declive de menor magnitude ao longo de cursos d'água de leito rochoso de baixa ordem hierárquica. Comparada a análise visual de rupturas de declive no perfil, essa técnica se mostrou muito mais sensível a pequenas variações ao longo do canal.

Agradecimentos

Agradecemos ao CNPq (Processos nº 301039/2008-6 e nº 404592/2016-3) e a CAPES pela política de distribuição de periódicos por acesso remoto via Café, além do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (UEM) e Núcleo de Estudos PaleoAmbientais (UNIOESTE-FB) pela estrutura física disponibilizada.

Referências

BARROS, L. F. De P.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Introdução. In: MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; BARROS, L. F. De P. (org.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020. p. 9–21.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; BOETTCHER, N. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO BARRA GRANDE – OESTE DE SANTA CATARINA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 3–17, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i1.1506.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; ZAMBOT, N. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DA VÁRZEA-ALTO RIO URUGUAI (RS). **Geosciences**, Rio Claro, v. 40, n. 1, p. 83–99, 2021. DOI: 10.5016/GEOCIENCIAS.V40I1.15146.

BERTOLINI, W. Z.; MACHADO, I; L., G. L. D. Morfoscopia e Morfologia da Cobertura Pedológica às Margens do Rio Uruguai no Oeste de Santa Catarina. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 3, p. 71–78, 2016. DOI: 10.11137/2016_3_71_78.

BIFFI, V. H. R. **Geologia, Geomorfologia e Geoarqueologia da Volta Grande, alto curso do rio Uruguai, sul do Brasil.** 2021. Relatório de Qualificação (Doutorado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringa, 2021.

BULL, W. B. Threshold of critical power in streams. **Bulletin of the Geological Society of America**, [S. l.], v. 90, n. 1, p. 453–464, 1979. DOI: 10.1130/0016-7606(1981)92<311:TOCPIS>2.0.CO;2.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2007

COSTA, R. C. R. D.; BUSS, M. D.; ROSA, R. de O. Geomorfologia. In: SEPLAN/FIBGE (org.).. **FOLHA SG. 22 Curitiba, parte da folha SG. 21 Asunción e folha SG. 23 Iguapé: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. 2a ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2018. p. 351–442.

DE SORDI, M. V; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do Relevo em áreas de tríplice divisor de águas Regional - O caso do Planalto De Santa Catarina: Análise da rede hidrográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, n. 3, p. 3, 2015. a. DOI: 10.20502/rbg.v16i3.653.

DE SORDI, M. V; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do Relevo em áreas de tríplice divisor de águas Regional - O caso do Planalto De Santa Catarina: Uma Análise Morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologi**a, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 3, 2015. b. DOI: 10.20502/rbg.v16i4.791.

DIAS, Adalberto de A.; PARISI, Giovani N. **Programa Geologia do Brasil, Projeto Geologia para Apoio aos Arranjos Produtivos de Gemas do Rio Grande do Sul, RS; Frederico Westphalen, folha SG.22-Y-C-II**. 1. ed. Porto Alegre: CPRM-Geological Survey of Brazil, 2007.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, [S. l.], v. 10, n. 5, p. 969–973, 1974. DOI: 10.1029/WR010i005p00969.

FLORES, D. M.; LIMA, A. G.; OLIVEIRA, D. D. Rupturas De Declive Fluvial Em Basaltos Hipoialinos. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, v. 96, p. 91–111, 2017.

FUJITA, R. H.; PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. COMPARTIMENTAÇÃO FLUVIOMORFOMÉTRICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHAPECÓ, PRIMEIRA APROXIMAÇÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, n. 3, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i3.1019.

GILBERT, G. K. **Report on the Geology of the Henry Mountains (Utah)**. Washington DC, 1877. DOI: https://doi.org/10.3133/70039916.

GOMES, M. E. B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – Região de Frederico Westphalen (RS)**. 1996. Tese (Doutorado em Geociências), Programa de Pós-Graduação em

Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

HACK, John Tilton. **Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland.** US Government Printing Office, 1957.

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

JUSTUS, J. O.; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M. Geomorfologia. In: SEPLAN/FIBGE (org.). **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 313–404.

KIRBY, E; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 415, 2001. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009

LEITE, P. F; SOHN, S. Vegetação: As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos - Estudo Fitogeográfico. In: SEPLAN/FIBGE (org.). **Folha SG.22 Curitiba, parte da folha SG. 21 Asunción e folha SG. 23 Iguapé: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. 3. ed. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2018. p. 653–761.

LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation, and grade. **PROCEEDINGS OF THE AMERICAN PHILOSOPHICAL SOCIETY**, v. 123, n. 2, p. 168–202, 1979.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Mapa Geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná**: Nota Explicativa. Curitiba: Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná - ITCG, 2018.

LIMA, A. G.. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Revista Brasileira de Geociencias**, São Paulo, v. 42, n. SUPPL.1, p. 34–41, 2012. a. DOI: 10.5327/Z0375-75362012000500004.

LIMA, A. G. Uso Da Relação Declive-Área Para Avaliação De Interferências Neotectônicas Em Perfil Longitudinal De Rio. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 32, n. 2, p. 158, 2014. DOI: 10.4025/bolgeogr.v32i2.18848.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 262–270, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.10.004.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Paraná Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 86–94, 2015. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.02.004.

LIMA, A. G.; FLORES, D. M. River slopes on basalts: Slope-area trends and lithologic control. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 76, p. 375–388, 2017. DOI: 10.1016/j.jsames.2017.03.014.

LIMA, A. G. **Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná.** Tese (Doutorado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, p. 220, 2009.

LOURDEAU, Antoine *et al.* Pré-história na foz do rio Chapecó. **Revista Cadernos do Ceom,** Chapecó, v. 29, n. 45, p. 220–242, 2016. DOI: 10.22562/2016.45.09.

PAISANI, J. C.; SANTOS, L. J. C.; GOUDARD, G.; GOULART, A. Á.; Biffi, V. H. R. Subtropical Araucaria Plateaus. In: SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. (org.) The Physical Geography of Brazil. Cham: Springer, 2019. p. 21-39.

PAZZAGLIA, F. J. Fluvial Terraces. In: Shroder (org.). **Treatise on Geomorphology**. : Elsevier Inc., 2013. v. 9p. 379–412. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00248-7.

PEIFER, D.I; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a

partir de MDEs: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 1, p. 117–138, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1732.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology,** v. 102, n. 3–4, p. 554–566, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.05.042.

ROSSATO, M. S. **Os Climas do Rio Grande Do Sul : Variabilidade, Tendências E Tipologi**a. 2011. 240p. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

ROSSETTI, L; LIMA, E. F.; WAICHEL, B. L.; HOLE, M. J.; SIMÕES, M. S.; SCHERER, C. M. S. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 98–114, 2018. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008.

SANTOS, M. C. P. **Geoarqueologia da área da Volta Grande do Alto Rio Uruguai, Sul do Brasil: morfoestratigrafia, geocronologia e sequência arqueológica da Foz do rio Chapecó**. 2018. Tese (Doutorado em Quaternário e Pré-história), Università degli Studi di Ferrara UNIFE - Muséum national d'Histoire naturelle - MNHN, Ferrara, 2018.

SCHWANGHART, Wolfgang; SCHERLER, Dirk. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2014.

SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E.; KIRCHNER, J. W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. **Journal of Geology**, v. 102, n. 4, p. 457–474, 1994. DOI: 10.1086/629686.

SINHA, S. K.; PARKER, G. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. **Water Resources Research**, v. 32, n. 5, p. 1417–1428, 1996. DOI: 10.1029/95WR03819.

SNYDER, N. P. *et al.* Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000.

STEVAUX, J. C; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial.** 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2014. DOI: 10.4324/9781315841182.

TEIXEIRA, M. B.; COURA NETO, A. B. Vegetação: As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos - Estudo Fitogeográfico. In: EPLAN/FIBGE (org.). **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. 1. ed. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1986. p. 541–632.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: A study of weathering and denudation in low latitudes.** Chichester: John Wiley & Sons, Ltd, 1994.

WHIPPLE, K. X. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. B2, 2002. DOI: 10.1029/2000jb000044.

WHIPPLE, K. X. BEDROCK RIVERS AND THE GEOMORPHOLOGY OF ACTIVE OROGENS. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 151–185, 2004. DOI: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth,** v. 104, n. B8, p. 17661–17674, 1999. DOI: 10.1029/1999jb900120.

WOBUS, C. W.; TUCKER, G. E.; ANDERSON, R. S. Selfðformed bedrock channels. G**eophysical Research Letters**, v. 33, n. 18, p. L18408, 2006. DOI:10.1029/2006GL027182, 2006

CARSTE EM LITOLOGIAS NÃO CARBONÁTICAS NA REGIÃO DO DOMO DE ITABAIANA-SERGIPE

Heleno dos Santos Macedo
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: helenosamac@gmail.com
Hélio Mário de Araújo
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: heliomarioaraujo@yahoo.com.br
Luana Pereira Lima
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: Luana.pl.lua@gmail.com

Resumo

Em Sergipe, o ambiente cárstico encontra-se ameaçado pelo uso e ocupação do solo que tem se intensificado de forma desordenada ao longo do tempo histórico, sobretudo nas duas primeiras décadas do atual século. Atualmente, reconhece-se que, a paisagem cárstica está presente em diversas litologias, não cabendo, apenas, aos processos de dissolução ocorrentes em rochas carbonáticas, com diferenças no papel desempenhado pelo intemperismo químico e físico. Portanto, o presente trabalho tem como objetivo apresentar uma breve caracterização das feições subsuperficiais do carste não-tradicional, manifestados na área do Domo de Itabaiana, abrangendo os municípios de Itabaiana, Ribeirópolis e Frei Paulo. Para cumprimento dos objetivos, tornou-se imprescindível a revisão bibliográfica, o levantamento cartográfico e, principalmente, a realização de trabalho de campo. No estado de Sergipe, existem três áreas com feições típicas do carste desenvolvidas em outras litologias, a exemplo do arenito, metagrauvaca, folhelho, granito, quartzito, entre outros tipos. As áreas compreendem os setores: carste não tradicional do Alto Sertão, carste do Domo de Itabaiana e carste dos Palmares. O carste não-tradicional do Domo de Itabaiana, encontra-se constituído por seis cavidades, distribuídas no maciço da serra de Itabaiana (as Gruta do Encantado e Enganados e a Toca Desenganada), na serra da Onça em Frei Paulo (Toca da Onça) e em Ribeirópolis, nas imediações da serra do Machado (Abrigo Pilões).

Palavras-chave: Carste não-tradicional; Domo de Itabaiana; Endocarste; Sergipe.

1. Introdução

Atualmente, reconhece-se que, a paisagem cárstica está presente em diversas litologias, não cabendo, apenas, aos processos de dissolução ocorrentes em rochas carbonáticas, com diferenças no papel desempenhado pelo intemperismo químico e físico (TRAVASSOS, 2010).

Estudos espeleológicos mostram que existem cavernas localizadas em diferentes áreas do planeta apresentando estágios evolutivos bem desenvolvidos em outros tipos de rochas (arenitos, quartzitos, gnaisses, micaxistos, basaltos, formações ferruginosas, rochas vulcânicas alcalinas), indicando, sem dúvida, uma extensão do uso do termo aplicado a outras rochas, em que os processos espeleogenéticos não estão, seguramente, relacionados com dissolução (como ocorre nas rochas carbonáticas).

No estado de Sergipe, existem três áreas com feições típicas do carste desenvolvidas em outras litologias, a exemplo do arenito, metagrauvaca, folhelho, granito, quartzito, entre outros tipos. As áreas compreendem os setores: carste não tradicional do Alto Sertão, carste do Domo de Itabaiana e carste dos Palmares (MACEDO, 2019) – figura 01.

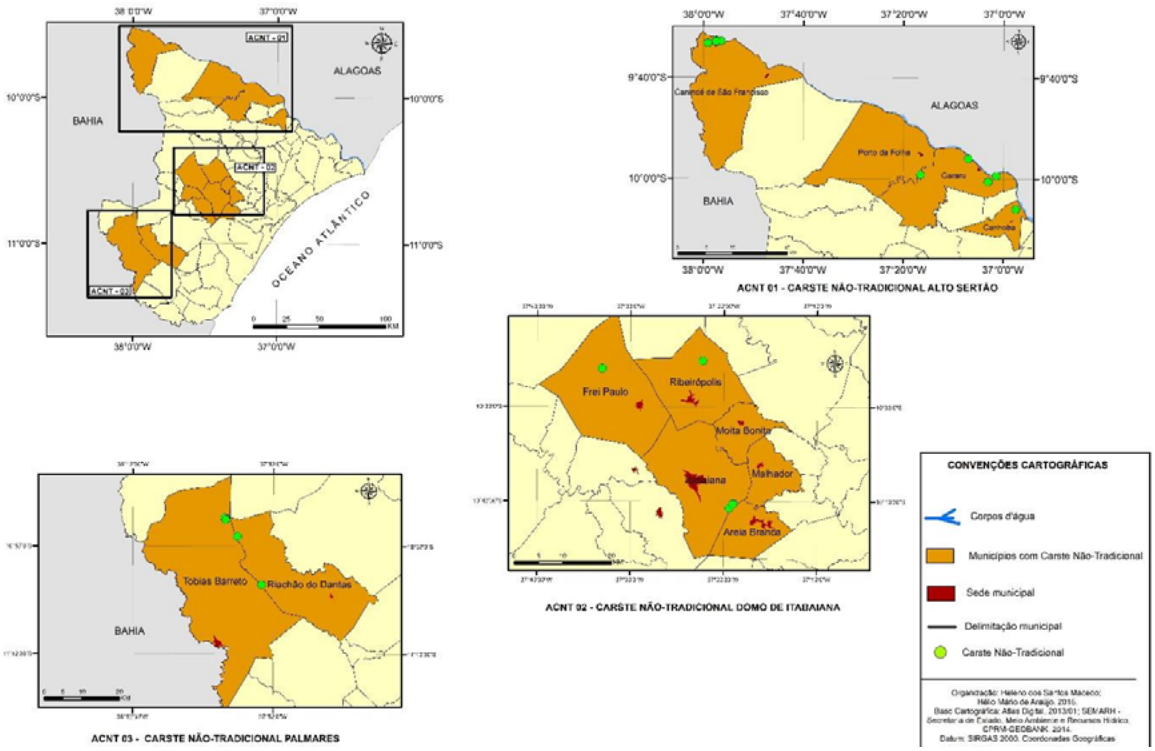


Figura 01 – Carste não-tradicional em Sergipe.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

Assim, considerando a relevância científica do estudo, a pesquisa apresenta, uma caracterização dos processos geoespeleológicos do carste não-tradicional manifestados na área de abrangência do Domo estrutural de Itabaiana em Sergipe.

2. Metodologia

O Carste não-tradicional do Domo de Itabaiana abrange os municípios de Itabaiana, Frei Paulo e Ribeirópolis, localizados no Território do Agreste Central Sergipano. Na condução da pesquisa, buscou-se apoio metodológico nas Teorias Geral dos Sistemas e dos Sistemas Dinâmicos não-lineares para melhor compreender a organização do espaço geográfico local. O trabalho de campo, realizado em 6 campanhas, mostrou-se eficaz, sendo etapa fundamental para o levantamento de dados primários e elucidação dos fatos, até então, desconhecidos sobre a realidade subterrânea do carste não-tradicional local e, associado a ele, o levantamento da literatura especializada para suporte teórico-metodológico de sustentação as bases empíricas, além do levantamento cartográfico para subsidiar na elaboração dos mapas temáticos.

A caracterização geológica e compartimentação litoestrutural dos ambientes cársticos, baseou-se nos dados da CPRM, complementados com as atividades de campo, onde priorizou-se os seguintes parâmetros: constituição litológica (considerando as suas propriedades em face das manifestações da dinâmica externa e interna); grau de solubilidade; resistência mecânica; posição estratigráfica e hipsométricas em relação a outras sequencias rochosas; grau de litificação; porosidade; densidade; composição química; orientação, e direcionamento dos lineamentos estruturais que comandam as disposições do quadro morfoestrutural.

No mapeamento das feições cársticas, fez-se uso de medições sucessivas de *Global Positioning system (GPS)* contendo altímetro digital embutido, com posterior geração de mapas. Para auxiliar na descrição das cavidades naturais, realizou-se mapeamentos topográficos e morfológicos de alguns setores internos, visando a elaboração de plantas, perfis longitudinais e seções transversais dos diferentes padrões de formas. O mapa temático foi elaborado com o apoio da cartografia digital e ferramenta computadorizada.

3. Resultados e discussões

O carste não-tradicional do Domo de Itabaiana, encontra-se constituído por seis cavidades, distribuídas no maciço da serra de Itabaiana (as Gruta do Encantado e Enganados e a Toca Desenganada), na serra da Onça em Frei Paulo (Toca da Onça) e em Ribeirópolis, nas imediações da serra do Machado (Abrigo Pilões).

Essas cavidades se desenvolvem na Formação Itabaiana, cuja parte basal, expressa na paisagem as maiores elevações topográficas da região, destacando-se no cenário morfológico a serra de Itabaiana com aproximadamente 659 metros de altitude, a leste da cidade de Itabaiana, onde ocorrem abundantes afloramentos dos metapsamitos, típicos na litoestratigrafia local.

Na área, observa-se a não-conformidade no contato estratigráfico entre o ortognáisse do embasamento rochoso, que aflora na parte central do Domo estrutural, e os metarenitos conglomeráticos com corpos lenticulares de metaconglomerados polimíticos suportados pela matriz da Formação Itabaiana (figura 02).



Figura 02 - Mergulho das camadas de metarenitos na gruta dos Enganados na Serra de Itabaiana. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

A principal cavidade, nesse setor, é a gruta dos Encantados, que apresenta uma projeção horizontal de 50 metros. A formação dessa cavidade no metarenito exibindo dois salões e em um desnível de 6 metros, decorreu do deslocamento e acomodação de blocos (MACEDO,2019).

Nessa Gruta, os espeleotemas mais frequentes são os coraloides e escorrimentos serrilhados nas paredes, resultantes do processo de carstificação do metarenito. Devido a composição mineralógica da rocha, os espeleotemas evoluem lentamente, se tornando incipientes, quando comparados com os espeleotemas desenvolvidos em cavidades de rochas carbonáticas (figura 03).



Figura 03 - Erosão diferencial observada na Gruta dos Encantados, modelando as estratificações do metarenito, com o aparecimento de aberturas no material rochoso. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

No município de Frei Paulo, identificou-se uma cavidade no cume da Serra da Onça, que segundo relatos dos moradores do povoado Alagadiço, já serviu, no passado histórico da região, de esconderijo para o famoso cangaceiro Lampião, em meados da década de 1930 do século XX (figura 04).



Figura 04 – Vista frontal da caverna Toca da Onça, localizada no município de Frei Paulo/SE. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

A denominação "Toca da Onça", deve-se ás pequenas dimensões da cavidade em torno 4 metros de extensão. Sua estrutura encontra-se na Formação Frei Paulo, com desenvolvimento horizontal de 2 metros, sem descontinuidade e declividade. A Toca da onça se desenvolve no metarenito, intercalado com filito em toda sua estrutura. No conduto subterrâneo não apresenta nenhum tipo de espeleotemas. Seu principal uso, limita-se ao abrigo de espécies distintas, nas quais, se destacam morcegos hematófagos (cuja fonte de alimento é sangue) da espécie *Desmodus rotundus* e raposa-vermelha *(Vulpes vulpes).*

No município de Ribeirópolis, localizado a noroeste do município de Itabaiana, identificou-se a cavidade Abrigo Pilões, situada às margens do riacho Pilões. Esse abrigo possui desenvolvimento horizontal de 3 metros, não possui descontinuidade, mas apresenta declinação de 1 metro. Originou-se na Formação Ribeirópolis, composta, principalmente, por filitos, filitos seixosos, metagrauvacas, metagrauvacas seixosas e metaconglomerados polimíticos, além de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias xistificadas, muito subordinada. Na estrutura do abrigo, registra-se, apenas, a metagrauvaca, sem a ocorrência de espeleotemas em toda sua extensão, e bem assim, o seu uso por espécies animas (figura 05).



Figura 05 – Abrigo Pilões localizado no município de Ribeirópolis/SE. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

4. Considerações finais

O carste não-tradicional na área de abrangência do Domo de Itabaiana não apresenta feições do endocarste bem desenvolvidas. No tocante as cavidades, seu desenvolvimento horizontal oscila entre 2 a 50 metros, formados a partir da acomodação de blocos decorrentes de atividades tectônicas ou mesmo, pelo seu desprendimento e rolamento devido a processos erosivos diferenciados.

Nas cavidades da Serra de Itabaiana existem espeleotemas do tipo coraloides que se desenvolveram a partir da carstificação do metarenito. Na Toca da Onça e Abrigo Pilões, não se constatou ocorrência de espeleotemas.

Portanto, nas cavidades do estado de Sergipe, nota-se que, a principal função das cavidades, é possibilitar em suas estruturas o desenvolvimento de espécies animais distintos, se constituindo algumas delas num verdadeiro berçário para a vida no entorno onde as mesmas estão localizadas.

Referencias

MACEDO, H. S. **Ambientes Cársticos em Sergipe:** vulnerabilidade e instrumentos para sua gestão. São Cristóvão, 2019. Tese doutorado (Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe.

SANTOS, R. A. et. al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe**. Brasília: CPRM, 2001.

TRAVASSOS, L. E. P. **Considerações sobre o carste da região de Cordisburgo, Minas Gerais, Brasil**. Belo Horizonte: Tradição Planalto, 2010.

CARSTE NÃO-TRADICIONAL NO TERRITÓRIO DO ALTO SERTÃO SERGIPANO - BRASIL

Heleno dos Santos Macedo
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: helenosamac@gmail.com
Hélio Mário de Araújo
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: heliomarioaraujo@yahoo.com.br
Luana Pereira Lima
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: Luana.pl.lua@gmail.com

Resumo

Em Sergipe, Nordeste do Brasil, o ambiente cárstico encontra-se ameaçado pelo uso e ocupação do solo que tem se intensificado de forma desordenada ao longo do tempo histórico, sobretudo nas duas primeiras décadas do atual século. Diante disso, o presente trabalho tem como objetivo apresentar uma breve caracterização das feições superficiais e subsuperficiais do carste não-tradicional, manifestados na área do Território do Alto Sertão Sergipano, abrangendo os municípios de Canindé de São Francisco, Gararu, Porto da Folha e Canhoba. Para cumprimento dos objetivos, tornou-se imprescindível a revisão bibliográfica, o levantamento cartográfico e, principalmente, a realização de trabalho de campo. No estado de Sergipe, existem três áreas com feições típicas do carste desenvolvidas em outras litologias, a exemplo do arenito, metagrauvaca, folhelho, granito, quartzito, entre outros tipos. As áreas compreendem os setores: carste não tradicional do Alto Sertão, carste do Domo de Itabaiana e carste dos Palmares. A discussão aqui apresentada, baseia-se na perspectiva de proporcionar informações que sirvam para futuras propostas de planejamento ambiental, direcionando as ações para uma gestão eficaz das áreas cársticas não-tradicionais sergipanas.

Palavras-chave: Carste não-tradicional; Alto Sertão Sergipano; Exocarste; Endocarste.

1. Introdução

As paisagens cársticas de Sergipe possuem relevância para vários ecossistemas, inclusive, o humano. Entretanto, o aumento da ocupação desordenada de áreas cársticas no Estado, tem se configurado como um problema ambiental diante dos impactos causados durante esse processo sobre a fauna, flora, exocarste e endocarste abrangendo as águas subterrâneas. Áreas cársticas pela sua fragilidade ambiental, necessitam de boas propostas de planejamento para uma apropriação adequada, e que mitigue impactos derivados do processo de ocupação.

As cavernas, em sua maioria, são frutos das ações e forças que atuam no planeta há milhões de anos, sendo resultado de um lento e delicado processo de desconstrução e consequente reconstrução do meio ambiente. Sua existência, na maioria dos casos, está intimamente ligada a um tipo de terreno que é internacionalmente conhecido como carste.

Estudos espeleológicos mostram que existem cavernas localizadas em diferentes áreas do planeta apresentando estágios evolutivos bem desenvolvidos em outros tipos de rochas (arenitos, quartzitos, gnaisses, micaxistos, basaltos, formações ferruginosas, rochas vulcânicas alcalinas), indicando, sem dúvida, uma extensão do uso do termo aplicado a outras rochas, em que os processos espeleogenéticos não estão, seguramente, relacionados com dissolução (como ocorre nas rochas carbonáticas). Essas feições são consideradas carste não-tradicional.

No estado de Sergipe, existem três áreas com feições típicas do carste desenvolvidas em outras litologias, a exemplo do arenito, metagrauvaca, folhelho, granito, quartzito, entre outros tipos. As áreas compreendem os setores: carste não tradicional do Alto Sertão, carste do Domo de Itabaiana e carste dos Palmares (MACEDO, 2019) – figura 01.

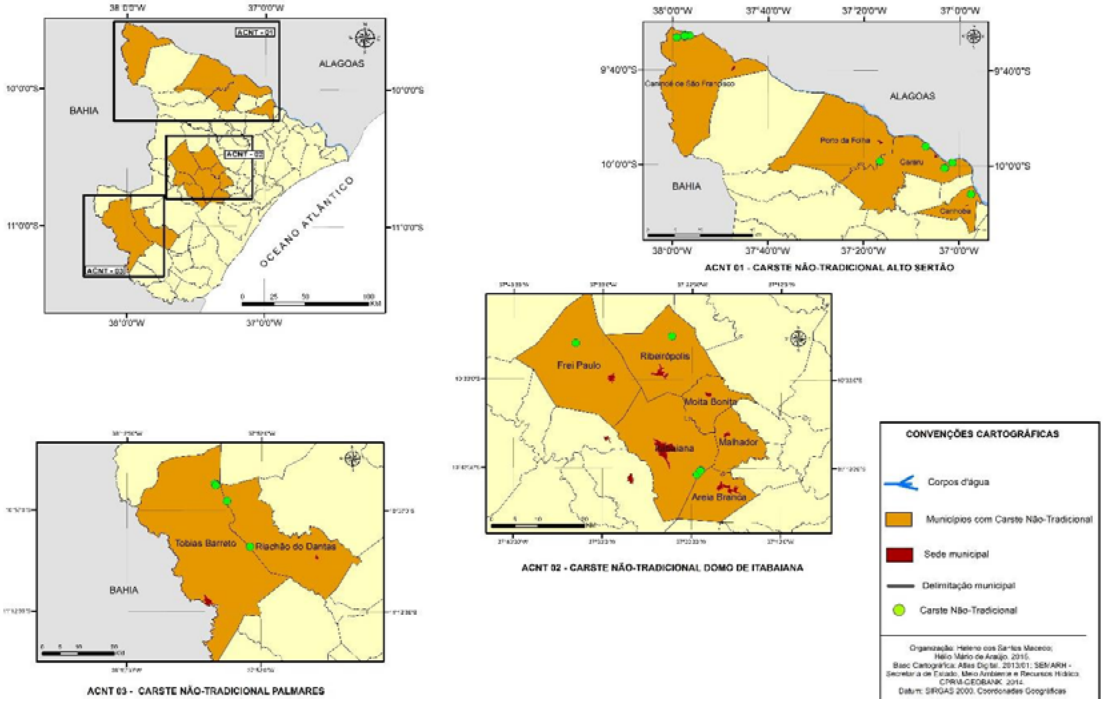


Figura 01 – Carste não-tradicional em Sergipe.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

Assim, considerando a relevância científica do estudo, a pesquisa apresenta, uma caracterização dos processos geoespeleológicos do carste não-tradicional, manifestados na área do Território do Alto Sertão Sergipano, abrangendo os municípios de Canindé de São Francisco, Gararu, Porto da Folha e Canhoba.

2. Metodologia

Na condução da pesquisa, buscou-se apoio metodológico nas Teorias Geral dos Sistemas e dos Sistemas Dinâmicos não-lineares para melhor compreender a organização do espaço geográfico local. O trabalho de campo, realizado em 6 campanhas, mostrou-se eficaz, sendo etapa fundamental para o levantamento de dados primários e elucidação dos fatos, até então, desconhecidos sobre a realidade subterrânea do carste não-tradicional local e, associado a ele, o levantamento da literatura especializada para suporte teórico-metodológico de sustentação as bases empíricas, além do levantamento cartográfico para subsidiar na elaboração dos mapas temáticos.

A caracterização geológica e compartimentação litoestrutural dos ambientes cársticos, baseou-se nos dados da CPRM, complementados com as atividades de campo, onde priorizou-se os seguintes parâmetros: constituição litológica (considerando as suas propriedades em face das manifestações da dinâmica externa e interna); grau de solubilidade; resistência mecânica; posição estratigráfica e hipsométricos em relação a outras sequencias rochosas; grau de litificação; porosidade; densidade; composição química; orientação, e direcionamento dos lineamentos estruturais que comandam as disposições do quadro morfoestrutural.

No mapeamento das feições cársticas, fez-se uso de medições sucessivas de *Global Positioning system (GPS)* contendo altímetro digital embutido, com posterior geração de mapas. Para auxiliar na descrição das cavidades naturais, realizou-se mapeamentos topográficos e morfológicos de alguns setores internos, visando a elaboração de plantas, perfis longitudinais e seções transversais dos diferentes padrões de formas. O mapa temático foi elaborado com o apoio da cartografia digital e ferramenta computadorizada.

3. Resultados e Discussões

O carste não-tradicional do Alto Sertão assenta-se na Faixa de Dobramentos Sergipana, mais precisamente nos Domínios Macururé, Poço Redondo e Bacia Tucano, na Formação Tacaratu, abrangendo um total de 27 feições do endocarste, além de feições exocársticas, distribuídas nos municípios de Canindé, Canhoba, Gararu e Porto da Folha – Quadro 01- (MACEDO, 2019).

QUADRO 01

Localização das cavidades do carste não-tradicional no Alto Sertão Sergipano

Coordenadas - Cavernas do Carste Não-Tradicional				
Nº	Município	Nome	Longitude	Latitude
1	Canindé	Laje do Mocó	614496	8944249
2	Canindé	Toca da Bela Vista	614435	8944433
3	Canindé	Toca dos Poucos Metros	614238	8944395
4	Canindé	Toca dos Garranchos	614222	8944391

5	Canindé	Toca da Rocha Arenítica	614180	8944348
6	Canindé	Toca do Lado da Perede de Baixo	614174	8944325
7	Canindé	Toca das Equilibristas	614134	8944261
8	Canindé	Toca das Três Toquinhas	614500	8944657
9	Canindé	Abrigo do Mirante	614539	8944766
10	Canindé	Abrigo dos Cipós	611382	8943830
11	Canindé	Toca da Cabaça	611404	8943821
12	Canindé	Gruta do Dominó	611384	8943795
13	Canindé	Gruta da Estratificação	611394	8943775
14	Canindé	Toca da Concha	611416	8943848
15	Canindé	Toca do Teto Baixo	614494	8944597
16	Canindé	Abrigo dos Marim-bondos	614549	8944773
17	Canindé	Gruta do Rei	616339	8944536
18	Canindé	Toca das Macambira	614471	8944502
19	Canindé	Abrigo do Cândido	611384	8943838
20	Gararu	Abrigo Gararu	713777	8893024
21	Gararu	Abrigo Pedra do Diogo	713593	8892949
22	Gararu	Abrigo Vila Ruim	713566	8892940
23	Gararu	Abrigo Maria Pereira	716579	8895088
24	Gararu	Loca do Mané Peba	706402	8901442
25	Porto da Folha	Toca da Drenagem	688922	8895617
26	Porto da Folha	Toca do João Pereira	688926	8895613
27	Canhoba	Abrigo Morador	723706	8882910

Elaboração: Heleno dos Santos Macedo e Luana Pereira Lima, 2018.

As cavidades no município de Canindé de São Francisco, estão na Formação Tacaratu. O nome dessa formação deriva da serra de Tacaratu e da localidade homônima, situadas no estado de Pernambuco. No estado de Sergipe, aflora no extremo-noroeste e sudoeste de Canindé de São Francisco. Está depositada em não-conformidade sobre o Complexo Gnáissico- Migmatítico do embasamento e sotoposta às formações Inajá e Curituba. Seu contato com a primeira formação é gradacional e, com a segunda, é discordante, e sua espessura é, segundo Santos *et al*. (2001), impossível de avaliar. Está em contato falhado com a Formação Santa Brígida.

Apresenta estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de porte médio a grande, com pavimentos de grânulos ou seixos nas bases dos conjuntos (figura 02). Além disso, percebe-se intercalações de conglomerados sustentados pelos clastos de quartzo arredondados, de tamanho grânulo a seixo, ocasionalmente imbricados, como pode ser identificado em algumas feições desse carste não-tradicional.

As outras cavidades do carste não-tradicional do Alto Sertão, encontram-se nos Domínios Poço Redondo (município de Porto da Folha) e Domínio Macururé (municípios de Gararu e Canhoba).



Figura 02 - Estratificação cruzada na cavidade abrigo do Cândido no município de Canindé de São Francisco.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

O Abrigo Morador, cavidade do carste não-tradicional presente no município de Canhoba, tem sua gênese associada ao abatimento de camadas sobrejacentes, devido a incisão fluvial ocorrida no filito. Sua composição, caracteriza-se pelas intercalações argilosas e siltosas, além de cores diferenciadas (figura 03).



Figura 03 – Abrigo Morador no município de Canhoba.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

Na Formação Tacaratu identificou-se 19 cavidades, formadas no arenito, através de processos de corrosão e abatimento. Feições típicas do exocarste, semelhantes a lapiás e caneluras são encontradas nessa cavidade, formadas pelas precipitações durante o escoamento superficial (figura 04).



Figura 04 – Lapiás formadas no arenito da Formação Tacaratu em Canindé de São Francisco. Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

A principal faixa cárstica no município de Canindé de São Francisco, se localiza na margem direita do rio São Francisco. A primeira faixa, localiza-se no Vale dos Mestres, um canyon esculpido por um dos afluentes do rio São Francisco da margem direita, e a segunda faixa, localiza-se na Fazenda Mundo Novo, o mais importante sítio arqueológico do estado (MACEDO, 2019).

No Vale dos Mestres, se encontra a principal cavidade natural do carste não-tradicional do Alto Sertão, a Gruta do Rei. Desenvolve-se no arenito e faixa de conglomerados, possuindo uma extensão linear de 68,84 metros, com projeção horizontal de 31,15 metros e desnível de 13,15 metros. Formou-se, a partir do abatimento de blocos que se separaram devido a fatores mecânicos, permitindo a aceleração dos processos erosivos sobre o material litológico.

Outra característica dessa área cárstica, é a presença de importantes sítios arqueológicos, indicando que, os primeiros grupos de humanos que ocuparam essa faixa de terra, utilizavam essas grutas e abrigos como moradia (figura 05). A Fazenda Mundo Novo, possui 09 cavidades desenvolvidas no arenito/conglomerado, e boa parte delas, contém registros arqueológicos.



Figura 05 – Pinturas rupestres, no Abrigo Cândido, na Fazenda Mundo Novo.
Crédito: David Cardoso, 2016.

No município de Gararu, identificou-se cinco abrigos desenvolvidos no granitoide. Os abrigos têm sua origem a partir do processo de desagregação e acomodação de blocos de micaxistos sobrepostos, a partir do intemperismo físico e da penetração de raízes de xerófilas no plano de fratura das rochas (MACEDO, 2019). Nas paredes do abrigo, observa-se a ocorrência de processos associados a erosão diferencial, criando camadas entre os blocos. O desenvolvimento linear, é de aproximadamente 8 a 10 metros, com registro de blocos desagregados em trechos do piso.

Esses abrigos possuem coraloides em determinadas porções do teto, entre as fraturas e em algumas das paredes, revelando que o processo de dissolução e redeposição do material transportado foi ativo. A presença de pinturas rupestres no abrigo Pedra do Diogo, é um diferencial de destaque entre os demais abrigos da área (figura 06).

O Abrigo Pedra do Diogo está localizado em um vale na forma de "U", bastante trabalhado por drenagem intermitente que desagua no riacho Maria Pereira, um dos afluentes da margem direita do rio São Francisco, nesse munícipio. No seu entorno, as vertentes, apresentam nas suas bases, rampas coluvionares, evidenciando um intenso processo erosivo em decorrência da erosão pluvial e de possíveis drenagens que partem das encostas para o talvegue do vale. No entorno do abrigo, verifica-se a presença de vegetação xerófita bem diversificada, bastante degradada pela prática da pecuária bovina e caprina. Os blocos que formam o abrigo se localizam no terço-médio da vertente, e no seu entorno, existem outros blocos desagregados a partir da ação do intemperismo físico e biológico. Registra-se a ocorrência de grupos de coraloides provenientes do processo de carstificação do material litológico (figura 07).



Figura 06 – Pintura rupestres no Abrigo Pedra do Diogo em Gararu/SE.
Crédito: David Cardoso, 2016.

.



Figura 07 – Coraloides no Abrigo do Diogo em Gararu/SE.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

4. Considerações Finais

As características de desenvolvimento geoespeleológicos do Alto Sertão sergipano apresentam desenvolvimento de carste em arenitos, granitos e filitos, em que os processos estão associados ao deslocamento e acomodação de blocos, bem como, ao desgaste mecânico das rochas.

O processo de evolução, no caso das cavidades em arenito, inicia-se pelo gradiente hidráulico e as zonas de percolação de água (planos de falhas/fraturas, acamamento, estratificação plano-paralela/cruzada), onde se desenvolvem fenômenos de dissolução. Na sequência, ocorre a perda de coesão do material arenoso, levando a remoção de partículas mais finas. A abertura de condutos e salões subterrâneos segue com colapsos e deslizamentos por desabamento de blocos.

Por fim, o principal destaque nessas cavidades é a evidencia do uso por antigos grupos humanos que habitavam a margem direita do rio São Francisco. Essas evidências são encontradas nas paredes de parte dessas cavernas, contendo relatos diversos do dia a dia daqueles que tinham essas cavidades como forma de se proteger das intemperes da natureza, entre outros usos.

Referencias

MACEDO, H. S. **Ambientes Cársticos em Sergipe:** vulnerabilidade e instrumentos para sua gestão. São Cristóvão, 2019. Tese doutorado (Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe.

SANTOS, R. A. et. al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe**. Brasília: CPRM, 2001.

CAVERNAS DE SERGIPE: UMA NOVA DELIMITAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO EM ÁREAS DO CARSTE TRADICIONAL

Heleno dos Santos Macedo
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: helenosamac@gmail.com
Hélio Mário de Araújo
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: heliomarioaraujo@yahoo.com.br
Luana Pereira Lima
Universidade Federal de Sergipe
Av. Marechal Rondon, s/n - Jardim Rosa Elze,
São Cristóvão - SE, 49100-000
E-mail: Luana.pl.lua@gmail.com

Resumo

As cavernas, em sua maioria, são frutos das ações e forças que atuam no planeta há milhões de anos, sendo resultado de um lento e delicado processo de desconstrução e consequente reconstrução do meio ambiente. No estado de Sergipe, Nordeste do Brasil, o desenvolvimento do carste subterrâneo não se deu de forma semelhante ao de outras províncias cársticas no Brasil, devido a fatores geológicos, paleoclimáticos e topográficos. Esse fato, instigou a necessidade da investigação científica, que teve como principal objetivo analisar a morfogênese e morfodinâmica do carste subterrâneo estadual adotando o trabalho de campo, e associado a ele, a revisão da literatura especializada e o levantamento cartográfico como procedimentos metodológicos de suporte a elucidação dos fatos. No ambiente cárstico, identificou-se sessenta e uma novas cavernas, disseminadas em tipos climáticos diferenciados, variando do úmido ao semiárido, apresentando variações de espeleotemas com destaques para as helectites.

Palavras-chave: Carste não-tradicional; Alto Sertão Sergipano; Exocarste; Endocarste.

Introdução

A humanidade e a vida na Terra tiveram nas cavernas o principal ponto de abrigo e proteção. Um ponto seguro fincado no mundo subterrâneo, onde o tempo definiu os mistérios e compreensões sobre o universo. Aliás, uma das maiores dificuldades para entender os processos que determinam a formação de uma caverna é a relação com o tempo. Falar em milhões de anos é comum, mas um tanto incompreensível para a maioria das pessoas. Uma caverna como é vista e visitada pelo homem moderno é o resultado de sucessivos processos geológicos ocorrendo lentamente ao sabor do tempo.

As cavernas, em sua maioria, são frutos das ações e forças que atuam no planeta há milhões de anos, sendo resultado de um lento e delicado processo de desconstrução e consequente reconstrução do meio ambiente. Sua existência, na maioria dos casos, está intimamente ligada a um tipo de terreno que é internacionalmente conhecido como carste.

Em Sergipe, esses processos também ocorreram, porém, devido a fatores climáticos, geológicos e topográficos, o desenvolvimento do carste subterrâneo não se deu semelhante ao de províncias cársticas como as dos Grupos Bambuí e Una, nas quais se encontram as maiores cavernas do Brasil. O primeiro relato sobre feições cársticas em Sergipe remete ao Geólogo americano John C. Branner em 1890 no artigo *The Cretaceous and Tertiary Geology of the Sergipe-Alagôas Basin of Brazil* publicado na revista *American Philosophical Society*. O autor fez uma descrição dos processos evolutivos ocorridos a partir do Cretáceo sobre as faixas dos estados de Sergipe e Alagoas. Nesse artigo o autor faz uma breve descrição da caverna do urubu, localizada na margem esquerda do Rio Sergipe.

O presente artigo, aborda aspectos importantes para compreensão da evolução do carste subterrâneo no território sergipano, na perspectiva de contribuir para o planejamento e gestão de um ambiente, até então, desconhecido em sua totalidade e, que dada a sua vulnerabilidade, guarda um precioso patrimônio natural passível de proteção legal. Para além disso, fornece informações sobre eventos ocorridos no Quaternário atuantes na modelação de morfologias especiais como é o relevo cárstico.

No estado de Sergipe, existem três áreas com feições típicas do carste desenvolvidas em outras litologias, a exemplo do arenito, metagrauvaca, folhelho, granito, quartzito, entre outros tipos. As áreas compreendem os setores: carste não tradicional do Alto Sertão, carste do Domo de Itabaiana e carste dos Palmares (MACEDO, 2019) – figura 01.

Metodologia

A Teoria dos Sistemas e a Teoria dos Sistemas Dinâmicos não-lineares nortearam a construção desse trabalho, contribuindo para a compreensão da organização do espaço geográfico local, que no percurso da investigação requereu análises profundas de forma integrada sobre os diversos elementos da paisagem expressos na superfície cárstica atual. Como bem salientou Cristofoletti (1999), o uso da abordagem sistêmica na Geografia, sobretudo, nos estudos ambientais, possibilitou melhor focalizar as pesquisas e delinear com maior exatidão o campo de estudo desta ciência, além de propiciar ensejo para reconsiderações críticas de muitos conceitos.

O trabalho de campo mostrou-se eficaz, sendo etapa fundamental para o levantamento de dados primários e elucidação dos fatos, até então, desconhecidos sobre a realidade subterrânea cárstica local e, associado a ele, o levantamento da literatura especializada para suporte teórico-metodológico de sustentação as bases empíricas, além do levantamento cartográfico para subsidiar na elaboração dos mapas temáticos.

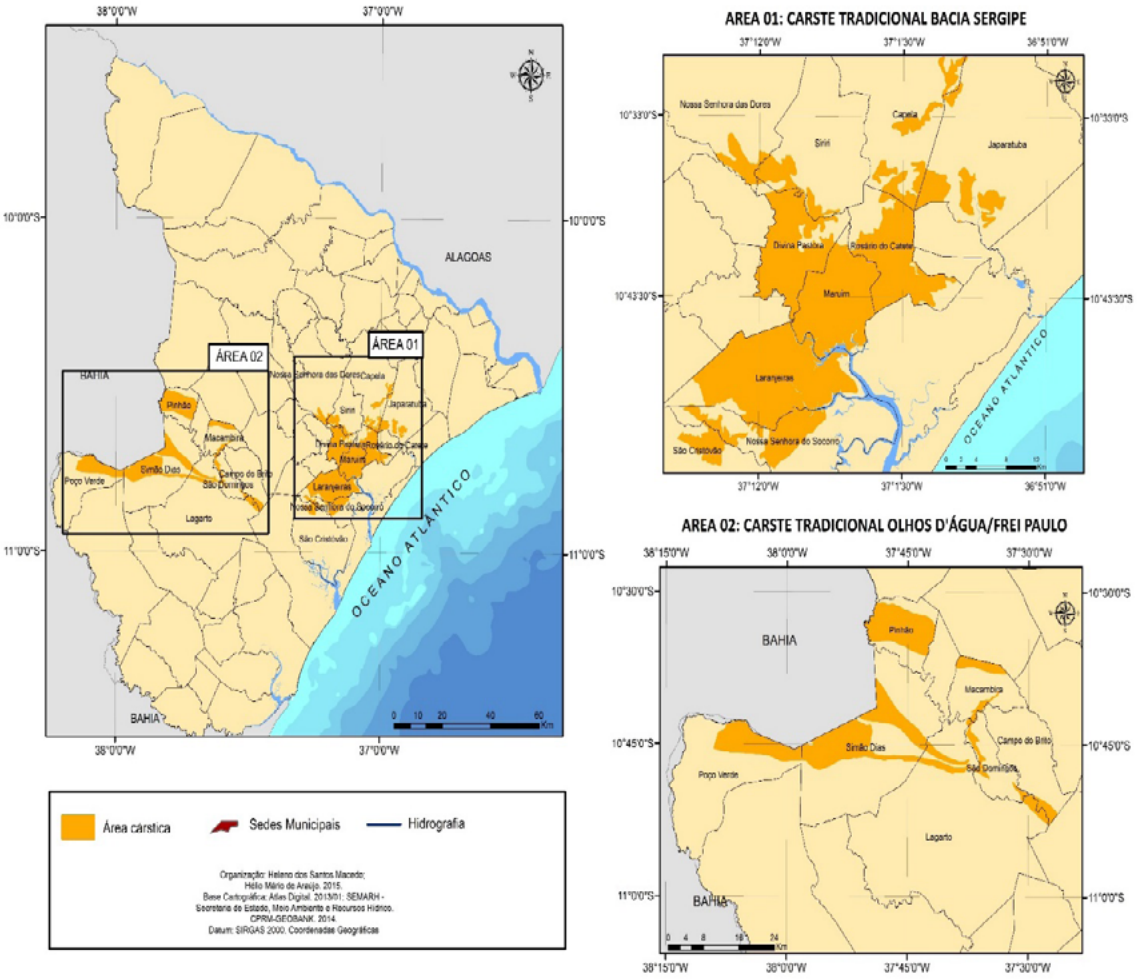


Figura 01 – Carste não-tradicional em Sergipe.
Crédito: Heleno dos Santos Macedo, 2016.

As observações em campo, com visitações a algumas cavernas previamente selecionadas e de melhor acesso ao seu interior, foram realizadas em 44 dias durante sete meses, no período de março a setembro de 2016. No total foram 7.013,5 Km percorridos, correspondendo 124,77 Km a pé. Esse percurso permitiu o registro de 61 novas cavidades do total de 133 distribuídas, atualmente, no carste tradicional Bacia Sergipe e Olhos D'Água/Frei Paulo.

A caracterização geológica e compartimentação litoestrutural desses ambientes, baseou-se nos dados da CPRM, complementados com as atividades de campo, onde priorizou-se os seguintes parâmetros: constituição litológica (considerando as suas propriedades em face das manifestações da dinâmica externa e interna); grau de solubilidade; resistência mecânica; posição estratigráfica e hipsométricas em relação a outras sequencias rochosas; grau de litificação; porosidade; densidade; composição química; orientação, e direcionamento dos lineamentos estruturais que comandam as disposições do quadro morfoestrutural.

No mapeamento das feições cársticas fez-se uso de medições sucessivas de Global Positioning system (GPS) contendo altímetro digital embutido, com posterior geração de mapas. Esse levantamento *in loco* se mostrou necessário devido à dificuldade de visualização de feições em algumas imagens de satélite pela presença de nuvens, bem como a quantificação delas pelas fotografias aéreas, em função da escala cartográfica de representação que não permitia alcançar o nivel de detalhamento desejado.

Para auxiliar na descrição das cavidades naturais, realizou-se em 31 cavernas mapeamentos topográficos e morfológicos de alguns setores internos, visando a elaboração de plantas, perfis longitudinais e seções transversais dos diferentes padrões de formas. A adoção desse procedimento facilitou a análise dos sistemas de paleofluxo.

Os mapas temáticos foram elaborados com o apoio da cartografia digital e ferramenta computadorizada. Utilizou-se a mesma base cartográfica e escala, com o uso do sistema de projeção UTM e SIRGAS 2000 24S, através da base de dados disponibilizada no Atlas Digital de Recursos Hídricos de Sergipe (versão 2013) pela Superintendência de Recursos Hídricos (SRH). Para isso, alguns softwares foram fundamentais como o ArcGis 10.1 da ESRI®, Global Mapper 15 da Blue Marble Geographics®, SPRING 5.2.4 do INPE, ENVI 5 da Exelis VIS®, disponibilizados no Laboratório de Representação da Terra do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Sergipe, com o uso do SIG.

3. Resultados e Discussões

3.1 Caracterização dos sistemas de cavernas

Os sistemas de cavernas estão presentes nas duas unidades do carste tradicional em Sergipe, isto é, carste Tradicional Bacia Sergipe e Olhos D'Água/ Frei Paulo. Nessas duas áreas da paisagem cárstica, existem 133 cavernas, sendo 34 delas localizadas no município de Poço Verde, perfazendo o maior número, seguido pelos municípios de Simão Dias (19), Laranjeiras (17) e Lagarto (13). As demais cavernas se distribuem nos quatorze municípios restantes.

As cavernas do carste tradicional em Sergipe, não possuem desenvolvimento horizontal e vertical expressivos. Apresentam baixa diversidade de espeleotemas, principalmente, pavimentares e, com exceção do maciço caraíba localizado em Poço Verde, não se encontra um sistema de cavernas conectadas, uma vez que, as cavidades evoluíram a partir de processos *in loco* em seus maciços rochosos. Esse fato resulta da presença de outros tipos de materiais depositados entre os maciços de calcário, ausência de um epicarste desenvolvido, baixo gradiente do relevo e inexistência de uma rede subterrânea de drenagem turbulenta.

Os maciços carbonáticos nos setores cársticos, estão associados a outros tipos de litologias com graus de porosidade e permeabilidade diferentes. No carste da Bacia Sergipe, os carbonatos são cobertos ou estão intercalados por arenitos, siltitos, folhelhos, conglomerados, brechas, argilitos e calcilutitos. A intercalação desses materiais rochosos reduz os processos de carstificação, muitas vezes, impedindo a dissolução do calcário subjacente.

Na área cárstica Olhos D'Água/Frei Paulo, os carbonatos e metacarbonatos estão intercalados com filitos siltosos, metarenitos, metasiltitos micáceos com lentes subordinadas de metargilitos, metagrauvacas, metaconglomerados, metacherts, quartzito e filitos intercalados com metarenitos. Esses materiais rochosos associados aos carbonatos criam verdadeiras barreiras para o processo de dissolução dos carbonatos, dificultando a evolução das feições químicas no endocarste.

Nesse sentido, a incipiência da espeleogênese no carste tradicional em Sergipe, atribui-se, entre vários fatores, ao baixo desenvolvimento do epicarste. O manto de alteração, os solos e os sedimentos depositados são fundamentais para o processo de carstificação, pois entram em contato direto com as rochas carbonáticas, influenciando a circulação hídrica interna e a elaboração da morfologia rochosa coberta.

No carste da Bacia Sergipe, a pureza dos carbonatos não contribui para a

formação do manto de alteração, uma vez que os grãos minerais são dissolvidos, causando o desaparecimento das estruturas originais. Na área cárstica Olhos D'Água/Frei Paulo, a acumulação de resíduos insolúveis encontrados em quantidades reduzidas nos calcários, retraem o processo de carstificação em algumas cavidades naturais, a exemplo da sílica sob várias formas e dos minerais de argila.

Ainda no que pese ao papel do epicarste para o desenvolvimento das paisagens cársticas sergipanas, percebe-se a pouca espessura das camadas pedológicas sobre os maciços calcários. Segundo afirma Yuan (1991), para o carste tradicional de áreas tropicais, como Sergipe, são necessários entre 250 a 850 mil anos para a produção de 1 metro de espessura de solo. Já Lamouroux (1972), observa que para formação de 30 cm de solo, são necessários 5 metros de rocha dura, contendo 2,2% de resíduo, sendo necessários de 50 a 100 mil anos para a formação dos solos. Seja de uma forma ou de outra, conforme opinam os especialistas, verifica-se que nas áreas cársticas sergipanas, sobretudo, no perímetro semiárido, os solos são pouco espessos, evidenciando que os processos de alteração das rochas em condições climáticas pretéritas e atuais não ocorrem com a mesma intensidade verificada nas principais áreas cársticas do Brasil, representadas pelos Grupos Bambuí e Una que possuem espessas coberturas pedológicas.

A topografia é outro fator que não favoreceu no desenvolvimento das cavidades naturais em Sergipe. As rochas carbonáticas estão em ambientes de baixa altimetria, ou seja, no carste da Bacia Sergipe são aproximadamente 60 metros, e no carste Olhos D' Água/Frei Paulo, estima-se em 200 metros em relação ao nível de base geral. Esse aspecto da altimetria do relevo, implica no papel desempenhado pelo sistema de drenagem subterrânea, que devido ao baixo gradiente topográfico não atua de forma turbulenta nas zonas subcutâneas e, com isso, reduz a aceleração dos processos de dissolução dos carbonatos.

Outro elemento que também caracteriza as cavernas Sergipanas é que, via de regra, possuem *teto baixo*, devido, não somente, a dimensão dos maciços carbonáticos expostos na superfície, mas a ausência de uma eficiente ação hidrogeológica pela proximidade da zona vadosa com o nível freático e ausência de porosidade secundária, entre outros aspectos.

As cavernas do carste sergipano podem ser classificadas como epigênicas, geradas pelo fluxo de água a partir de zonas de recarga na superfície, oriundas de águas meteóricas de chuva e/ou de rios superficiais. Em cavernas com essa classificação tipológica, geralmente a água se infiltra no maciço rochoso a partir do exterior. A maneira como essa infiltração ocorre, é muito importante na definição do padrão das galerias. Não há evidências, até o momento, de cavernas hipogênicas no ambiente cárstico sergipano, cuja formação se dá pela ação química de águas ascendentes em profundidades, ou acidificadas no interior do maciço rochoso.

As cavernas do carste tradicional de Sergipe se desenvolvem, preferencialmente, pelas linhas de fratura da rocha. Com raras exceções, encontram-se algumas disseminadas na paisagem cárstica desenvolvidas pelos planos de acamamentos e/ou abatimentos dos materiais do maciço rochoso, devido ao rebaixamento do nível freático e a formação de zonas vadosas.

O padrão das cavernas reflete, sobremaneira, as diversas formas de recarga da água, a estrutura da rocha e a direção de escoamento da água subterrânea, além de outros fatores intervenientes no contexto ambiental local. A exibição em planta, após o levantamento topográfico realizado em várias delas, observou-se que a configuração espacial tende a seguir determinados padrões planimétricos conforme estabeleceu Palmer (1991) identificando os tipos: dendrítico, reticulado e ramiforme (Figura 02).

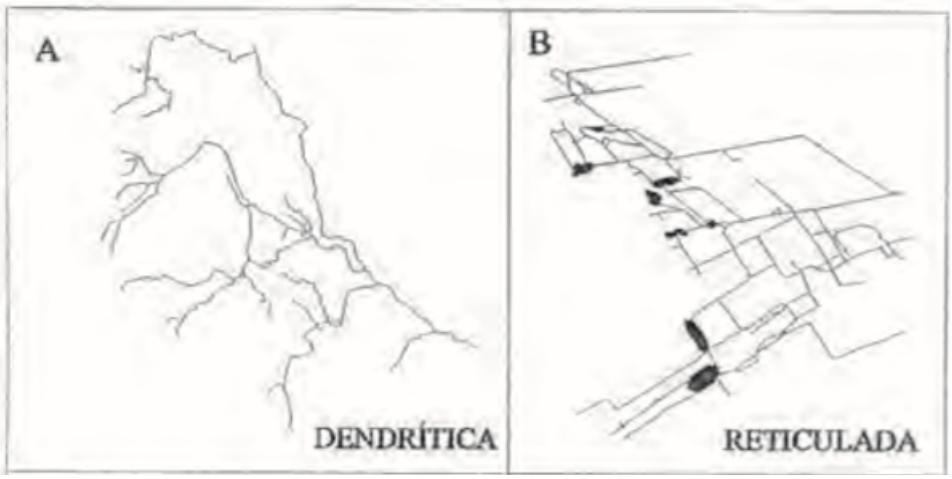


Figura 2 – Padrões planimétricos de cavernas
Fonte: Ford, 1991

Em Sergipe, as cavernas com o padrão dendrítico constituem o tipo mais comum. Consiste em conduto de um rio pretérito, em alguns casos de regime efêmero e/ou permanente, como constatado na Gruta dos Aventureiros, no município de Laranjeiras, que apresenta condutos laterais se unindo como tributários. As cavernas reticuladas possuem galerias condicionadas por fraturas, que



se entrecruzam em ângulos determinados pela estrutura da rocha. Esse tipo de padrão é o predominante nas cavernas do maciço Caraíba em áreas do município de Poço Verde e Toca da Raposinha em Laranjeiras. O padrão ramiforme, é o exemplo típico da caverna da Fumaça, localizada no município de Lagarto. Esse conduto apresenta perfil e seção irregulares, com ramificação errática.

Ford & Ewers (1978) propuseram um modelo espeleogenético que pode ser aplicado para interpretação das cavidades das áreas cársticas de Sergipe. De acordo com esse modelo, a densidade das juntas na rocha define o tipo de caverna gerado. Em carbonatos dobrados com pequena densidade de juntas, o fluxo tenderá a seguir as poucas zonas de descontinuidade disponíveis, adotando um perfil com *loops* profundos. À medida que a densidade de juntas aumenta, a água poderá escolher rotas de fluxo mais retilíneas, que culminam com cavernas planas que seguem o contorno do lençol freático. As cavernas de Sergipe, em sua maioria, desenvolvem-se a partir desse perfil.

Nas cavernas sergipanas encontram-se os depósitos Alóctones (sedimentos clásticos) e os depósitos autóctones (sedimentos químicos). Os sedimentos alóctones são mais comuns nas cavidades, predominando os de origem fluvial, e, principalmente, coluvionais.

Os sedimentos clásticos, existentes nas cavidades, segundo Lladõ (1970) podem ser classificados em *Caos de blocos* (acumulação de material rudáceo de variados tamanhos e densidades com ou sem matriz argilosa, possuindo as vezes matriz arenosa) como se verifica nas cavernas dos municípios de Rosário do Catete e Japaratuba; *Cones de dejeção*, que ocorrem a partir do acúmulo de material rudáceo com certa seleção gravitacional – os fenoclastos maiores permanecem na parte inferior, e os menores posicionados na porção superior, como se observa com muita frequência na caverna da Fumaça no município de Lagarto; *Cones centrais*, que são depósitos de morfologia cônica, situados nos ambientes onde ocorreram abatimentos; e *Corridas de blocos*, derivados de processos de solifluxão, afetando os tipos anteriores.

Os sedimentos de origem autóctones, são, em geral, constituídos por cristais de calcita provenientes da dissolução do calcário, quartzo, nódulos de sílex e outras partículas minerais como os grãos de areia, silte e argila.

3.2 Províncias cársticas nos municípios de Laranjeiras, Divina Pastora e Simão Dias

Na gênese das cavernas desses três municípios, deve-se considerar alguns parâmetros essenciais na formação geral das cavidades, tais como: a litologia, o grau de fraturamento das rochas e a dinâmica hidrogeológica dos ambientes.

Salienta-se que, as maiores cavidades naturais de Sergipe estão inseridas nessas três províncias, onde em mais de 50% delas realizou-se mapeamento topográfico, associado aos levantamentos bioespeleológicos, paleontológicos e arqueológicos.

Situação bastante preocupante, sob o ponto de vista da conservação desses ambientes naturais, é que são perceptíveis os impactos diretos provocados pelas diversas atividades humanas, tanto pela falta de um gerenciamento dos gestores municipais, quanto de um instrumento de base legal que estabeleça critérios normativos de uso desses recursos. Por isso, tem sido frequente a depredação de espeleotemas, o descarte de resíduos sólidos e o uso, irrestrito da população, para manifestações culturais e religiosas.

A província cárstica de Laranjeiras, até o ano de 2016 possuía 17 cavernas conhecidas, liderando o *rank* entre as demais províncias. Das cavidades existentes no cenário paisagístico municipal, sobressaem-se as grutas da Pedra Furada (considerada a mais popular do Estado), do Tramandaí, Raposa, Mariana, Janela e Mimosinha; as Tocas do Outro Lado e das Colmeias, bem como as Cavernas dos Aventureiros, Lumo e Túmulo.

As cavernas, nesse município, apresentam teto baixo com incipiente desenvolvimento horizontal e vertical, condutos estreitos e poucos salões. São cavidades que se encontram a pouco mais de 20 km da linha de costa, inseridas em terras de abrangência do sistema hidrográfico do rio Sergipe, onde alguns de seus importantes afluentes e tributários de 2ª ordem exercem papel importante de esculturação do carste.

Os espeleotemas dessas cavidades, em sua maioria, são constituídos de estalactites do tipo *canudinho de refresco* e cortinas do tipo *Bacon.* Nesta província cárstica, encontrou-se na Gruta da Raposa, apenas uma amostra de estalagmite. Nos espeleotemas, de modo geral, verificou-se o processo de redeposição de carbonato de cálcio, de abrangência expressiva, cujo recobrimento impossibilita o uso para fins de levantamentos paleoclimáticos.

A província cárstica de Divina Pastora, desenvolve-se na margem esquerda do rio Sergipe. Está constituída por 10 cavidades naturais, sendo uma delas a Caverna do Urubu, considerada a primeira documentada em Sergipe. Além dessa cavidade, outras também são encontradas como as cavernas Vassouras, Vassourinhas, urubuzinho e sobe e Desce; as grutas da Casa Grande, do Blocão e do Rubens; e as tocas do Buraco Raso e da Centésima.

A morfometria dessas cavidades naturais, assemelha-se aos processos ocorridos nas cavidades do município de Laranjeiras, apresentando pequenas distinções nos salões que possuem melhor desenvolvimento horizontal e vertical e, condutos mais amplos. Essa melhor condição, refletida no processo evolutivo, atribui-se a altimetria do relevo e a exposição expressiva do maciço carbonático em superfície, permitindo a atuação direta dos agentes naturais na dinâmica interna das cavidades.

As cavidades se formaram através dos abatimentos de blocos, devido ao rebaixamento do nível freático. Os processos de dissolução são bem evidenciados nas cavidades, principalmente, pela presença de *Scallops* nas laterais de condutos e salões seguindo o lineamento preferencial de falhas estruturais que condicionaram tais processos. Nessas cavidades, encontram-se as estalactites, estalagmites e cortinas de vários tipos e dimensões, com varios espeleotemas parcialmente e totalmente recobertos por carbonato de cálcio e outros resíduos superficiais carreados pelo escoamento adentrados através da percolação das águas.

Nas cavernas desse município, encontram-se as principais *BatCaves* de Sergipe apresentando grupos distintos de morcegos. Pela quantidade no interior delas, a eles são atribuídos a mudança do microclima dos salões e participação na dissolução da rocha, devido a acidificação provocada por suas atividades biológicas.

Ressalta-se, finalmente que, a frequência de estalagmites nas cavidades naturais do município, sugere que as reduções do nível freático e formação da zona vadosa ocorreram em períodos anteriores, inclusive, do evidenciado no município de Laranjeiras.

A província cárstica do município de Simão Dias, constitui-se de 19 cavidades naturais, entre as quais, destacam-se as cavernas Toca da Raposa, Pórtico, Cumbe e Sacrifício, as furnas do Brinquinho, Ailton, Bié, Pau Ferro e o abismo de Simão Dias, que devido as suas estórias lendárias, tornou-se a mais popularizada feição cárstica do município.

Os carbonatos dessa província desenvolvidos no carste Olhos D'Água/ Frei Paulo foram depositados no Neoproterozóico. As cavidades comportam salões e condutos amplos, e uma diversidade de estalactites, estalagmites e cortinas decorrentes de uma morfogênese mais ativa favorecida pelas condições ambientais pretéritas.

O abismo de Simão Dias se desenvolveu a partir da linha de falha preferencial, associado ao abatimento de blocos efetivados com a redução do lençol freático, que apresenta um nível hidrostático de 54 metros em relação a entrada. Em suas paredes, são encontradas colunas em diversas dimensões e estalactites em pequenos condutos laterais nas proximidades da abertura principal do abismo (Figura 03).



Figura 03 – Abismo de Simão Dias
Fonte: Isaias Santos, 2012

A caverna Toca da Raposa com 305 metros de extensão horizontal, originou-se a partir da dissolução química, através do entalhamento realizado pelas águas subterrâneas, que seguiu o lineamento preferencial da falha principal. Os registros dos *Scallops* nas paredes laterais dessa cavidade, são os testemunhos atuais mais evidentes desse processo evolutivo (Figura 04).



Figura 04 – *Scallops* nas paredes da caverna Toca da Raposa no município de Simão Dias, evidenciando turbilhonamento no processo de escoamento subterrâneo.
Fonte: Heleno dos Santos Macedo, 2019.

É importante ressaltar que, em relação a morfogênese dessa cavidade, identificou-se no percurso interno abatimentos de blocos e paleoníveis em vários setores justificando as mudanças no nível freático/Zona vadosa ao longo da sua formação.

4. Considerações Finais

O carste subterrâneo de Sergipe possui relevância para vários ecossistemas, inclusive, o humano. Dentre os serviços providos cita-se o suprimento de água através de nascentes, reservatórios e aquíferos; polinização e controle biológico, provendo abrigos para, respectivamente, espécies-chave visando a reprodução de plantas (caso dos morcegos nectarivoros/polinívoros) e para predadores importantes de insetos, sobretudo, morcegos insetívoros; refúgio de espécies ameaçadas de extinção; recreação e cultura, por seu valor científico, estético, artístico e educacional, proporcionando oportunidades de turismo de natureza e esportes de aventura.

Do ponto de vista do uso, as cavernas possuem valor estético e econômico, à medida que sustentam atividades de turismo e outros aspectos do lazer. Tais atividades podem representar um ativo importante para a economia de vários municípios inseridos nos ambientes cársticos.

Em Sergipe, as principais ameaças as áreas do carste subterrâneo são em decorrência da exploração pelas fábricas de cimento, além da extração de blocos de calcário utilizados na construção civil de forma ilegal. O município de Laranjeiras, que tem uma das principais províncias espeleológicas do Estado, já possuiu três unidades de produção de cimento, fazendo de Sergipe um dos maiores vendedores desse produto no final da década de 1990 e primeiros anos do século XXI. Porém, o principal impacto está associado as práticas agropecuárias, com

destaque para as culturas da cana-de-açúcar (no carste Bacia Sergipe), produção de milho e feijão (carste Olhos D'Água/Frei Paulo) além da pecuária extensiva.

Portanto, o endocarste sergipano necessita de ações de intervenção para garantir sua dinâmica, mitigar os impactos causados pelo uso e ocupação desordenada, levando-se em consideração a sua fragilidade natural.

Referencias

FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. Karst geomorphology and hidrology. United Kingdom: Wiley, 2007.

MACEDO, H. S. **Ambientes Cársticos em Sergipe:** vulnerabilidade e instrumentos para sua gestão. São Cristóvão, 2019. Tese doutorado (Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Sergipe.

SANTOS, R. A. et. al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe**. Brasília: CPRM, 2001.

COBERTURAS SUPERFICIAIS EM TERRAÇOS FLUVIAIS NO BAIXO CURSO DO RIO PARDO- BA: GEOCRONOLOGIA, MORFOMETRIA E ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

Vinícius Borges Moreira
Universidade Estadual de Campinas
Rua Carlos Gomes, 250, CEP: 13083-855
E-mail: viniciusmoreira@ige.unicamp.br
Archimedes Perez Filho
Universidade Estadual de Campinas
Rua Carlos Gomes, 250, CEP: 13083-855
E-mail: archi@ige.unicamp.br

Resumo

Na região sul do estado da Bahia ocorrem grandes bacias hidrográficas que possuem elevada descarga fluvial e grande potencial de transformação da paisagem, devido sua dinâmica e volume, destacando-se, entre estas, a bacia do rio Pardo. O baixo curso deste rio, setor analisado, possui padrão de drenagem meândrico, formando diversos níveis de terraços em extensa planície fluvial. Sendo assim, o objetivo deste trabalho consiste em caracterizar e datar a cobertura superficial de dois terraços localizados em ambas margens deste rio para interpretação da dinâmica de migração lateral, por meio de análises granulométricas, morfometria e datação absoluta por LOE. Foram obtidos como resultados as idades absolutas dos eventos deposicionais de 3870 ± 400 A.P para margem direita e 600 ± 30 A.P a margem esquerda, indicando tendência de migração a norte do canal fluvial de acordo com o parâmetro morfométrico e granulometria analisada.

Palavras-chave: Terraços Fluviais. Coberturas Superficiais. LOE. Granulometria. Morfometria.

1. Introdução

No baixo curso do rio pardo, assim como na maioria dos grandes rios que desaguam no oceano atlântico neste setor, o canal fluvial possui elevada carga sedimentar em suspensão e por arraste. O baixo gradiente energético do trecho analisado e padrão meândrico, são os principais responsáveis pelo constante despejo dos sedimentos na planície fluvial, formando assim, níveis de terraços durante as diversas divagações laterais observadas. Neste setor o rio está buscando o melhor ajuste e ou equilibro dinâmico deste padrão fluvial, caracterizando assim a complexidade da rede de drenagem da área de estudo (CHRISTOFOLETTI, 1974).

Segundo Guerra e Guerra (1997), terraços são superfícies horizontais ou levemente inclinadas, constituídas por depósitos sedimentares, ou superfície topográfica modelada pela erosão fluvial, marinha e/ou lacustre, limitada por dois declives do mesmo sentido. Estas feições geomorfológicas são importantes nas reconstituições paleogeográficas, fornecendo subsídios para identificação de eventos climáticos cíclicos, tectônicos e ou autogênicos. Para Wegmann e Pazzaaglia (2002) os terraços também são unidades aloestratigráficas não consolidadas, portanto, o material que o compõe abriga informações genéticas relacionadas a origem dos terraços, complementando as análises morfológicas superficiais.

Nesta perspectiva a porção superior dos terraços são interpretadas aqui como feições geomorfológicas constituintes da cobertura superficial das paisagens, conforme descrito por Perez Filho e Rubira (2019), configurando-se como potenciais indicadores geomorfológicos de mudanças ambientais holocênicas.

A partir do panorama apresentado, objetiva-se caracterizar a cobertura superficial de dois terraços no baixo curso do rio Pardo, sendo um em cada margem do rio, para analisar as características granulométricas e o tempo de migração lateral do rio após ter abandonado seus terraços. Para tanto, propõe-se a utilização de análises granulométricas para aferição do tamanho dos grãos que compõe o deposito e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), como técnica de datação absoluta fundamental para identificação do período de posição do material de origem e das condições ambientais quando da formação das coberturas superficiais, que recobrem níveis de terraços localizados no baixo curso do rio Pardo.

Este trabalho se justifica pela importância da melhor compreensão dos processos que regem o sistema fluvial e a formação de planícies e terraços em regiões tropicais, podendo auxiliar nos processos de uso e ocupação destas áreas tão dinâmicas, como as extensas planícies que ocorrem na região sul do estado da Bahia.

2. Caracterização da área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Pardo possui área de contribuição de aproximadamente 32.878 kmδ, prolongando sua extensão desde o norte do estado de Minas Gerais até o sul do estado da Bahia, onde desagua no oceano atlântico no município de Canavieiras, figura 1, porção costeira denominada por Silveira (1964) como litoral oriental. O baixo curso, setor analisado, possui características fisiográficas muito distintas do restante da bacia, contemplando os compartimentos geomorfológicos de tabuleiros e planície costeira com predomínio de vegetação mata atlântica e restinga.

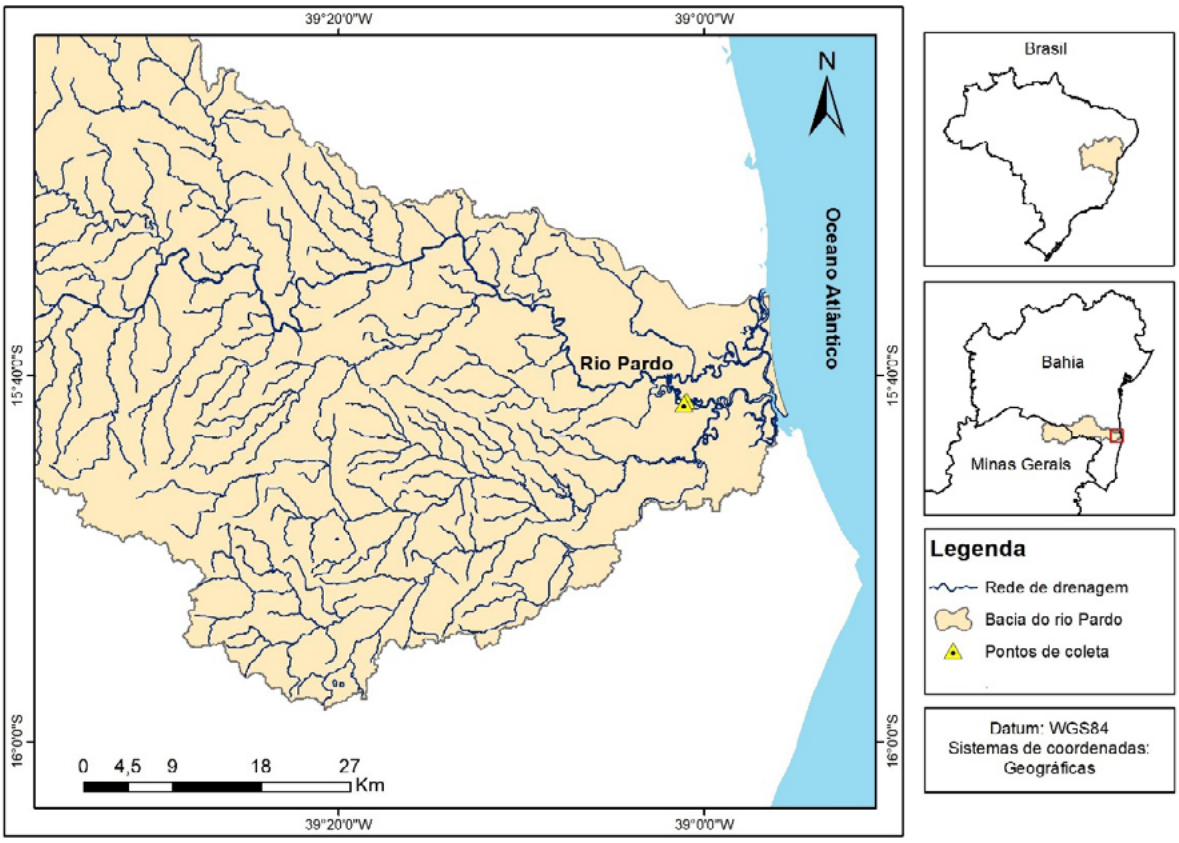


FIGURA 1: Localização do baixo curso do rio Pardo e pontos de coleta.
Fonte: SRTM. Adaptado pelos autores.

Quanto aos aspectos geológico-geomorfológicos destaca-se o Grupo Barreiras litologia base para estruturação dos relevos de tabuleiros costeiros na região do sul da Bahia, caracterizando-se como limite interno da planície costeira, sendo bem variável sua distância em relação ao oceano. Após a consolidação do Grupo Barreiras na região durante o Quaternário, o mesmo foi erodido e retrabalhado por processos marinhos e fluviais, compondo parte dos sedimentos disponíveis na planície costeira, consolidando os aspectos geomorfológicos atuais, conforme modelo evolutivo apresentado por Arai (2006) em série de artigos sobre a temática. No mapeamento realizado pela CPRM (2006) escala 1:250.000, são destacados cinco depósitos sedimentares na planície costeira da região sul da Bahia, estes depósitos são de origem diversa e estão relacionados a eventos de transgressões e regressões marinas, débitos aluviais, lagunares e retrabalhamento do próprio Grupo Barreiras.

Em relação as classes dos solos, ocorrem sobre os tabuleiros costeiros os Latossolos desenvolvidos sobre o Grupo Barreiras, já na planície costeira aparecem uma variedade maior de solos conforme material de origem. É comum ocorrer sobre os solos na planície costeira sedimentos inconsolidados, proveniente da intensa dinâmica costeira e fluvial na região. Portanto não necessariamente os solos mapeados estão atualmente na superfície do terreno, muitas vezes são recobertos por sedimentos mais jovens, sendo este um dos fatores que levaram este trabalho a adotar o conceito de coberturas superficiais, abrangendo solos e sedimentos inconsolidados na superfície do terreno manejados pela intensa dinâmica fluvial (INEMA, 2014).

3. Materiais e métodos

Para realizar a caracterização topomorfológica do fundo de vale e identificação dos terraços fluviais e pontos de coleta, foram elaborados perfis topomorfológicos de acordo com Perez Filho et. al. (1980). Para elaboração foi utilizando GPS de navegação e modelos digitais de elevação SRTM, posteriormente o perfil foi ilustrado com ajuda do *software Corel draw*.

Auxiliando a caracterização morfométrica foi aplicado no baixo curso o fator de simetria topográfica transversa (FSTT) proposto por Cox (1994). O FSTT indica a oscilação do canal fluvial em relação ao eixo central da bacia hidrográfica analisada por meio dos valores de T que oscilam entre 0 e 1. Quanto mais próximo de 0 maior é a simetria, enquanto valores próximos a 1 indicam assimetria. Sendo (Da) distância horizontal entre o canal analisado até o eixo médio da bacia e (Dd) distância horizontal entre o divisor de águas da bacia e o eixo médio. Para calcular o índice foram utilizados intervalos de 5 km representando cada trecho da bacia analisada. Para a elaboração deste índice usou-se imagens de radar SRTM, a partir desta base foi possível extrair a rede de drenagem, curvas de nível, delimitar a bacia hidrográfica e realizar cálculos morfométricos em ambiente SIG utilizando o software ArcGis 10.7.

Após a identificação das formas de relevo em fundo de vale, foi realizada a coleta do material referente a cobertura superficial dos terraços fluviais nas profundidades de 20 e 70 e 80 centímetros, por meio da abertura de trincheiras em ambas as margens do rio.

Posteriormente o procedimento de coleta, as amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Solos da Faculdade de Engenharia Agrícola na UNICAMP, onde foi realizada a analise granulométrica, com a separação das frações de areia muito grossa, grossa, média, fina e muito fina, além das frações de argila e silte, por meio do método de peneiramento e pipeta, conforme Camargo et. al. (1986) e EMBRAPA (1997).

Para coleta das amostras LOE foram abertas trincheiras, onde foram posicionados os tubos amostrais na horizontal, tomadas as medidas necessárias para que o sedimento coletado não entrasse em contato com a luz solar, seguindo todas as recomendações citadas por Guedes et. al. (2011) e Cordier (2010). As amostras para datação por LOE foram processadas por meio do protocolo SAR (single aliquot regenerative-dose) 15 alíquotas, conforme descreve Wintle e Murray (2006) e Guedes et. al. (2011), com a finalidade de obter idades absolutas dos eventos deposicionais.

4. Resultados e discussões

Ao aplicar o FSTT observou-se padrões distintos no baixo curso, muito associado a estrutura litológica da bacia. Quando o canal principal do rio Pardo escoa sobre rochas cristalinas e Grupo Barreiras, o mesmo varia lateralmente em relação ao eixo central da bacia, apresentando valores de (T) próximos a um, divagando entre os dois lados do eixo central. Ao se aproximar da planície costeira o rio volta ao centro da bacia intensificando o padrão meândrico, oscilando pouco em relação ao eixo central, formando extensos depósitos sedimentares na sua planície, construindo vários níveis de terraços, se apresentando como trecho ideal para coleta de amostras de acordo com a metodologia proposta, conforme ilustrado na figura 2.

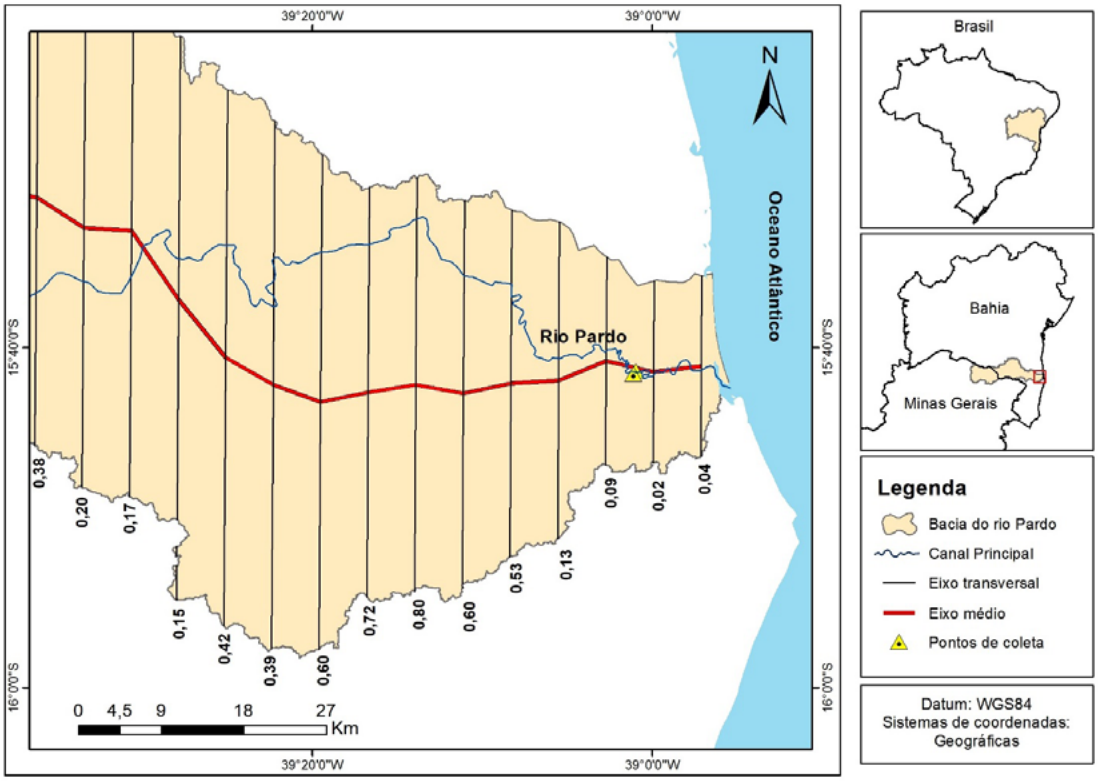


FIGURA 2: Aplicação do Fator de Simetria Topográfica Transversa.
Fonte: SRTM. Adaptado pelos autores.

Após selecionar os pontos de coleta no setor descrito com apoio do FSTT em gabinete, foram realizados trabalho de campo para caracterização topomorfológica e descrição dos terraços analisados. Pode ser observados os níveis de terraços (T1) alçados sobre a planície fluvial em ambas as margens, com quase dois metros de altura em relação ao rio. O degrau formado pelo desnível do terraço em relação a planície proporciona uma ilustração didática sobre esta feição do relevo, sendo bem destacado na paisagem conforme a figura 3.

É necessário destacar que mesmo no período de cheias o rio não deposita mais sedimentos no patamar (T1) margem Sul, sendo que os proprietários rurais locais, conseguem utilizar esta área para pastoreio do gado. Porém não podemos descartar que em eventos climáticos extremos com intervalo de recorrência de tempo mais longo como descreve Christofoletti (1974) esse nível de terraço possa ser atingindo, recebendo nova acreção de sedimentos.

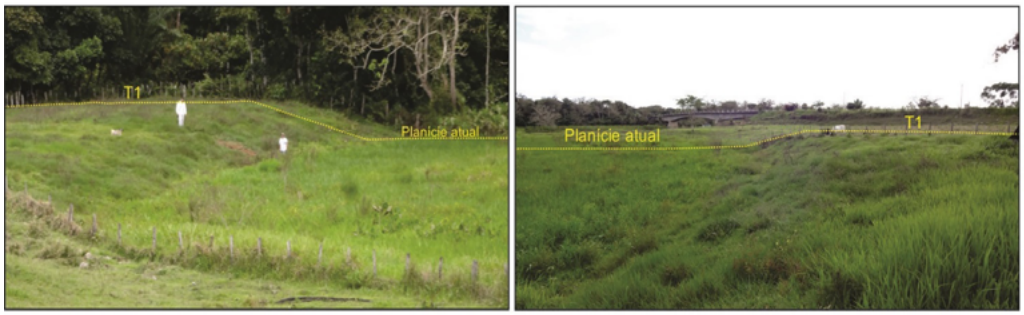


FIGURA 3: Nível (T1) de terraço analisado na planície do rio Pardo.
Fonte: Elaborado pelos autores.

As características topomorfológicas estão representadas no transecto A-B, figura 4, onde foram quantificados de forma indireta e direta os níveis de terraços em ambas as margens do rio Pardo após a planície atual. Os níveis de terraço estão posicionados assimetricamente, e de acordo com a forma do canal, sua margem erosiva avança para norte, onde se inicia o ponto (A) do transecto, mais próximo ao ponto de coleta (Pf2).

A assimetria entre os terraços poderia refletir uma assimetria geral da bacia hidrográfica, com a presença de abatimento de blocos como sugere Salamuni et al. (2004), mas neste contexto não foi observado um basculamento generalizado da bacia, conforme descrito anteriormente, pois esse trecho se torna mais alinhado ao eixo central que o restante da bacia. Pode-se associar nesse caso a assimetria dos terraços a própria capacidade autogênica de adaptação do rio Pardo, sedo uma resposta da evolução contínua dos meandros como sugere Hook (2007) para sistemas meandros complexos muito ativos ou alguma estrutura não identificada em campo.

Neste transecto os terraços estão em nível altimétrico muito acima da média da planície costeira, indicando paleo superfícies que foram construídas pela oscilação meândrica do rio sobre depósitos marinhos, que provavelmente foram soterrados pela reação das mudanças do nível de base, no contexto das transgressões e regressões marinas compondo a atual organização das paisagens, corroborando com as premissas descritas por Blum e Tornqvist (2000).

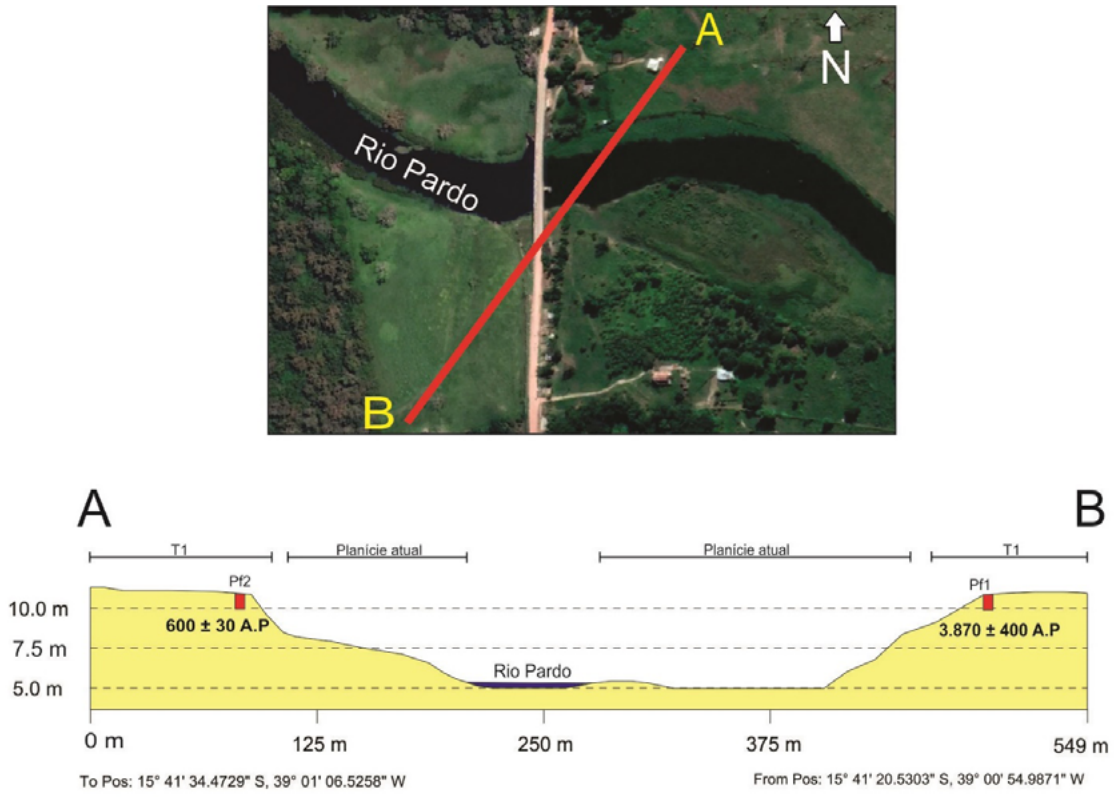


FIGURA 4: Transecto A-B, perfil topomorfológico transversal do rio pardo e idades absolutas (LOE). Fonte: Elaborado pelos autores.

As idades dos eventos deposicionais dos terraços obtidas pela LOE, confirmaram o processo de assimetria verificado em campo e no FSTT, pois a margem direita (B) ponto (Pf1) obteve uma idade muito superior 3870 ± 400 anos ante do presente (A.P) em relação a margem esquerda (A) ponto (Pf2) que datou 600

± 30 A.P. Reforçando a ideia de deslocamento lateral do rio para norte, onde a planície é menor e o rio se localiza mais próximo do terraço, portanto a margem norte foi muito mais retrabalhada que a margem sul nas ultimas centenas e milhares de anos do que a margem sul.

Em trabalhos correlatos como os realizados por Dias e Perez Filho (2015) e Storani e Perez filho (2015) a análise se comprometia a datação de diferentes níveis de terraços na mesma margem do rio, se propondo a compreender os processos de encaixa vertical do rio na paisagem, observando componentes exógenos a dinâmica fluvial. Esta proposta possui como finalidade analisar a dinâmica horizontal fluvial, porém utilizando metodologias muito semelhantes, sendo passível de correlação, complementando trabalhos pretéritos do mesmo grupo de pesquisa.

Em relação as características do material que compõe os terraços trabalhados, após as análises em campo com a descrição das camadas e em laboratório, análise granulométrica, os dois perfis se demonstraram muito similares, contendo camada acinzentada na superfície seguida de camada de coloração marrom, conforme figura 5. A quantidade de argilas, silte e areias corresponde com o material típico de transporte fluvial, não havendo estratificação em nenhum dos perfis, indicando que o rio provavelmente *não depositou sedimentos nesse nível recentemente*, pode-se concluir que a pedogênese *já alterou as camadas mesmo na cobertura superficial depositada mais recentemente*.

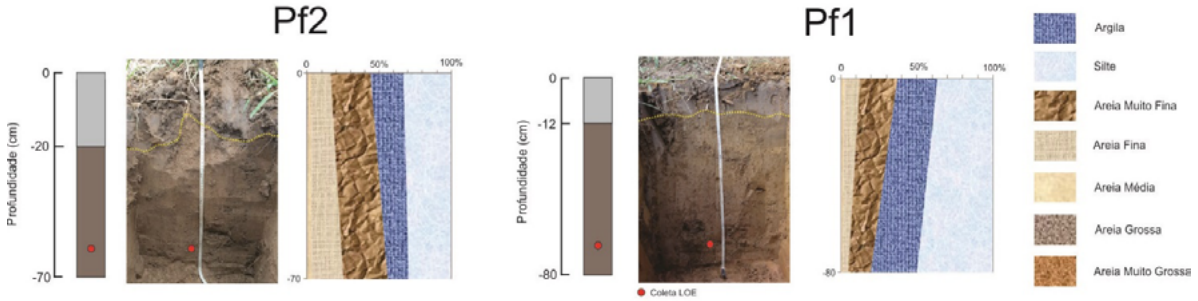


FIGURA 5: Descrição de perfil vertical: distinção de camadas, profundidade de coleta LOE e variação da granulometria em profundidade.
Fonte: Elaborado pelos autores.

O ponto (Pf1) possui maior quantidade de frações lamosas em relação ao ponto (Pf2), o que indica energias e capacidade de transporte inferior quando da deposição do material dos terraços, assinalando que o rio possuía maior energia quando construiu o terraço da margem sul. A variação das características granulométicas oscilou pouco em profundidade, no ponto (Pf2) caracterizou um depósito mais homogêneo que (Pf1) indicando aumento nas frações lamosas.

5. Considerações finais

De acordo com os resultados logrados foi possível caracterizar parte da dinâmica do setor analisado. A partir do transecto realizado fica evidente a assimetria dos terraços em relação ao rio, indicando uma tendência de migração atual para o norte, sendo que o terraço localizado ao sul possui idade deposicional mais antiga em relação ao anteriormente citado, demonstrando que o rio não deposita materiais a longo tempo. A granulomentria destaca a diferenciação de energia de transporte na construção de ambos os terraços, corroborando com os diferentes períodos de formação.

Apesar dos diversos inputs diferenciados de energia possíveis neste sistema nas últimas centenas de anos, credita-se a dinâmica intensa de migração lateral do padrão meândrico a processos autogênicos do rio Pardo ou a estruturas não identificadas em campo, que contribuíram para a construção dos terraços assimétricos e retrabalhamento da planície, pois não foram identificados basculamentos de blocos pronunciados no setor e observa-se que a dinâmica ainda é constante, não tendo estabilidade linear na sua formação.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro da Fundação de Amparo e Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), por meio dos projetos 2016/21335-9 e 2018/07271-3 pela realização deste trabalho.

Referências

ARAI, M. A Grande Elevação Eustática do Mioceno e sua Influência na origem do Grupo Barreiras. **Revista do Instituto de Geociências**. Geol. USP Sér. Cient., v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.

Blum, M. D.; Tornqvist, E. T. Fluvial responses to climate and sea level changes: a review and look forward. **Sedimentology**, v.47, p. 2-48, 2000.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A. & VALADARES, J.M. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas**, 1986, 94p. (IAC – Boletim Técnico, 106).

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. Blucher: São Paulo. 1ª edição, 183 p. 1974.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Geobank – **Geologia** - Folha Itapetinga (SD.24-Y-D) 2006. Disponível em: http://geosgb.cprm.gov.br/. Acesso em: Agosto, 2017.

CORDIER, S. Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. **Géomorphologie**, n.1, p. 21-40, 2010.

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. **Geol. Soc. Am. Bull**, v. 106, p. 571-581, 1994.

DIAS, R. L; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 16(2), p. 341 – 349. 2015. http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i2.644

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212p.

HOOKE, J. M. Complexity, self-organization and variation in behavior in meandering rivers. **Geomorphology**, v. 91, p. 236-258, 2007.

GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; DE WITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 13, 2011. **Anais**... Búzios-RJ, 2011.

GUERRA, A.T.; GUERRA, A.J.T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997. 648 p.

INEMA – Instituto de Meio Ambiente e Recursos Hidricos. **Mapeamento Pedológico do Estado da Bahia**. Disponível em: <http://www.inema.ba.gov.br/>. Acessado em: Setembro de 2017.

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.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI,Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba.

Revista Brasileira de Geociências, v. 34, n.4, p. 469-478, 2004.

SILVEIRA, J, D. **Morfologia do litoral**. In: AZEVEDO, A. Brasil a terra e o homem: "As bases físicas". Vol.1, Companhia Editora Nacional: São Paulo. P. 253-305. 1964.

STORANI,D. L & PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 16(2), p.191-199. 2015.

WEGMANN, K. W.; PAZZAAGLIA, F. J. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. **GSA Bulletin**, V. 114, p. 731–744, 2002.

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Rations Measurements**, V.41. Issue 1, p. 369-391. 2006.

CONTRIBUIÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA NO CONTROLE ESTRUTURAL DA REDE DE CANAIS EM TRECHOS DA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL

Mateus da Silva Ferreira
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Cidade Universitária – CEP 21.941-916
E-mail: mateusferreira@ufrj.br
Giselle Ferreira Borges
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Cidade Universitária – CEP 21.941-916
E-mail: giborgesgeouff@gmail.com
Julia Ribeiro Vieira
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Cidade Universitária – CEP 21.941-916
E-mail: julia1602.vieira@gmail.com
André de Souza Avelar
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Cidade Universitária – CEP 21.941-916
E-mail: andreavelar@acd.ufrj.br

Resumo

As bacias hidrográficas possuem uma trama de canais caracterizados por diferentes relações naturais, sob influência geológica na configuração da rede hidrográfica. Objetivou-se relacionar a dinâmica fluvial e a espacialização de canais em trechos da bacia do Paraíba do Sul e seus afluentes, condicionadas por aspectos geológicos e estruturais mapeados. Utilizou-se bases digitais topográficas para delimitação da bacia, rede de canais na escala (1:250.000), assim como a compilação de mapas geológicos (1:100.000) em ArcGIS, que permitiu analisar a relação canais-geologia na escala 1:250.000. Para esta análise optou-se por trabalhar com os trechos de médio e baixo curso da bacia, excluindo momentaneamente o alto curso. Após as análises e interpretação dos resultados foi possível entender processos geológicos e geomorfológicos como estruturadores das redes de canais, bem como o controle exercido por litologias mais resistentes e a presença de falhamentos e dobramentos.

Palavras-chave: Litologia, Ajuste Contínuo, Drenagem, Morfogenético.

Introdução

A compartimentação do relevo analisado em escala regional mostra como os canais se organizam por fatores geomorfológicos segundo o arcabouço geológico marcado pela natureza das rochas e pela tectônica que atua sobre elas (IBGE, 2009). Esses elementos são influenciados pelos efeitos climáticos que se alteram a partir do tempo geológico. Parte-se do princípio que o relevo se modelou em diversos conjuntos e feições que traz uma história e relações comuns com a estrutura geológica a partir da qual se formaram. Diversos parâmetros de natureza estrutural, litológica, pedológica, climática e morfodinâmica são responsáveis pela evolução das formas do relevo e pela composição da paisagem no decorrer do tempo geológico. A bacia hidrográfica é um recorte espacial que auxilia no planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos, porém sua delimitação perpassa limites político-administrativos, sociais e econômicos.

Considera-se a bacia hidrográfica como uma unidade geomorfológica que se relaciona com diversos elementos físicos e sociais, em que quaisquer intervenções antrópicas ou naturais acabam acarretando impacto, estes influenciando no fluxo energético e na dinâmica fluvial (CUNHA, 1998). Dessa maneira, as bacias possuem relações diretas com a estrutura e substrato geológico. Observa-se que o conjunto hidrográfico em sua estrutura possui tipos de rochas que compõem uma determinada área, distribuição, idade e o processo geológico que as formaram. Neste sentido, a estrutura está relacionada à origem, à composição e à formação do terreno ao longo do tempo geológico, estrutura esta que expõe através de uma determinada forma do relevo. Logo, a geologia consiste no estudo da composição das propriedades físicas e estruturais, bem como na explicação das inúmeras forças naturais, dos processos geológicos, a compreensão desse sistema como um todo (POOP, 2010).

Pode-se dizer que a rede hidrográfica determina o padrão de drenagem da bacia, em que apresenta arranjos espaciais dos canais caracterizados pela estrutura geológica e evolução morfogenética do ambiente. A configuração geológica determina os tipos de padrões de drenagem dentro da bacia. Segundo Christofoletti (1980), os padrões de drenagem se baseiam no arranjo espacial dos cursos fluviais sendo influenciados pela atividade morfogenética e a disposição das camadas rochosas. Assim, se configuram pela resistência litológica, diferença de declividade e evolução geomorfológica.

A partir dos elementos químicos que compõem as rochas, derivam-se diferentes processos de evolução do relevo até modificação da rocha matriz presentes na formação dos canais fluviais. Outros fundamentos como formas dos topos, dados morfométricos da densidade, aprofundamento da drenagem, declividade, estrutura de falhas, de modo a identificar as principais formas, tamanhos, formação e inter-relação com os demais componentes da natureza, e, portanto, são dinâmicos (ROSS, 2011).

Pode-se compreender que os processos geológicos e geomorfológicos estão interligados atuando como estruturador das redes de canais. Dessa forma, abrange um padrão de formas de relevo que apresentam definição geométrica similar em função de uma gênese comum e dos processos morfogenéticos atuantes, resultando na recorrência dos materiais correlativos superficiais. Segundo o IBGE (2009), podem ser identificados quatro tipos de modelados: acumulação, aplanamento, dissolução e dissecação do relevo.

Em geral, a configuração da bacia, em escala regional, está estável durante o Quaternário, pois acredita-se que há um controle estrutural de rochas que fez com que os canais se ajustassem às ocorrências de falhas, dobras e litologias de diferentes resistências. Acredita-se que se a bacia teve seu principal ajuste

durante o Terciário, tendo sido originada a partir da abertura do Oceano Atlântico no meio do Mesozoico aproximadamente. Há heranças de alinhamento e orientações nos canais oriundos do embasamento geológico, que foi consolidado no Proterozoico e início do Cambriano. Deste modo, a bacia do Paraíba do Sul sofre influências geológicas e geomorfológicas passadas até o presente, uma vez que os rios tiveram mudanças lentamente em sua trajetória. Por outro lado, se houver novo impulso tectônico (soerguimentos ou subsidências) ou climático (maior ou menor aporte de chuvas), a bacia se tornará ativa, aparecendo entalhes nos vales e\ou intensificando a geração de novos canais, assim como removendo e\ou entulhando sedimentos em diferentes trechos dos fundos de vale.

Cabe ressaltar, que a bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul abrange territórios pertencentes a três relevantes estados brasileiros da região Sudeste: São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, da sua nascente até sua foz, respectivamente. Logo, destaca-se a importância estratégica dessa bacia, pois percorre três principais estados com dinâmicas geológicas distintas, em que possui grande aporte de indústrias, atividades agropecuárias e população. A configuração estrutural do rio Paraíba do Sul beneficia os municípios que por ele percorre, ou seja, os recursos hídricos estão disponíveis para sua utilização em abundância. Sabe-se que o controle estrutural da bacia exerce uma grande influência sobre toda rede de canais, somado a resistência das rochas ao intemperismo, estabelecida conforme a composição mineralógica, sendo estas diversificadas, com diferentes idades e resistências, dando à bacia uma morfologia diferenciada.

Dessa maneira, há uma resistência diferencial da litologia para estruturas desniveladas, principalmente em rochas que sofrem erosão desconformes friáveis, ou mantidas no mesmo nível altimétrico pela geologia local. Assim, favorece a erosão diferencial baseada por ações climáticas e resistência ao intemperismo contribuindo para formar diferentes estruturas fluviais e de relevo (SILVA, 2009).

Cabe destacar que os minerais presentes podem influenciar a qualidade da água quando estes passam a sofrer com ações antrópicas. As transformações ocorrem devido a perfuração de poços favorecendo a concentração de solutos nos canais fluviais, reconfigurando sua estrutura. Além do fator natural, pois acredita-se que a bacia vem sofrendo reajustes tectônicos ao longo dos anos, favorecendo em um novo ajuste. Desse modo, essa bacia possui um papel estratégico no sudeste do Brasil, pois é relevante para abastecimento da população como gerador de recursos políticos-econômicos-sociais. Assim, qualquer modificação na bacia reflete prejuízos para todo o continente brasileiro, pois há diversas transposições da bacia para outros reservatórios e também para a geração de energia elétrica. O objetivo deste trabalho é compreender quais os litotipos que controlam a estrutura e corroboram para a atual configuração do baixo e médio curso do rio Paraíba do Sul em interação geológica/geomorfológicas.

Área de estudo

A área de estudo compreende a bacia do rio Paraíba do Sul em sua totalidade, que ocupa uma área de 55.500 km² (ANA, 2020) e estende-se na região sudeste do Brasil (Figura 1). Sua maior extensão encontra-se no Rio de Janeiro (20.900 km²), seguido de Minas Gerais (20.700 km²) e São Paulo (13.900 km²), englobando 184 municípios destes estados.

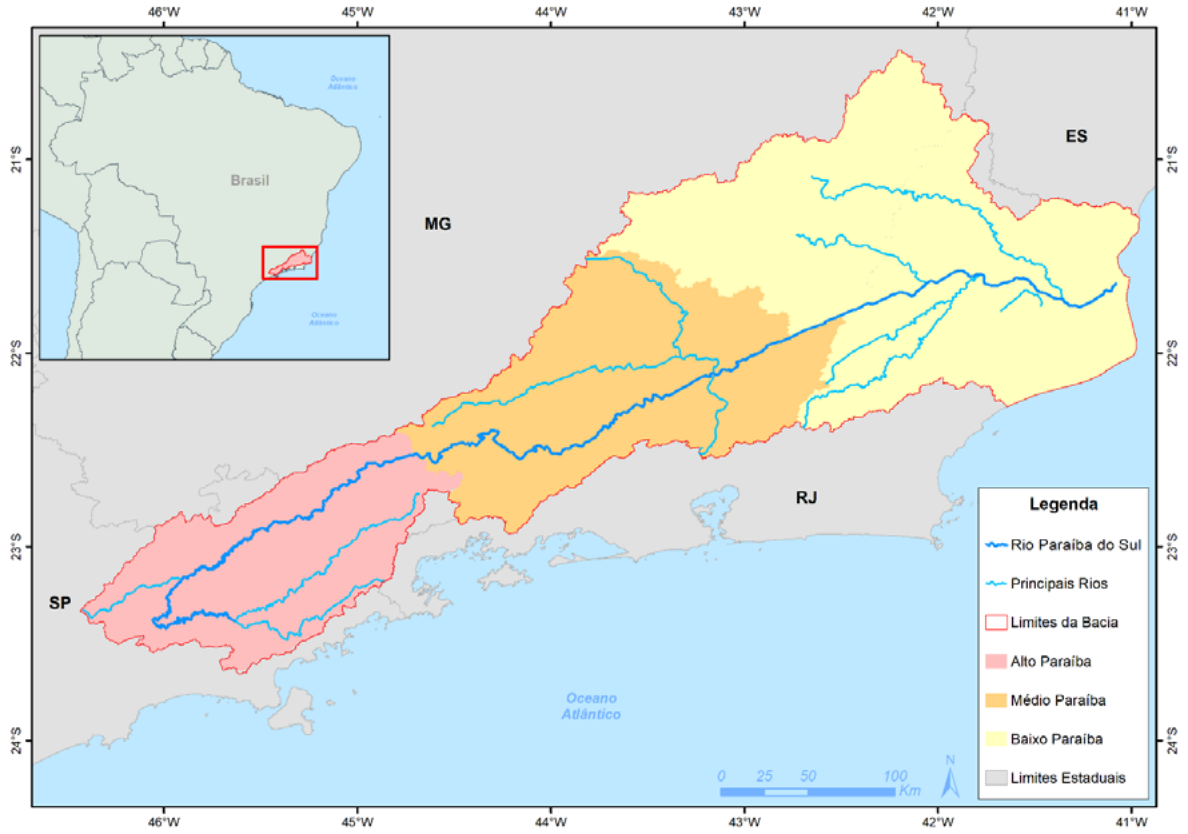


FIGURA 1: Mapa de localização da Bacia do Paraíba do Sul. Fonte: Arquivo dos autores.

Dentro da bacia do rio Paraíba do Sul há a presença de sete comitês de bacia, que se delimitam a partir de outros rios importantes para a bacia, que são contribuintes do Paraíba. Dessa forma, os comitês possuem a proposta de constituir interlocutores regionais de importância no processo de representatividade e gestão dos recursos hídricos, a fim de formular planos de preservação ambiental.

Os comitês presentes são: o CBH Paraíba do Sul - Trecho Paulista é responsável pelos municípios de São Paulo da bacia, englobando os rios Paraibuna e Paraitinga – os formadores do rio Paraíba do Sul. O CBH Médio Paraíba do Sul compreende a região constituída pela bacia do Rio Preto e pelas bacias dos rios afluentes do curso médio superior do rio Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. O CBH Piabanha abrange a região das bacias hidrográficas dos cursos d'água afluentes do rio Piabanha. O CBH Rio Dois Rios, é constituído pelas bacias dos rios Negro e Dois Rios com foz no município de São Fidélis/RJ. O CBH do Baixo Paraíba do Sul e Itabapoana, o CBH dos Afluentes Mineiros dos Rios Preto e Paraibuna e o CBH dos Afluentes Mineiros dos Rios Pomba e Muriaé (CEIVAP, 2020).

A bacia situa-se no bioma de Mata Atlântica, entretanto, somente 11% da sua área total é ocupada pelos remanescentes de floresta (GEROE, 1995), como UC's e reservas florestais. Assim, geomorfologicamente a bacia encontra-se em relevos mais acidentados referentes ao enclave das Serras do Mar e da Mantiqueira, normalmente relacionadas a unidades de conservação ambiental.

A destruição da vegetação nativa intensificou-se no final do século XVIII, com a expansão das plantações de café no Vale do Paraíba. O modelo monocultor e latifundiário caracterizou a cafeicultura na bacia do Paraíba do Sul, firmando a destruição das florestas em extensas queimadas, resultando em rápidas perdas de produtividade e início de processos intensos de erosão e degradação das terras, que se perpetuaram com a substituição do café pelas pastagens.

Além disso, o desenvolvimento da atividade industrial, a partir de 1940, impulsionou a economia da região. Por consequência, a população da bacia passou de predominantemente rural para urbana em poucas décadas, e a atividade agropecuária, atraiu mais um motivo para entrada em franca decadência. Atualmente, grande parte das terras encontra-se degradada e improdutiva, e o êxodo rural é constante nos municípios da bacia, alguns já apresentando mais de 90% da população concentrada em áreas urbanas (PRHBPS, 2006).

Os limites da bacia do rio Paraíba do Sul são materializados por altos níveis estruturais, sucedidos de outras bacias hidrográficas. A oeste, é limitada pela bacia do rio Tiête e ramificações dos maciços da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira; ao norte, as bacias dos rios Grande e Doce e as serras da Mantiqueira, Caparaó e Santo Eduardo. A nordeste, o limite é estabelecido pela bacia do rio Itabapoana; e, ao sul, pelas serras do Mar e dos Órgãos (PRHBPS, 2006).

A área de estudo para este presente trabalho tem como enfoque as regiões dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, que englobam o baixo e médio curso as quais estão englobadas na área da bacia de estudo. As aquisições de novas fontes de estudo estão em prosseguimento ao trabalho, integralizando a análise do controle geológico e estrutural de toda a bacia.

Metodologia

A execução do projeto divide-se em quatro principais etapas. A etapa preliminar envolveu o levantamento da bibliografia de mapeamentos regionais da área de estudo em escala próxima a escolhida, 1:250.000. A iniciativa do Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil (GeoSGB) permitiu a aquisição das cartas geológicas do Rio de Janeiro em escala 1:100.000, usada como base no projeto.

Logo, a partir das cartas geológicas disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), fez-se necessária a avaliação das unidades geológicas presentes, a fim de compreender sua relevância no contexto de uma escala menor. Dessa forma, as unidades geológicas foram separadas, categorizadas e simplificadas em diferentes classes litológicas, com intuito de padronizar o mapeamento ajustando ao trabalho.

Após a obtenção das cartas geológicas, sucedeu a compilação e tratamento dos dados geológicos e estruturais, com a simplificação das cartas geológicas, de escala 1:100.000, para a escala de 1:250.000 com o uso do software ArcGis. A simplificação envolveu a associação e a criação de novas categorias de classificação geológicas, sem que comprometesse as unidades litológicas presentes, além da reinterpretação das cartas com ausência de informações.

Ainda dentro desta etapa, foi realizado o georreferenciamento e a vetorização das cartas disponibilizadas somente em formato pdf, para dar prosseguimento a elaboração do mapa, para compreender as estruturas geológicas que integram a bacia do Paraíba do Sul.A terceira etapa foi aplicada ao levantamento da literatura relacionada à geologia dos estados presentes na área de estudo: Rio de Janeiro, Minas Gerais e São Paulo.

A partir das informações adquiridas e confeccionadas, foi realizada a análise do percurso do rio Paraíba do Sul, desde as nascentes a sua foz, relacionada aos aspectos geológicos e estruturais atuais. A interpretação do controle estrutural na bacia tratou-se da identificação de unidades geológicas mais suscetíveis ao entalhamento fluvial e, conjuntamente, padrões estruturais como falhas e fraturas, indicando pontos de fraqueza no relevo. Esse recurso pode ser utilizado quando extremamente necessário.

Resultados e Discussões

Os mapeamentos regionais de geologia e geomorfologia apontam que, na escala regional, a bacia do Paraíba do Sul está inserida no contexto geotectônico da Província Mantiqueira, uma das províncias estruturais definidas por Almeida *et al*. (1981). Oriunda do Ciclo Orogênico Brasiliano, essa entidade se estende do Uruguai até o sul do estado da Bahia, ocupando uma área de cerca de 700.000 km^2.

A relevância desta província geológica precede a importância e abundância de distintas unidades litológicas originadas dos diferentes eventos metamórficos sofridos na região, com orientação principal de ENE-WSW a NE-SW. A rede de canais dos rios principais da bacia orienta-se ao longo dos contatos litológicos, principalmente na orientação NE-SW, por vezes marcados pela foliação das rochas e por vezes marcados por contatos tectônicos (falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento). Os canais tributários a estes, orientam-se ortogonalmente, principalmente em falhas normais com direção NNW-SSE ou em fraturas tectônicas de caráter regional. Provavelmente, as falhas normais são de origem cenozóica e relacionam-se aos esforços de tração ocorridos durante a abertura do Oceano Atlântico. Estas situações da organização dos canais geram um padrão treliça típico, onde os canais principais são longos e retilíneos e os tributários são mais curtos e encontram o principal em ângulo reto.

Há também ocorrências de orientações com caraterística mais circular, que estão associadas às intrusões de maior porte, que compõem predominantemente o batólito da Serra do Mar e o Maciço de Itatiaia. Nestes casos, o padrão de drenagem tende a ser circular ou anelar, podendo haver deformações devido aos esforços tectônicos aliados às próprias intrusões ígneas (corpos sin-tectônicos).

Fica evidenciado o papel geológico no controle estrutural de vários canais da bacia do rio Paraíba do Sul. Cabe destacar que a escala regional (1:100.000 até 1:250.000) é fundamental para as pesquisas dentro desta área da geomorfologia, sendo de grande relevância a escolha da resolução mais detalhada do mapeamento geológico requerido no estudo, neste caso 1:100.000. Os mapas geológicos originais são bastante confusos no que se refere à denominação e descrição das unidades de mapeamento. Por exemplo, utilizam-se de nomes de formações ou complexo, sem dar ênfase ao tipo de rocha ou estruturas predominantes

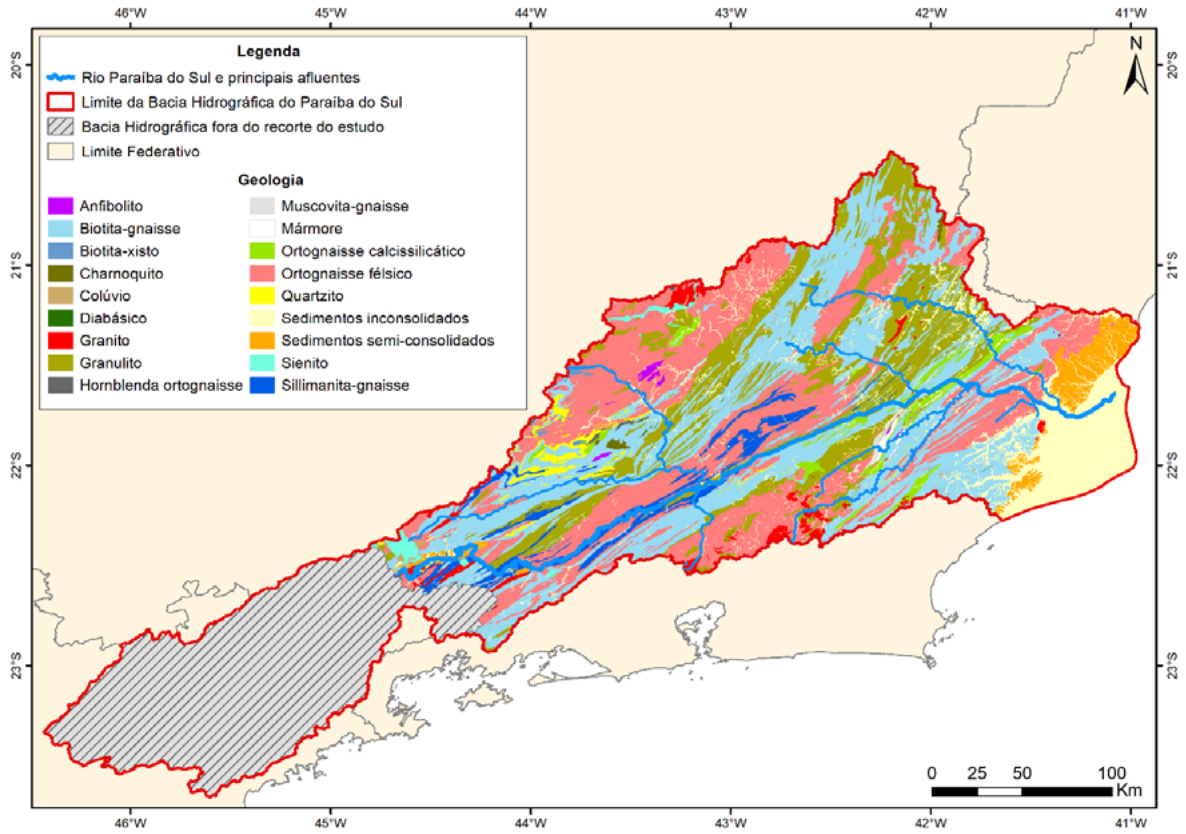
Diante disso, considerou-se importante a compilação das diferentes unidades geológicas em litotipos e estruturas correlacionáveis, que foram agrupadas para este trabalho e conforme apresentadas abaixo.

4.1 Análise das Classes de Mapeamento Geológico

A partir das classes de mapeamento, foram acopladas 18 unidades, sendo elas: biotita-gnaisse, sillimanita-gnaisse, muscovita-gnaisse, ortognaisse félsico, ortognaisse calciclástico, hornblenda ortognaisse, granulito, charnoquito, biotita-xisto, granito, diabásio, quartzito, anfibolito, sienito, mármore, colúvio, sedimentos semi-consolidados e sedimentos inconsolidados (Figura 2).

FIGURA 2: Análise do mapeamento Geológico da Bacia do Paraíba do Sul. Fonte: Arquivo dos autores.

Uma vez que a bacia hidrográfica se situa em terrenos com histórico em um regime extensional com formação de riftes, colapso dos orógenos e transição para um novo regime extensional, há uma expressiva variedade de rochas metamór-



ficas. Dentre essas, estão os gnaisses, que constituem seis classes geológicas determinadas. Os gnaisses são rochas metamórficas essencialmente quartzo-feldspática, com granulação frequentemente média a grossa. Sua estrutura é muito variável desde maciça, granitóide, com foliação dada pelo achatamento dos grãos até bandada, com bandas, geralmente milimétricas a centimétricas, quartzo-feldspáticas alternadas com bandas mais máficas, derivada de processos de segregação metamórfica que culminam em rochas migmatíticas.

A variação de classes entre os gnaisses está relacionada à composição mineral mais expressiva na rocha com a atuação do metamorfismo. Determinados minerais desenvolvem-se de forma sequenciada, submetidas a metamorfismo progressivo mais intenso (BARROW, 1893). Esses minerais, denominados de minerais índices, são, em ordem: clorita-biotita-granada (almandina)-estaurolita-cianita-sillimanita. A união dos pontos, onde se constata o primeiro aparecimento de cada um dos minerais citados acima, forma uma linha denominada de isógrada. As isógradas separam zonas metamórficas, no caso zonas da clorita, biotita, granada, estaurolita, cianita e sillimanita, na sequência do incremento do metamorfismo.

As classes biotita-gnaisse, sillimanita-gnaisse, muscovita-gnaisse, ortognaisse félsico, ortognaisse calciclástico e hornblenda ortognaisse possuem aspectos semelhantes, entretanto variam em sua composição inicial pré-metamorfismo e o grau metamórfico estabelecido no evento geotectônico. Em geral, estão muito intemperizadas e compõem os fundos de vales dos rios principais.

O biotita-gnaisse apresenta grau metamórfico condizente com a alta concentração de biotita (mineral do grupo das micas com concentração de ferro). São rochas de origem sedimentar, de cor cinza clara a amarelada, granulação fina a média. As estruturas apresentam bandamento gnáissico, associado à clivagem de crenulação, o qual possui granulação fina e textura granoblástica, predominando quartzo e plagioclásio com principalmente biotita subordinada

(SANTOS *et al.,* 2016). A unidade Andrelândia (biotita-gnaisse bandados) é um dos exemplos de classificação do trabalho com grande ocorrência no mapa.

Em contrapartida, os muscovita-gnaisses têm menor representatividade no contexto da análise geológica, ocorrendo principalmente na unidade Euclidelândia. De origem sedimentar, sua composição é rica em muscovita, um mineral micáceo aluminossilicato de potássio. Os sillimanita-gnaisses são rochas também de origem sedimentar e, por sua vez, apresentam um polimorfo da cianita e andaluzita com maior representatividade na composição, evidenciando o alto teor de alumínio. Esta tem como exemplos as unidades Paraíba do Sul, Marangatú e alguns trechos de Andrelândia (sillimanita-gnaisse bandado).

A classe de ortognaisse félsico apresenta rochas de composições mineralógicas de alto teor no pH, com minerais de coloração clara (quartzo e K-feldspato) e proporções expressivas de elementos leves (Si, Al, álcalis), típicos de rochas magmáticas (ígneas) evoluídas como granitos e sienitos. Essa classe apresenta um abundante número de unidades classificadas, com destaque Quirino e Rio Turvo.

Os ortognaisses calciclásticos são rochas maciças ou bandadas, composta por minerais cálcio-silicáticos como hornblenda, biotita e diopsídio - resultando no alto teor de ferro, cálcio e magnésio. Sua origem está diretamente relacionada ao metamorfismo regional de *cherts* carbonáticos, calcários silicosos e margosos (impuros). Italva (Macuco), Trajano de Moraes e Andrelândia (calcissilicática) são exemplos desta classe.

A hornblenda ortognaisse é uma classe de rochas de origem ígnea, com composição predominante de hornblenda, mas que podem apresentar biotita, anfibólio e minerais opacos. Essa classe é principalmente representada em unidades na porção centro-norte da bacia, no médio curso – entretanto, em estudos prévios do baixo curso, espera-se que esta seja bem representativa pela unidade Pindamonhangaba, na porção oeste da bacia.

Os granulitos são rochas de alto grau metamórfico de alta temperatura, elevado grau geotérmico (T/P) e condições anidras, que levam a rocha a ter paragênese metamórfica tipicamente anidra. São rochas granoblásticas, maciças a foliadas, com granulação variável de muito fina até muito grossa. Tem grande representatividade pelas unidades Juiz de Fora (ortogranulitos) e Rio Negro (gnaisse granulítico).

Os charnoquitos são rochas de alto grau metamórfico, graníticos ou granitóides, que se caracterizam por apresentar hiperstênio em sua composição, muitas vezes de granulação grosseira e com feldspatos escuros. São representados principalmente pelas unidades São Francisco Xavier, Charnockito Fazenda Barão e Hiperstênio Granito da Suite Caparaó.

A classificação de biotita-xisto representa rochas metamórficas de grau intermediário caracterizadas por uma foliação marcada pela presença de minerais placóides, como as micas, visíveis a olho nu e orientados em folhas paralelas, principalmente biotitas. As formações Campestre, São Vicente e Santo Antônio do Grupo Andrelândia são exemplos dessa classificação.

As classes de granitos estão relacionadas a altos estruturais no relevo, visto que são compostos de rochas plutônicas de alta resistência aos processos intempéricos e erosivos. Compõem rochas supersaturadas de composição essencialmente de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, aos quais, frequentemente, associam-se, em quantidades bem menores, a minerais máficos, como a biotita, ou félsicos, como a muscovita.

Os diabásios têm menor relevância dentro da classificação no mapa confeccionado, visto que é representado essencialmente por corpos gabróides e diques. São rochas hipabissais básicas de composição basáltica, fanerítica fina, textura ofítica a subofítica, muitas vezes com porções porfiríticas, frequentemente em diques, ocorrendo também em porções mais internas de derrames vulcânicos espessos.

Da mesma maneira, com menor relevância, os anfibolitos definem-se por rochas metamórficas de grau médio a alto, tendo a hornblenda e o plagioclásio como paragênese característica. O anfibolito pode ser derivado de rochas ígneas básicas, como o basalto e o gabro, ou de rochas sedimentares, como calcários impuros. Apresenta-se maciço, bandado ou, mais comumente, com lineação e textura nematoblástica. É representado por poucas unidades, como São Fidélis e Italva.

A classe geológica Sienito é retratada por poucas unidades, próximas à divisão do baixo e alto curso. Uma unidade se destaca: Morro Redondo. Localizado nas proximidades do município de Resende (RJ), esta feição geomorfológica é um pequeno corpo de forma grosseiramente circular e com área um pouco maior que 5 kmδ. A respeito de sua litologia, é representado por rochas ígneas plutônicas saturadas com componentes essenciais K feldspato, predominando sobre plagioclásio, e ferromagnesianos: biotita e hornblenda.

Os quartzitos são rochas metamórficas cujo componente principal é o quartzo, perfazendo mais de 75% da composição litológica. Normalmente possuem protólitos arenitos quartzosos (origem mais comum), mas podem ser derivados de tufos, riolitos silicosos e chert silicoso. Os quartzitos apresentam-se principalmente em camadas delgadas, seguindo o trend principal ENE-WSW estabelecido na região.

A classe denominada Mármore engloba calcários metamorficamente recristalizados, possuindo uma composição mais de 50% carbonática, geralmente calcítico ou dolomítico, e podendo ocorrer em várias fácies, como maciço e bandado. Os principais exemplos são as unidades de Bom Jesus do Itabapoana e Italva (São Joaquim).

A unidade classificada como Colúvio é a representação de fragmentos rochosos, composto por sedimentos não selecionados, transportados ao longo das encostas de morros e depositados no sopé das encostas, devido à ação combinada da gravidade e da água. Os colúvios possuem características diferentes das rochas subjacentes. Além disso, esta unidade está manifestada em pequenas áreas, visto que sua ocorrência está condicionada a fatores geomorfológicos e climáticos.

O processo de formação de rochas sedimentares clásticas está relacionado com diversos fatores de manutenção do ciclo das rochas. A estruturação deste ciclo prevê os estágios de intemperismo, erosão, transporte, deposição, soterramento e diagênese, sendo o último onde ocorre a litificação dos sedimentos. Entretanto, a unidade denominada Sedimentos semi-consolidados refere-se às áreas de planícies costeiras onde dominam terrenos de baixa altitude (até 50-60 m) e profundidade (até 150-200 m), adjacente aos continentes e oceanos e mares de rochas cristalinas no litoral da APABF (HORN *et al.,* 2007).

A classificação de sedimentos inconsolidados refere-se a depósitos quaternários, frequentemente relacionados a dinâmica de canais fluviais e os processos de transporte e deposição. Estes sedimentos foram recentemente depositados, de acordo com o tempo geológico, e não sofreram soterramento e diagênese.

4.2 Relações da Rede de Canais e a Geologia

A dinâmica fluvial e a configuração espacial da rede de drenagem sofrem grande influência da tectônica, nos quais os cursos d'água geralmente são controlados por lineamentos estruturais e/ou movimentos tectônicos. A vista disso, entende-se que muitos cursos d'água têm se mantido em seu eixo atual por milhares ou até milhões de anos, relativamente presos em blocos ou estruturas ativas. A bacia do Paraíba do Sul é classificada como uma bacia alongada, jovem e controlada por um terreno anisotrópico - retrabalhados nos eventos orogenéticos.

Entretanto, a influência sobre a configuração espacial das bacias não é exclusivamente condicionada pela tectônica e podem ser analisadas em relação a contextos geológicos, geomorfológicos e ambientais. O substrato rochoso é uma das variáveis condicionantes da dinâmica fluvial, que afeta as variáveis hidrológicas, a resistência à erosão e a quantidade de carga sedimentar fornecida, por exemplo.

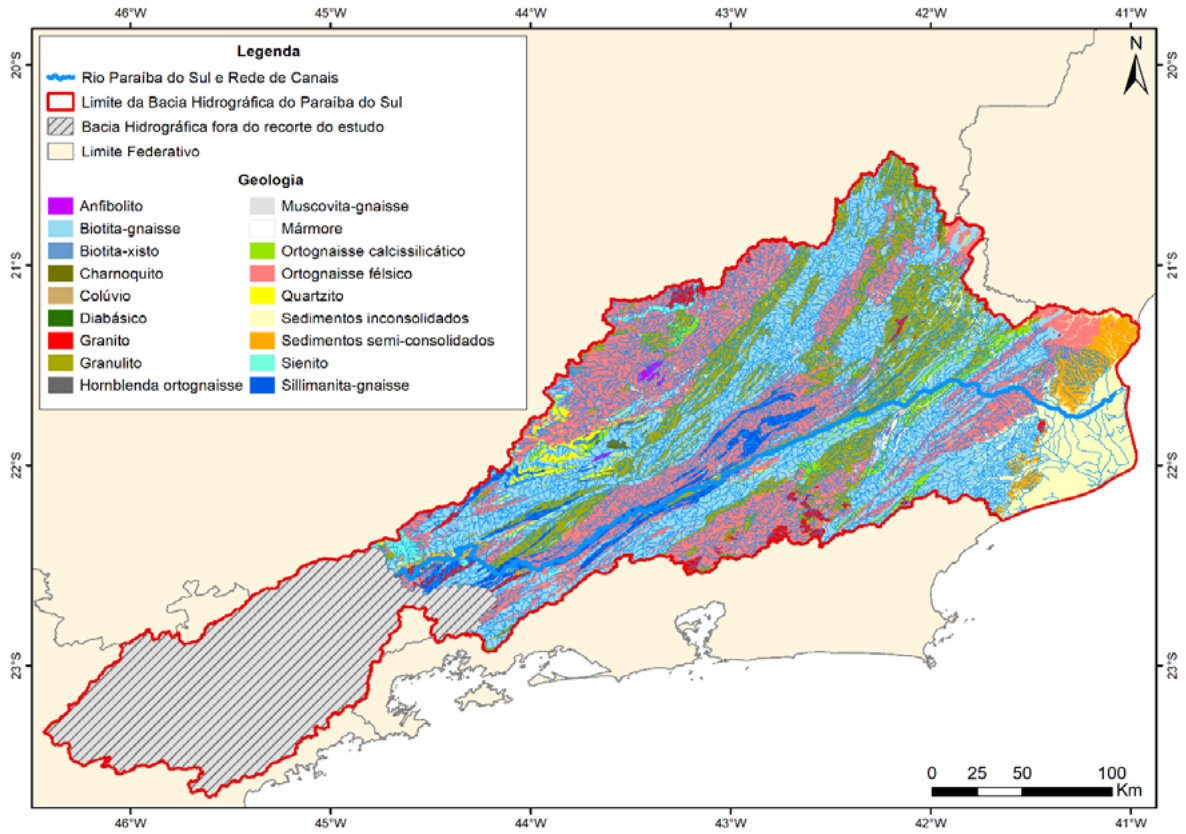
Observando as classes litológicas estabelecidas, percebe-se que as redes fluviais percorrem áreas de mesma classificação por longos trajetos, ou seja, apresentam um padrão preferencial de assentamento e permanência em certos tipos de rochas. Além disso, em desvios entre diferentes unidades geológicas, investigando a fundo, as drenagens se mantêm em classes com particularidades semelhantes.

Analisando esta argumentação, mostra-se necessária uma análise de susceptibilidade de entalhamento em certas unidades relacionada a resistência das rochas presentes na classificação. A partir da avaliação do percurso do rio Paraíba do Sul e seus afluentes, é possível

reconhecer que o padrão preferencial comentado segue as rochas metamórficas de origem sedimentar (Figura 3).

FIGURA 3: Rede de drenagem e os substratos. Fonte: Arquivo dos autores.

As características primárias dos tipos de rochas (como a composição mineralógica) e os diferentes graus de intemperismo e deformação afetam a resistência e erodibilidade. A partir disso, entende-se que o contexto litoestrutural pode ser decisivo para o padrão morfológico dos cursos d'água, visto que são influenciados diretamente pelo tipo e a quantidade de sedimentos fornecidos



às calhas fluviais. Desse modo, reconhece-se que as classes de biotita-gnaisses, muscovita-gnaisses e sillimanita-gnaisses apresentam características menos resistentes, principalmente em relação ao intemperismo químico, tendendo a fornecer carga de sedimentos finos (argilas e siltes).

A relação da litologia com a rede de canais é bem demarcada quando se aproximam de minerais transigentes no processo de dissolução, ou seja, com facilidade aos processos de intemperização. A rede hidrográfica que se instala sobre essa estrutura possibilita que os canais escavem sua morfologia dando formas sinuosas, como os meandros, já que o relevo e a estrutura permitem essa expansão do canal.

Além disso, deve-se considerar o controle litoestrutural passivo, visto que as drenagens são bem demarcadas quando associadas a padrões de lineamentos estruturais. A região da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, com o histórico de uma área geotectonicamente ativa, apresenta orientação preferencial de ENE-WSW a NE-SW de seus rios, comprovada pela profusão de zonas de fraturas e falhas, o que cede pontos de fraqueza para ao entalhamento dos corpos d'água. Ademais, os contatos entre diferentes litologias também contribuem para a formação de planos de maior infiltração, em função da diferença composicional estabelecida. Desse modo, não apenas os canais individualmente, mas toda a rede hidrográfica pode apresentar padrões espaciais condicionados pelo quadro litoestrutural.

Considerações finais

O trabalho teve o intuito de identificar as principais classes geológicas que compõem a bacia do Paraíba do Sul em escala regional, sendo definidas 18 litologias na totalidade da bacia, do alto ao baixo curso. Destaca-se que o mapeamento forneceu diversas análises para compreender a conjuntura e arranjos de canais que a bacia possui.

Além disso, o trabalho permanece em desenvolvimento, a fim de realizar análises mais detalhadas da bacia, principalmente no alto curso, e compreender a influência dos aspectos geológicos e estruturais na compartimentação do relevo em escala regional. O diagnóstico da rede de drenagem apresenta de forma geral comportamento variável e complexo, consistindo em densidade e padrões de drenagem com forte controle estrutural tanto de feições morfológicas pré-existentes, quanto de feições tectônicas.

O andamento do estudo dará enfoque ao detalhamento do alto curso do rio Paraíba do Sul, em consequência do recente levantamento de novos dados desta área. Essa divisão possui grande relevância em âmbito natural, social e econômico, visto que no alto curso que nasce o rio Paraíba, no estado de São Paulo. Assim, é possível ter uma análise mais fiel do contexto regional que se encontra a bacia.

O encontro dos rios Paraibuna e Paraitinga, principais formadores do rio Paraíba do Sul, localiza-se no alto curso, promovendo ainda mais interesse na interpretação e compreensão do controle geológico e estrutural na composição da paisagem e da rede de canais próximo às nascentes desta bacia hidrográfica.

Agradecimentos

Agradecimentos a todo suporte cedido pelo Laboratório Interdisciplinar de Estudos Geoambientais (LIEG) e ao CNPQ, pelo incentivo de produção, desenvolvimento e financiamento da pesquisa de doutorado. Como também, ao incentivo financeiro do Comitê do Baixo Curso do Paraíba do Sul e AGEVAP.

Referências

ALMEIDA, E. E., M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sei. Rev**.,17:1-29.1981.

ANA. Agência Nacional de Águas. **Estudos Auxiliares para a Gestão do Risco de Inundações: Bacia do Rio Paraíba do Sul**. Disponível em: <http://gripbsul.ana.gov.br/ABacia.html>. Acesso em: 28 jan. 2020.

BARROW, G. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism**. Quarterly Journal of the Geological Society of London** 49:330–358. 1893.

CEIVAP. Comitê de Integração da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul. **Organismos de Bacia.** Disponível em: <http://www.ceivap.org.br/orgbacia.php>. Acesso em: 28 jan. 2020.CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo. Edgard Blucher. 1980.CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: https://www.cprm.gov.br/

CUNHA. S. B. **Bacias hidrográficas**. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1998.

FILHO, J. C. R. M. Cap. 2. **FAIXA MÓVEL**. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/geodiversidade/ps/geol/geol_faixa.pdf

GeoSGB. **Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil**. Disponível em: http://geosgb.cprm.gov.br/

GEROE. Grupo Executivo para Recuperação e Obras de Emergência. **Mapa de Cobertura Vegetal e Uso do Solo do Estado do Rio de Janeiro e da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul.** Rio de Janeiro. 1995.

HORN FILHO, N.O.; FELIX, A.; FUCK, C. F. R.; VIEIRA, C. V.; BAPTISTA, E. M. C.; RIBEIRO, D. Geologia e fisiografia da planície costeira das folhas Jaguaruna e Lagoa de Garopaba do Sul, SC – Brasil. In: **Congresso Latino americano de Ciências do mar**. Resumos Expandidos. Florianópolis, ALICMAR. 446p. 2007.

IBGE. Manual Técnico de Geomorfologia. 2ª edição. Nº 5. **Manuais Técnicos em Geociências**. Ministério do Planejamento,

Orçamento e Gestão Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE Diretoria de Geociências Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 2009.

PRHBPS. Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul. Resumo Diagnóstico dos Recursos Hídricos. Relatório Final. Elaboração: Fundação COPPETEC. Laboratório de Hidrologia e Estudos de Meio Ambiente. PSR-010-R0. Novembro, 2006.

POPP, J. H**. Geologia Geral**. 6 ed. – Rio de Janeiro: LTC, 2010.

ROSS, J. S. **Geografia do Brasil**, Editora da Universidade de São Paulo, Didática, São Paulo, 2011.

SANTOS, F. R.; SILVA, C.H.; COSTA, A.C.D.; NETO, A.C.S. Geologia e petrografia do Grupo Alto Jauru na região da Fazenda Retiro Novo, SW do Cráton Amazônico: evidências de um prisma acrescionário estateriano. **Brazilian Journal of Geology**. Print version ISSN 2317-4889. On-line version ISSN 2317-4692. vol.46 no.1 São Paulo Mar. 2016.

SILVA, T., M. Superfícies geomorfológicas no Planalto Sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 3, n. 20, p. 1-22, 2009.

CONTROLE ESTRUTURAL EM REDE DE DRENAGEM SOBRE BASALTOS E SEUS EFEITOS NA RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA: EXEMPLO DO RIO SANTA MARTA, PARANÁ

Adalto Gonçalves Lima
Universidade Estadual do Centro-Oeste
Alameda Élio Antonio Dalla Vecchia, 838, Guarapuava, PR, CEP 85040-167
E-mail: adalto@unicentro.br
Eduardo Madureira
Universidade Estadual do Centro-Oeste
Alameda Élio Antonio Dalla Vecchia, 838, Guarapuava, PR, CEP 85040-167
E-mail: du.madureira@hotmail.com

Resumo

A pesquisa procurou avaliar o efeito de um basculamento de bloco estrutural em litologia basáltica, com geração de assimetria de drenagem, sobre os índices da relação declive-área (*ksn* e θ) nos diversos tipos de canais desse contexto estrutural. O controle estrutural na drenagem foi caracterizado pela relação com lineamentos estruturais, pelo cálculo da assimetria de rede e sinuosidade dos canais. A relação declive-área foi aplicada ao canal principal, subsequente, e aos canais consequentes, diferenciando canais ajustados ou não a lineamentos, com base no índice de sinuosidade. O índice *ksn* é menor em canais ajustados a lineamentos ou tipos litológicos mais fraturados, mas a presença de *knickpoints* (estruturais e litológicos) pode elevá-lo. O índice θ aumenta em canais com aumento, à jusante, da sedimentação ou redução da resistência à erosão, ambos condicionados por ajustes a lineamentos estruturais. Canais consequentes (bloco basculado) também apresentam aumento no índice θ.

Palavras-chave: Rede de drenagem, Controle estrutural, Morfometria, Relação declive-área, Basaltos.

1. Introdução

Os processos que regem o estabelecimento e funcionamento dos sistemas de drenagem, direta ou indiretamente derivados dos fatores climáticos, possuem aleatoriedade intrínseca, que é quebrada pelo caráter sistemático de manifestações dos fatores geológico-estruturais (princípio do antagonismo, Scheidegger, 1979). Em meio à complexidade, considera-se que a tendência normal dentro dos sistemas de drenagem seja a busca de um estado otimizado na forma e no desempenho das funções do sistema (Howard, 1990; Rodriguez-Iturbe et al., 1992). O controle estrutural seria, portanto, um desvio da forma e do desempenho otimizados. Embora a questão do desempenho, ou gasto ótimo de energia, possa ser uma questão aberta, o desvio da forma (padrão de drenagem e de canais) é um parâmetro bem estabelecido para quantificar o grau de controle estrutural.

Devido à íntima associação entre drenagem e estruturas geológicas, ao longo do tempo foram produzidos muitos estudos, nos mais variados ambientes fisiográficos e geológicos, buscando quantificar essa relação (e.g. Abrahams, 1975; Bannister, 1980; Pohn, 1983; Tandon e Joshi 1991; Cox et al., 2001; Pelletier et al., 2009; entre outros). Várias abordagens e objetivos alimentaram esses estudos, sendo que muitos privilegiaram o viés geológico. Com a introdução de novas tecnologias e desenvolvimento computacional, o viés da evolução da paisagem tem sido reavivado e, nesse caminho, os estudos de controle estrutural em drenagens também se alinham. Entender e quantificar o controle estrutural é, assim, um modo de entender como os rios funcionam e como as paisagens evoluem.

Notadamente, os rios que correm sobre basaltos apresentam drenagem com distinto controle devido ao fraturamento dessas rochas. No entanto, é também digno de nota que as múltiplas direções das fraturas de resfriamento dos basaltos podem impor certa aleatoriedade no ajuste dos canais (Lima, 1999). O resultado é, muitas vezes, a formação de redes de drenagem com padrão que não expressa prontamente a influência estrutural. A tectônica, por sua vez, produz rupturas direcionalmente regulares nas rochas, bem como basculamentos de blocos de variados tamanhos. Essa regularidade e dimensão multiescalar dessas interferências é determinante para o controle efetivo dos canais de drenagem, individualmente ou em termos de suas redes. Considerando a anisotropia espaço-temporal das interferências tectônicas, as drenagens sobre os basaltos podem variar no grau e estilo de controle estrutural a que estão submetidas. A evolução da paisagem nas grandes províncias vulcânicas da Terra pode, portanto, ter como variáveis a serem consideradas o grau e estilo de controle imposto pelas estruturas tectônicas sobre a drenagem.

Investigações sistemáticas sobre o comportamento geomorfológico dos rios de leito misto rochoso-aluvial que correm na Grande Província Ígnea do Paraná, vêm sendo desenvolvidas há algum tempo (Lima e Binda, 2013; 2015; Lima e Flores, 2017; Lima et al., 2018). Este trabalho sobre o Rio Santa Marta, entretanto, é a primeira tentativa de avaliar o efeito de um controle estrutural específico, o basculamento de bloco com geração de assimetria de drenagem, sobre os índices da relação declive-área.

2. Área de estudo

Para desenvolvimento da presente pesquisa selecionou-se o Rio Santa Marta, o qual é um rio de Terceira ordem, segundo classificação de Strahler (1952), e com área de drenagem de aproximadamente 42 km^2. O rio está localizado na região centro-sul do Estado do Paraná, no município de Candói (Figura 1), onde nasce a uma altitude de 833 m e deságua no rio Três Palmeiras, afluente do rio Cavernoso, a uma altitude de 581 m.

O clima predominante na região é do tipo Cfb (ITCG, 2008), o que significa chuvas bem distribuídas ao longo do ano, com um total entre 1100 e 2000 mm. A vegetação predominante na região, conforme classificação do ITCG (2008), é de Floresta Ombrófila Mista Montana. Considerada uma subformação da Floresta Ombrófila Mista, segundo IBGE (1992) esta categoria aparece acima dos 500 metros de altitude. O pouco remanescente florestal da área de estudo em grande parte acompanha os fundos de vale, sendo áreas de preservação, que cobrem mínimas porções da área da bacia. Em contrapartida, há predominância de áreas de plantio e com gramíneas.

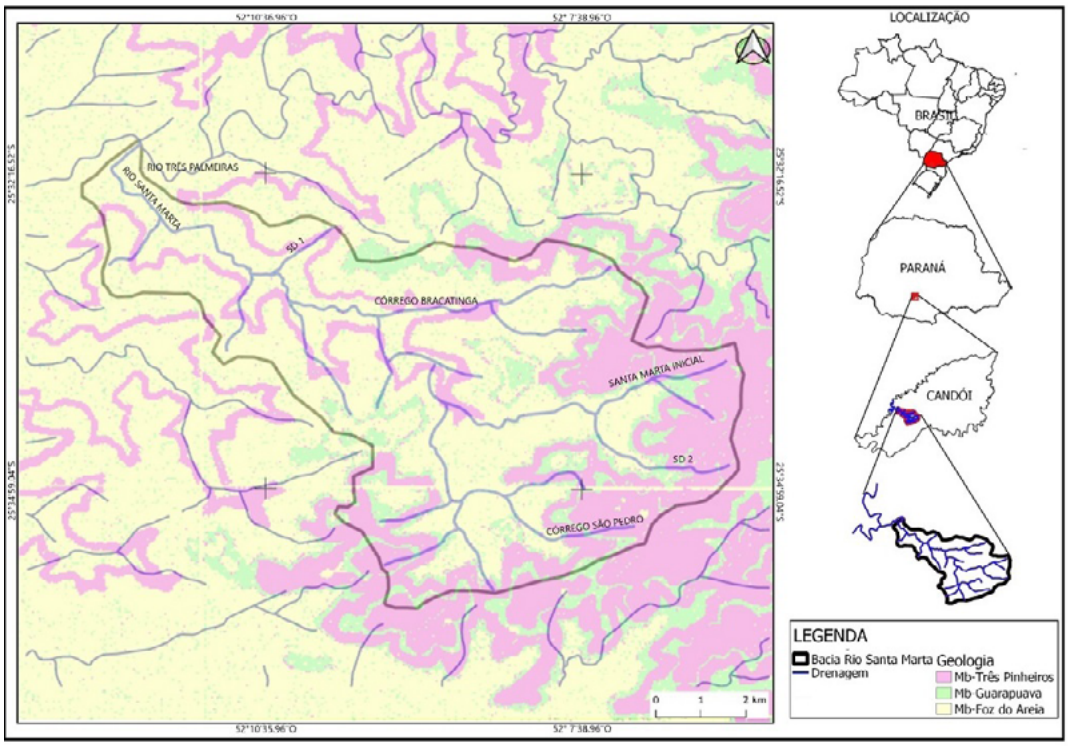


FIGURA 1: Localização e geologia da área de estudo.

Segundo classificação feita pelo Serviço Geológico do Paraná (2013) a área em questão está geologicamente inserida no Grupo Serra Geral, de idade mesozoica (Figura 1). O Grupo Serra Geral caracteriza um evento vulcânico de natureza fissural que recobriu cerca de 75% da Bacia do Paraná. Inserida no Grupo Serra Geral e presente na área de estudo, a Formação Candói é constituída por derrames tabulares de basalto cinza com entablamento sigmoidal, basalto hipohialino cinza-escuro e basalto cloritizado cinza-esverdeado. Dentro da Formação Candói os Membros Foz do Areia e Três Pinheiros, e Membro Guarapuava da Formação Covó, são os de maior interesse para a pesquisa, já que estes estão inseridos na área de estudo. O Membro Foz do Areia é o de maior presença na bacia do Rio Santa Marta. O Membro Três Pinheiros é formado por derrames de basalto hipohialino, com entablamento em leque e em bloco. O Membro Guarapuava constitui uma das unidades vulcânicas mais recentes do Grupo Serra Geral e também o que menos se apresenta na área de estudo, sendo constituído por ignimbrito reomórfico com composição de riodacito porfirítico.

3. Metodologia

Em ambiente SIG (QGIS 4.8), a rede de drenagem e a delimitação da bacia do rio Santa Marta foram obtidas com base em carta topográfica na escala 1: 50.000. Um modelo de relevo sombreado foi obtido a partir de imagem SRTM (90 m) e integrado com a drenagem mapeada em carta. O modelo de relevo sombreado foi utilizado para mapear os principais lineamentos estruturais presentes na área. Devido à grande incisão dos canais, os lineamentos são bem visíveis nesse tipo de imagem. O relevo e a drenagem, por meio da carta topográfica, também serviram como auxiliar na obtenção dos lineamentos, aumentando a precisão dos traçados.

Para caracterizar o controle estrutural sobre a rede de drenagem, inicialmente buscou-se analisar a assimetria da rede. A assimetria foi avaliada por meio de um índice, baseado na proposta de Cox (1994), porém mais simples e eficiente. Primeiramente, o método consiste em ajustar segmentos retilíneos ao canal do rio. No caso do rio Santa Marta, foram ajustados segmentos de no mínimo 500 m. Em cada segmento identificou-se o ponto médio. A partir desse ponto mediu-se, perpendicularmente e para ambos os lados do segmento, a distância ao divisor da bacia. A diferença entre a menor e a maior distância forneceu o índice de assimetria da seção, sendo que quanto mais próximo do valor unitário, mais simétrica é a seção da bacia. Com a medição de várias seções, obteve-se uma sequência de dados que puderam ser trabalhados graficamente, para caracterizar a variação da assimetria.

A retilinidade dos canais foi analisada em seguida, também no intuito de caracterizar o controle estrutural. Para este fim, utilizou-se o conceito de sinuosidade, que é entendido como o grau em que um rio se afasta de uma linha reta (Schumm & Khan, 1972). Com base nesse princípio, o índice de sinuosidade foi calculado para o canal principal e os afluentes da margem direita, fazendo-se a razão entre o comprimento do canal e o comprimento do vale (Knighton, 1998). Para cada afluente foram medidas as distâncias entre a nascente e a foz ao longo do canal e em linha reta. No rio principal a sinuosidade foi medida em dois segmentos, sendo um para o eixo subsequente da bacia superior e o outro para o restante do canal até o cotovelo presente no final do rio (Figura 1).

Em um segundo momento, procurou-se a relação entre esse controle morfológico e o que se considera a expressão mais significativa e menos transiente da evolução dos canais, ou seja, a morfologia do perfil longitudinal, expressa nos índices da relação declive-área. A relação declive-área (Flint, 1974) tem sido usada para inferir o comportamento erosivo de rios de leito rochoso ou misto, frente a interferências tectônicas e controle litológico (e.g., Snyder et al., 2000; Kirby e Whipple, 2001). Esta relação é definida por:

$$S = ksA^{-\theta} \quad (1)$$

onde S é a declividade do canal e A é a área de drenagem; ks é considerado o índice de declive do perfil longitudinal e θ é o índice de concavidade desse perfil. Para compor a sequência de dados de análise, declividade e área de drenagem foram calculadas para cada trecho de canal situado entre duas curvas de nível consecutivas, que no caso em questão possuíam equidistância vertical de 20 m. Para que o índice de declive pudesse ser analisado comparativamente, foi efetuada a sua normalização. Para isso, a relação declive-área (equação 1) de cada canal foi ajustada para um valor de concavidade referencial (θr = 0,5), baseado na média dos índices de concavidade (θ) dos canais com menos irregularidades (*knickpoints*) no perfil (Wobus et al., 2006).

A relação declive-área foi obtida para canais que representassem a relação com as estruturas geológicas locais, ou seja, canais consequentes e subsequentes em relação aos blocos basculados, bem como canais ajustados e não-ajustados direcionalmente a lineamentos estruturais. Isso possibilitou analisar a relação entre o controle morfológico em planta e o ajuste do perfil longitudinal.

4. Resultados e Discussão

4.1 Controle direcional

O rio Santa Marta possui uma rede de drenagem fortemente controlada pelas estruturas locais, ou seja, falhas e fraturas (Figura 2). O aspecto mais amplo que caracteriza a rede de drenagem do rio Santa Marta é o direcionamento dos canais. Predominantemente, a drenagem se dirige na direção NW. No entanto, é forte o direcionamento dos canais para WSW ou ENE, sendo isso bem marcado para os canais de baixa ordem da porção superior da bacia. Na porção inferior os afluentes assumem direções SW e NE. O controle sobre o canal principal, resultando em trechos bem retilíneos e longos é mais marcado na porção inferior da bacia. As direções WSW e ENE são controladas por um sistema de lineamentos estruturais paralelos, com equidistância média de 2 km. Por sua vez, as direções SW e NE correspondem a dois lineamentos suavemente curvilíneos que delimitam um bloco romboédrico.

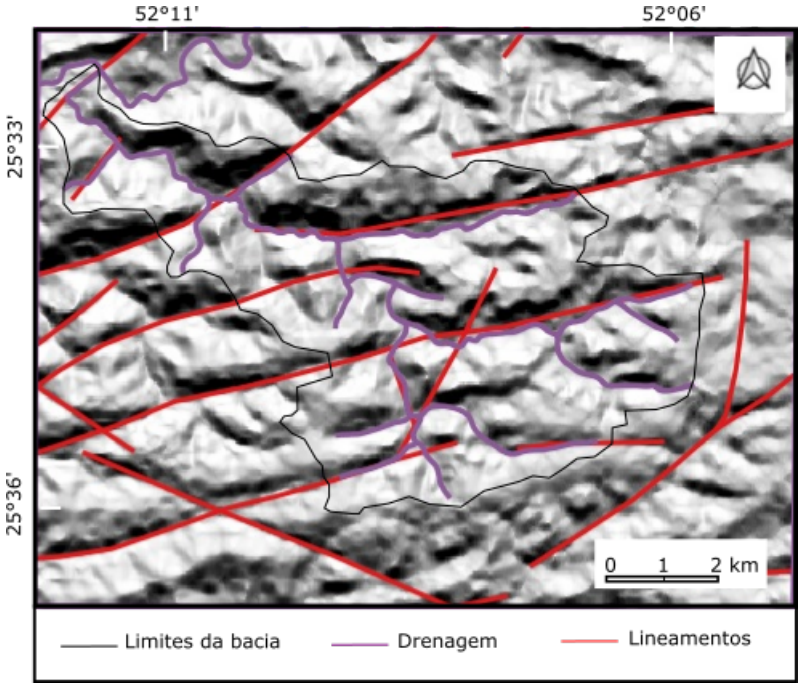


FIGURA 2: Mapa de relevo sombreado com identificação dos principais lineamentos estruturais.

O controle direcional dos canais por falhas e fraturas implica na redução da sinuosidade, ou tortuosidade, uma vez que se trata de rios de leito misto rochoso-aluvial. Os canais maiores da porção superior da bacia, bem como o afluente situado na transição para a baixa bacia, possuem índice de sinuosidade igual a 1,0. No rio principal não há ajuste a nenhum grande lineamento, mas trechos pequenos aparentam se submeter a linhas de fratura com variadas direções, o que cria um traçado geral tortuoso. Com efeito, o índice de sinuosidade no trecho subsequente do rio Santa Marta, na bacia superior, é 0,8. Na transição para a baixa bacia o índice continua como 0,8. Entretanto, nesta segunda parte, é notável que o rio é mais livremente sinuoso, sem o controle por linhas de fratura. Neste caso o índice não expressa exatamente a morfologia do canal.

4.2 Assimetrias

Um segundo aspecto, também amplo, que caracteriza a rede de drenagem, é a assimetria. Na porção superior da bacia a assimetria é bem configurada, com os canais da margem direita sendo maiores que os da margem esquerda. Na porção inferior, onde a bacia é mais estreita, a assimetria é menos evidente. O levantamento do índice de assimetria permite uma avaliação mais detalhada sobre esse aspecto (Figura 3). As seções 1-4 representam a porção inicial da bacia. A seção 3 possui uma assimetria baixa em função da geometria da bacia; se excluída esta seção, a tendência de diminuição progressiva da assimetria em direção de jusante é bem configurada até a seção 6. A partir da seção 9 a assimetria fica novamente alta. Assim, com exceção das seções 5-8 (assimetria > 0,5), que constituem a porção intermediária da bacia, de modo geral a assimetria é relativamente alta.



FIGURA 3: Índices de assimetria ao longo da bacia principal.

A assimetria ainda pode ser considerada a partir dos canais consequentes da porção superior da bacia. Nos dois canais há assimetrias bem marcadas. Como na bacia principal, essas sub-bacias são mais largas na sua porção inicial e estreitas na porção final. No córrego Bracatinga o índice de assimetria é de 0,5. No outro canal, aqui denominado de Santa Marta inicial, o índice é de 0,3.

As assimetrias de redes de drenagem têm sido interpretadas como indicativos de blocos tectônicos basculados (Schumm et al., 2000; Cox et al., 2001). Com base nisso e nos lineamentos presentes na área do rio Santa Marta, infere-se que há um mergulho de blocos para WSW e que os lineamentos ENE da porção superior da bacia são, possivelmente, falhas escalonadas e que impõem uma direção de mergulho para NNW. A combinação dessas duas direções de mergulho explicaria o traçado curvilíneo que alguns canais apresentam, como afluentes de baixa ordem do córrego Bracatinga e do Santa Marta inicial, bem como o córrego São Pedro (Figura 1). Na porção inferior da bacia do Santa Marta, a assimetria, embora menos configurada em termos espaciais, mas não em termos do índice (Figura 3), indica possível mergulho de bloco para NE.

4.3 Índices de concavidade (θ)

O controle estrutural na bacia superior faz com que haja canais consequentes, ou seja, que correm a favor do mergulho estrutural, ao mesmo tempo que estão inseridos em zonas de fratura (falhas). A consequência dessa combinação para o comportamento fluvial pode ser notada na relação declive-área (Tabela 1). O índice de concavidade dos canais consequentes (Bracatinga e Santa

Marta inicial) são diferentes entre si. Para o Santa Marta inicial, o índice está um pouco abaixo do valor médio regional (0,56). No caso do Bracatinga, θ é o mais baixo de todos os canais analisados. Este tipo de situação é atribuído a canais com aumento, rio abaixo, ou na taxa de incisão ou na resistência da rocha (Kirby e Whipple, 2001). Considerando a geologia local e a morfologia do perfil longitudinal, a presença de *knickpoints* (estruturais ou litológicos) seria uma explicação para o valor baixo de concavidade. No caso do Santa Marta inicial, aparentemente, o fraturamento longitudinal foi eficiente para homogeneizar a resistência à erosão, resultando em índice de concavidade mais elevado.

TABELA 1
Parâmetros da relação declive-área

Canal	***ks***	θ	***R²***	***ksn***
SD1	0,0519	0,796	0,95	0,0596
Bracatinga	0,0581	0,294	0,65	0,0757
Sta Marta inicial	0,0514	0,472	0,79	0,0588
São Pedro	0,0365	0,521	0,98	0,0367
SD2	0,0326	0,559	0,82	0,0353
Sta Marta eixo	0,0529	0,485	0,93	0,0620
Sta Marta eixo-sup	0,0515	0,503	0,93	0,0532
Sta Marta eixo-inf	0,0726	1,269	0,78	0,0725

ks: índice de declive; θ: índice de concavidade; R^2: coeficiente de determinação; *ksn*: índice de declividade normalizado

No afluente situado na transição da bacia superior para a inferior (SD1), e também ajustado a um lineamento tectônico, o índice de concavidade é o maior dentre todos os canais. Isto indica que, de fato, o ajuste do canal a uma zona de fratura torna a erosão mais eficiente. Como o SD1 é menor que o Santa Marta inicial, a eficiência erosiva provavelmente não é atribuível à potência da corrente, mas a um maior cisalhamento tectônico das rochas. Deve-se notar, ainda, que a maior concavidade é resultado da eficiência erosiva do canal íngreme, associada com aluvionamento progressivo para jusante.

Canais não inseridos em zonas de fratura, como o SD2 e o córrego São Pedro, possuem índice de concavidade semelhantes entre si e que são intermediários aos índices dos canais ajustados em zonas fraturadas (Tabela 1). Ambos os canais estão condicionados apenas pelo mergulho do bloco estrutural para WSW e NNW. Os canais Santa Marta inicial e Bracatinga correm na direção do mergulho para WSW, enquanto SD2 e São Pedro ajustam-se progressivamente à direção NNW, o que lhes confere trajetórias curvas (Figura 1). Desse modo, o basculamento de bloco com mergulho para NNW parece ter forçado a incisão dos canais SD2 e São Pedro, ao estilo de um soerguimento que aumenta sua taxa para montante (Kirby e Whipple, 2001). Os índices de concavidade, portanto, são maiores nos canais ajustados no flanco do bloco em que o soerguimento é/foi maior.

O caso do eixo subsequente do rio Santa Marta é um misto de controle por declive estrutural e por zona de fratura. Esse eixo é dividido em dois segmentos principais, ou seja, o da bacia superior e o da bacia inferior (Figura 2). Em grande parte de seu percurso o eixo está encaixado em zonas de fratura com direções diversas. Porém, a direção geral de fluxo é para NNW. O índice de concavidade médio é semelhante ao do Santa Marta inicial, porém ele não pode ser entendido

se não for discretizado segundo os blocos estruturais que o rio atravessa. A disposição do canal, transitando por dois blocos estruturais distintos, é a provável causa de o índice de concavidade não ser tão alto quanto SD2 e São Pedro. Há uma mudança nítida na tendência da relação declividade-área quando o canal passa do segmento superior para o segmento inferior da bacia. Neste último segmento, o índice de concavidade é muito mais elevado (1,2), o que pode ser a expressão do forte controle direcional que o canal apresenta no seu trecho final. Isto significa que o trecho final possui uma resistência à erosão relativamente menor que o trecho inicial, resultando em um índice de concavidade alto.

4.4 Índices de declive normalizados (ksn)

O maior *ksn* é do córrego Bracatinga (Tabela 1). A presença de grande quantidade de rupturas de declive (*knickpoints*), ou estruturais ou litológicos, ao longo desse rio contribui para o *ksn* elevado, do mesmo modo que mantém a concavidade baixa, como discutido anteriormente.

No outro extremo estão os canais SD2 e São Pedro, com os menores índices *ksn*. Estes dois canais não são controlados por inserção em zonas de fratura (lineamentos), apenas obedecem ao declive estrutural de um bloco basculado. Desse modo o índice *ksn* desses canais expressa a resistência das rochas sem o efeito de diminuição produzido pelo fraturamento tectônico. No entanto, canais inseridos em zonas de fratura, como o SD1 e Santa Marta inicial, possuem *ksn* maior (Tabela 1), sugerindo que a resistência de seus substratos era maior que do substrato de SD2 e São Pedro.

Com efeito, SD2 e São Pedro são canais com baixa incisão, ou seja, em grande parte cortam o topo da sequência vulcânica da área, representado por basaltos hipovítreos com alta densidade de fraturas e o topo vesículo-amidaloidal e brechado de basaltos da unidade inferior. SD1 e Santa Marta inicial cortam as unidades inferiores, compostas por derrames de basalto maciço com fraturamento menos denso.

O eixo principal do Santa Marta, como tratado no caso do índice de concavidade, pode ser analisado em duas partes. O segmento inicial apresenta *ksn* condizente com incisão em substrato semelhante ao dos canais Santa Marta inicial e SD1. O segmento final possui *ksn* elevado, mas como uma média de trechos mais e menos resistentes. Os índices de declive normalizados podem variar com a taxa de soerguimento tectônico ou com a litologia (Kirby e Whipple, 2001; Duval et al., 2003). Mais provavelmente, o *ksn* do segmento final do Santa Marta é resultado de um soerguimento de bloco. A assimetria da bacia nesse setor (Figura 3), bem como o padrão de incisão dos canais visualizada no modelo de relevo sombreado, derivado de imagem SRTM, corroboram esta interpretação (Figura 2). A disposição dos lineamentos na área sugere a existência de uma zona transpressiva.

5. Considerações finais

A rede de drenagem do rio Santa Marta possui um forte controle por estruturas geológicas, ora por zonas de fratura (lineamentos) que controlam o direcionamento dos canais, ora pelo basculamento de blocos que geram assimetrias na rede. O controle na morfologia pode influenciar significativamente o comportamento erosivo dos rios, traduzido em termos da relação declividade-área. Entretanto, o efeito não pode ser discriminado apenas pelo arranjo maior da drenagem (assimetria), mas pelas relações espaciais com zonas de fratura e unidades litológicas diferenciadas.

O índice de declive normalizado (*ksn*) indica a resistência do substrato – ou pela resistência intrínseca da rocha ou por forçamento tectônico – à incisão fluvial. Ajustes de canais às zonas de cisalhamento tectônico pode fazer com que o *ksn* diminua em relação aos trechos não ajustados, mas em mesma litologia. No entanto, nas províncias vulcânicas como a do Paraná, há uma sucessão vertical de unidades litológicas diferenciadas quanto à resistência, o que exige cuidado ao se interpretar a relação de *ksn* com zonas de cisalhamento.

Zonas de fratura com direções variadas e que controlam trechos de um mesmo canal pode resultar em aumento da sinuosidade e na formação de zonas de ruptura de declive, com consequente aumento de *ksn*. Entretanto, variações na sinuosidade não associadas ao controle direcional do canal, mas apenas à dinâmica hidráulica, não tem o mesmo efeito sobre *ksn*.

O índice de concavidade expressa a homogeneidade do substrato ao longo do rio. A inserção dos canais em zonas de cisalhamento favorece a taxa de erosão do leito e aumenta o índice de concavidade. Igualmente, o efeito diferencial de soerguimento produzido por basculamentos de blocos é refletido no aumento da concavidade dos canais consequentes nas redes assimétricas que se formam. Por outro lado, fraturas transversais (tectônicas) aos canais podem gerar rupturas de declive que, de modo geral, reduzem a concavidade.

Referências

ABRAHAMS, A.D. Topographically random channel networks in the presence of environmental controls. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 86, p. 1459-1462, 1975.

BANNISTER, E. Joint and drainage orientations of SW Pennsylvania. **Z. Geomorph**., v.24, n. 3, p. 273-286, 1980.

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. **Geol. Soc. Am. Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994.

COX, R. T.; VAN ARSDALE, R. B.; HARRIS, J. B. Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. **Geol. Soc. Am. Bull**., v. 113, n. 5, p. 615-624, 2001.

FLINT, J.J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resour. Res**., v. 10, p. 969–973, 1974.

HOWARD, A.D. Theoretical model of optimal drainage networks. **Water Resour. Res**., v. 26, p. 2107-2017, 1990.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual técnico da vegetação brasileira. v. 1., p.21,1992. Disponível em https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv23267.pdf Acesso em: 20 de Fevereiro de 2020.

ITCG – Instituto de Terras, Cartografia e Geociências. Carta de Climas do Estado do Paraná. Escala 1:250000. 2008. Disponível em www.itcg.pr.gov.br. Acesso em: 20 de fevereiro de 2020.

ITCG - Instituto de Terras, Cartografia e Geociências. Carta Fitogeográfica do Estado do Paraná. Escala 1:250000. 2009. Disponível em www.itcg.pr.gov.br. Acesso em: 20 de fevereiro de 2020.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes**: a new perspective. Londres: Arnold, 1998.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 9, n. 5, p. 415-418, 2001.

POHN, H.A. The relationship of joints and stream drainage in flat-lying rocks of south-central New York and northern Pennsylvania. **Z. Geomorph. N.F**., v. 23, n. 3, p. 375-384, 1983.

LIMA, A. G. Orientação de canais na bacia do Rio das Pedras (Guarapuava, PR). **Geociências**, v. 18, n. 2, p. 235-244, 1999.

LIMA, A.G.; BINDA, A.L. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Paraná Volcanic Province. **J. South Am. Earth Sci**. v. 59, p. 86-94, 2015.

LIMA, A.G.; BINDA, A.L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Parana Basin, Brazil. **J. South Am. Earth Sci.** v. 48, p. 262-270, 2013.

LIMA, A.G.; FLORES, D. M. River slopes on basalts: Slope-area trends and lithologic control. **J. South Am. Earth Sci.**, v. 76, p. 375-388, 2017.

LIMA, A.G.; PAISANI, J.C.; BIFFI, V.H.R. Erosão fluvial de longo prazo em rochas basálticas no Rio Quatorze, SW do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 12, 2018. Crato, ***Anais***...UGB, 2018.

PELLETIER, J.D.; ENGELDER, T.; COMEAU, D.; HUDSON, A.; LECLERC, M.; YOUBERG, A.; DINIEGA, S. Tectonic and structural control of fluvial channel morphology in metamorphic core complexes: The example of the Catalina-Rincon core complex, Arizona. **Geosphere**, v. 5, n. 4, p. 363–384, 2009.

RODRIGUEZ-ITURBE, I.; IJJASZ-VASQUEZ, E.; BRÁS, R.L.; TARBOTON, D.G. Power law distributions of discharge mass and energy in river basins. **Water Resour. Res**., v. 28, n. 4, p. 1089-1093, 1992.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ. **O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná**. v. 1. Curitiba: Mineropar, 2013.

SCHEIDEGGER, A.E. The principle of antagonism in the Earth's evolution. **Tectonophysics**, v. 55, p. 7-10, 1979.

SCHUMM, A.S.; DUMONT, J.F.; HOLBROOK, J.M. **Active tectonics and aluvial rivers**. Londres: Cambridge, 2000.

SCHUMM, S. A.; KHAN, H. R. **Experimental study of channel patterns**. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, p. 1755–1770, 1972.

SNYDER, N.; WHIPPLE, K.; TUCKER, G.; MERRITTS, D. Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geol. Soc. Am. Bull**., v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (área-altitude) analysis of erosional topography. **Geol. Soc. Am. Bull**., v. 63, p. 1117-1142, 1952.

TANDON, S.K.; JOSHI, D.D. A high valley width stretch of the Ravi River – evidence of strike slip related neotectonic activity in western Himalaya. **Z. Geomorph. N.F**., v. 35, p. 269-282, 1991.

WOBUS, C.; WHIPPLE, K.X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.P.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. **Geol. Soc. Am. Spec. Pap**., v. 398, p. 55-74, 2006.

DESVIO, REVERSÃO E REORGANIZAÇÃO DA DRENAGEM NO PLEISTOCENO-HOLOCENO ATRAVÉS DA NEOTECTÔNICA NO PLANALTO DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL - MG

Leandro Duque de Oliveira
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro - RJ
E-mail: ledoliveira@yahoo.com.br

Resumo

Rearranjo de drenagem é a transferência de parte ou da totalidade do fluxo de um rio para o interior de outro rio. E a tectônica é um importante mecanismo para reorganização da drenagem. Nas duas últimas décadas deu-se maior atenção aos mecanismos de rearranjos de drenagem nos planaltos do sudeste do Brasil. Entretanto, em sua maioria os trabalhos invocam as capturas fluviais como o mecanismo principal dos rearranjos de drenagem. O presente trabalho revisitou o cotovelo de drenagem de Vilas Boas (Cherem et al.,2013) e do rio Samambaia--Muriaé (Oliveira, 2018) para analisar os processos responsáveis pelo rearranjo de drenagem por meio de desvio (diversion), reversão (reversal) e basculamento tectônico. O forte caráter de dissecação fluvial verificado nessa unidade do relevo no sudeste do Brasil é sugestivo de uma área sujeita a importante movimento ascensional.

Palavras-chave: Reorganização da drenagem - cotovelo de drenagem - tectônica - soerguimento.

1. Introdução

Rearranjo de drenagem é a transferência de parte ou da totalidade do fluxo de um rio para o interior de outro rio, aponta Bishop (1995). E a tectônica é um importante mecanismo para reorganização da drenagem (Hiruma et al. 2001; Oliveira e Queiroz Neto, 2007; Batlle, 2019).

Nas duas últimas décadas deu-se maior atenção aos mecanismos de rearranjos de drenagem nos planaltos do sudeste do Brasil (Oliveira e Queiroz Neto, 2007; Cherem et al., 201specifically in Minas Gerais, there are stepped plateaus drained by different river basins, which are often divided by morphological steps resultant of the difference in the erosive potential between the interfluves, as a long-term response to Cenozoic distensive tectonics. In addition, fluvial captures enforces the captured drainage network to a new equilibrium profile, changing the morphology of the involved channels (captor, captured, decapitated and direct tributaries3, Sordi et al., 2018; Resende e Salgado, 2020 e Paixão, 2019). Entretanto, em sua maioria os trabalhos invocam as capturas fluviais como o mecanismo principal dos rearranjos de drenagem. Canais com maior poder erosivo em bordas de rifte ou depressão capturam rios de planalto por erosão à remontante, e subordinadamente consideram o papel da tectônica nas áreas (Oliveira e Queiroz, 2007; Cherem et al., 2013; Sordi et al., 2018). N o Quaternário, principalmente no Holoceno, falhas e soerguimentos em quase todas as principais províncias geológicas do Brasil foram relacionadas a atividades neotectônicas e sísmicas (Riccomini e Assumpção, 1999). Entretanto, trabalhos que invocam processos de rearranjo de drenagem por desvios e reversão de curso como respostas ao tectonismo são em menores números aponta Bishop (1995).

Nesse sentido, o presente trabalho revisitou o cotovelo de drenagem de Vilas Boas (Cherem et al.,2013) e do rio Samambaia-Muriaé (Oliveira, 2018) para analisar os processos responsáveis pelo rearranjo de drenagem por meio de desvio (diversion), reversão (reversal) e basculamento tectônico. O forte caráter de dissecação fluvial verificado nessa unidade do relevo no sudeste do Brasil é sugestivo de uma área sujeita a importante movimento ascensional (Mello et al., 2005). Ambos os rios drenam as terras altas da Serra da Mantiqueira Setentrional antes de infletirem para o interior da Depressão do rio Pomba-Muriaé, em Minas Gerais, figura 1.

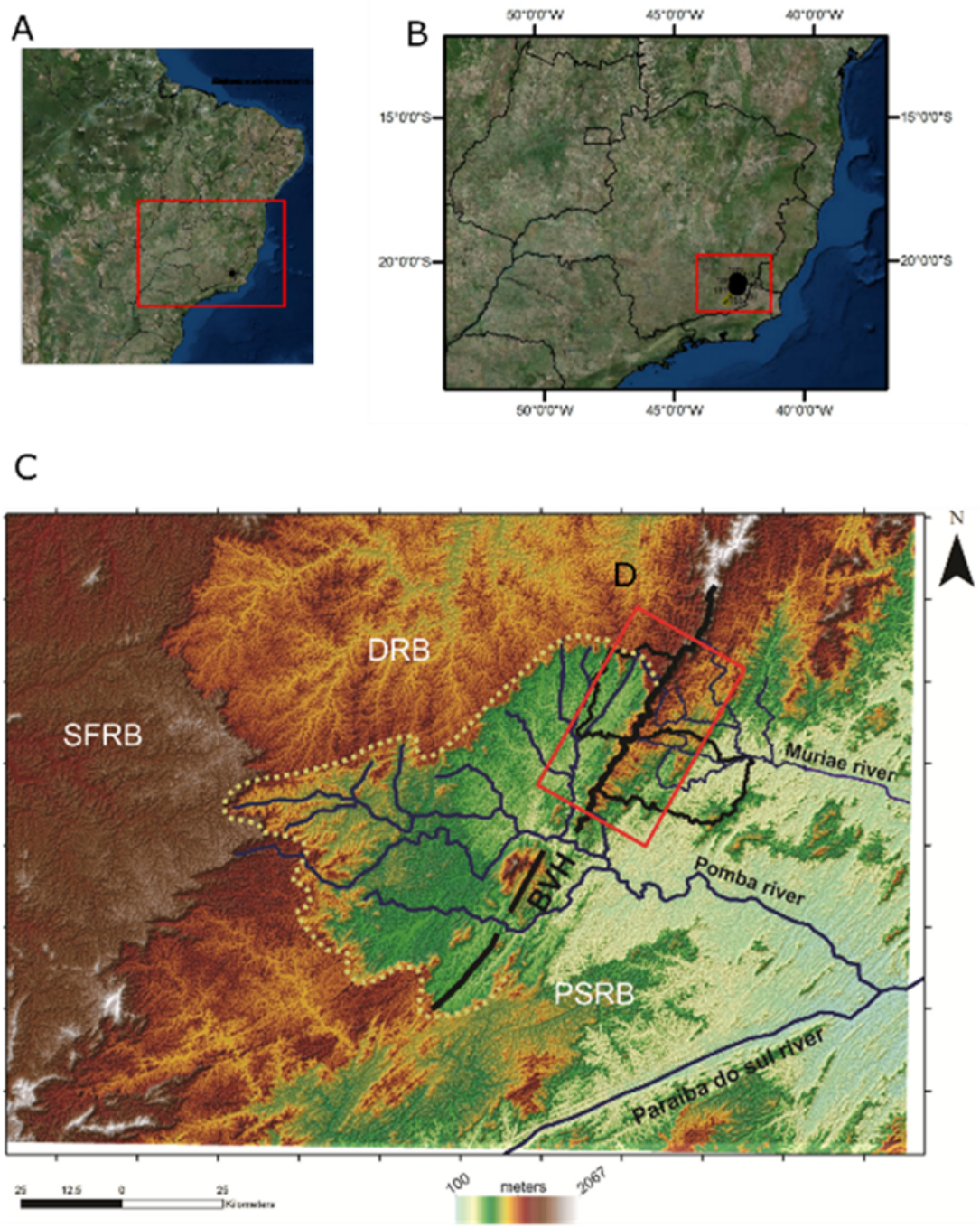


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo destacado em vermelho em D. SFRB - Bacia hidrográfica do rio São Francisco; DRB - Bacia hidrográfica do rio Doce; PSRB - Bacia hidrográfica do rio Paraiba do Sul; BVH - Horst da Serra da Boa Vista. Pontilhado branco - limites da Depressão do Alto rio Pomba. Linha preta NE-SW: direção do lineamento da serra da Boa Vista (divisor entre as bacias do rio dos Bagres e rio Samambaia-Muriaé).

2. Área de estudo

Em termos de Geomorfologia regional, a área se insere no interior de três unidades geomorfológicas (Gatto et al, 1983): i) Serranias da Zona da Mata Mineira, ii) Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé, iii) Planalto dos Campos das Vertentes.

Serranias da Zona da Mata Mineira e Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé se inserem no Domínio Geomorfológico Faixa de Dobramentos Remobilizados. Nesse domínio ocorrem evidências de movimentos crustais, com marcas de falhas, movimentos de blocos e falhamentos transversos, impondo controle estrutural sobre a morfologia atual (Gatto et al., 1983). O Planalto dos Campos das Vertentes se insere no Domínio Escudo Exposto devido à característica de estabilidade morfoestrutural. Encontra-se envolvido por faixas móveis consolidadas, sem no entanto ter sofrido ações tectônicas de grande porte (Gatto et al., 1983).

A rede de drenagem na área de estudo pertence a duas bacias hidrográficas: O alto curso do rio Doce na unidade Serranias da Mata Mineira e o alto curso do rio Pomba-Paraíba do Sul, na unidade Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé. As duas bacias competem entre sim através de rearranjos de drenagem nesse setor. Próximo a cidade de Ervália (MG) e localizado no Planalto dos Campos das Vertentes (Gatto et al., 1983) ou Planalto de Ervália (Valverde, 1958).

Em termos morfoestruturais, o centro da área de estudo é seccionada pela Serra do Pai Inácio ou também Horst da Boa Vista (Noce et al. 2003) de direção NE-SW. A oeste da Serra do Pai Inácio as águas drenam para o rio Doce (compartimento Serranias da Zona da Mata Mineira). A leste da serra, as águas drenam para o rio Paraíba do Sul (compartimento Planalto dos Campos das Vertentes) através do rio Samambaia-Muriaé. A cota altimétrica média sobre os planaltos é de 800 m, chegando a 1000 m no divisor.

Próximo a cidade de Dom Silvério (MG), a oeste da Serra do Pai Inácio, o compartimento Serranias da Zona da Mata Mineira e o compartimento Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé estão separados por uma escarpa de 400 metros. O fundo dos vales se encontram a 300 m de altitude média. Os dois compartimentos geomorfológicos se conectam através da rede de drenagem do rio dos Bagres por meio de um cotovelo de drenagem de quase 90°. O rio dos Bagres, sobre o planalto, flui no sentido NW e passa a fluir no sentido SW no médio e baixo curso, no interior da depressão.

Próximo a cidade de Miraí (MG), a leste da Serra do Pai Inácio, o compartimento Serranias da Zona da Mata Mineira e o compartimento Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé estão separados também por uma escarpa de 300 m de altitude. O fundo do vale encontram-se a 300 m de altitude média e as vertentes são íngremes. Os dois compartimentos se conectam através da rede de drenagem dos rios Samambaia-Muriáe por meio de um cotovelo de drenagem de 90°. Sobre o planalto o rio Muriaé denomina-se Samambaia e flui no sentido ESE e passa a fluir no sentido SW, no interior da depressão passando a denominar-se rio Muriaé.

A direção NE-SW segue a estruturação regional da Faixa Ribeira setentrional (Tupinambá et al. 2007), próximo ao limite com a Faixa Araçuai. Os grandes alinhamentos seguem essa direção e uma rede de fraturas retilíneas de pequeno porte e direção preferencial NW-SE associa-se aos grandes lineamentos e é responsável pelo encaixamento da drenagem em padrão retangular (Noce et al., 2003).

A faixa de lineamento NE-SW são as mais abundantes e contínuas com destaque para o intervalo N40-60E. A segunda classe mais abundante é a de direção NW-SE com destaque para o intervalo entre N40-60W. Valores intermediários são para direções NNW-ESE (N0-10W) e ENE-WSW (N80-90E) (Baiense, 2011).

São reconhecidas três fases tectônicas no Cenozóico associados a formação das estruturas rúpteis: i) transcorrência sinistral E-W de idade miocênica; ii) transcorrência dextral E-W de idade pleistocênica; iii) distenção E-W/NW-SE de idade holocênica (Baiense, 2011). Esses eventos são reconhecidos em todo o sudeste do Brasil. Desde o Rifte Cenozoico do Sudeste do Brasil até a região Centro-Norte do Espírito Santo.

Os depósitos quaternários são agrupados em três tipos: i- depósitos de planícies e terraços fluviais; ii- depósito de tálus e coluviões junto aos sopés das encostas; iii- depósitos eluviais aluminosos nos topos das elevações mais proeminentes (Noce et al., 2003). As colinas da Depressão dos rios Pomba-Muriaé são recobertas por depósitos sedimentares supostamente de idade neogênica afetadas por falhas normais NE-SW e falhas normais e normais dextrais de direção NW-SE (Mello et al., 2005). Os depósitos são tipicamente continentais relacionados à dinâmica fluvial e de encosta, mas podendo ocorrer depósitos neogênicos nas porções colinosas do relevo (Tupinambá et al., 2003).

3. Materiais e métodos

Análises morfológica e estrutural do relevo foram usadas para inferir os processos que controlaram a evolução dos rearranjos de drenagem. A determinação do paleoestresse foi feito por meio de falhas com slickensides (planos e estrias).

A análise morfológica foi inicialmente realizada em escritório através de interpretação de duas cartas topográficas do IBGE escala 1:50.000, Folha Miraí e Folha Ervália e imagens de satélites Google Earth Pro. Sobre a carta topográfica foi extraída e delimitada a rede de drenagem e as bacias hidrográficas por meio de vetorização no ArcGIS 10.8. Em seguida, identificou-se as anomalias de drenagem como cotovelos, divisores rebaixados, vales assimétricos entre outras feições morfotectônicas ou morfoestruturais.

Após a delimitação e marcações em cartas e imagens foi realizado campanhas de campo nas áreas adjacentes aos cotovelos de drenagem. Foram visitados afloramentos em cortes de estradas ou áreas adjacentes.

Os dados de planos e estrias foram processamos no programa Win-TENSOR (Delvaux e Sperner, 2003) para usar o métodos dos Diedros Retos para determinar as possíveis orientações de $\sigma 1$ e $\sigma 3$ (Angelier, 1989).

4. Resultados

O alto curso do rio dos Bagres e do rio Muriaé drenam as terras altas da Serra da Mantiqueira Setentrional no estado de Minas Gerais, e infletem para o interior da Depressão do rio Pomba-Muriaé após cotovelos de drenagem.

O rio Muriaé nasce na vertente leste da Serra da Mantiqueira Setentrional como rio Samambaia. No alto curso drena a serra e planalto na direção NW-SE mudando para NE-SW após cotovelo de drenagem. O cotovelo de drenagem marca o limite entre o planalto e o vale do rio Muriaé que passa a drenar a depressão homônima até encontrar o baixo curso do rio Paraiba do Sul. O desnível entre os compartimentos é de 200 m (figura 2).

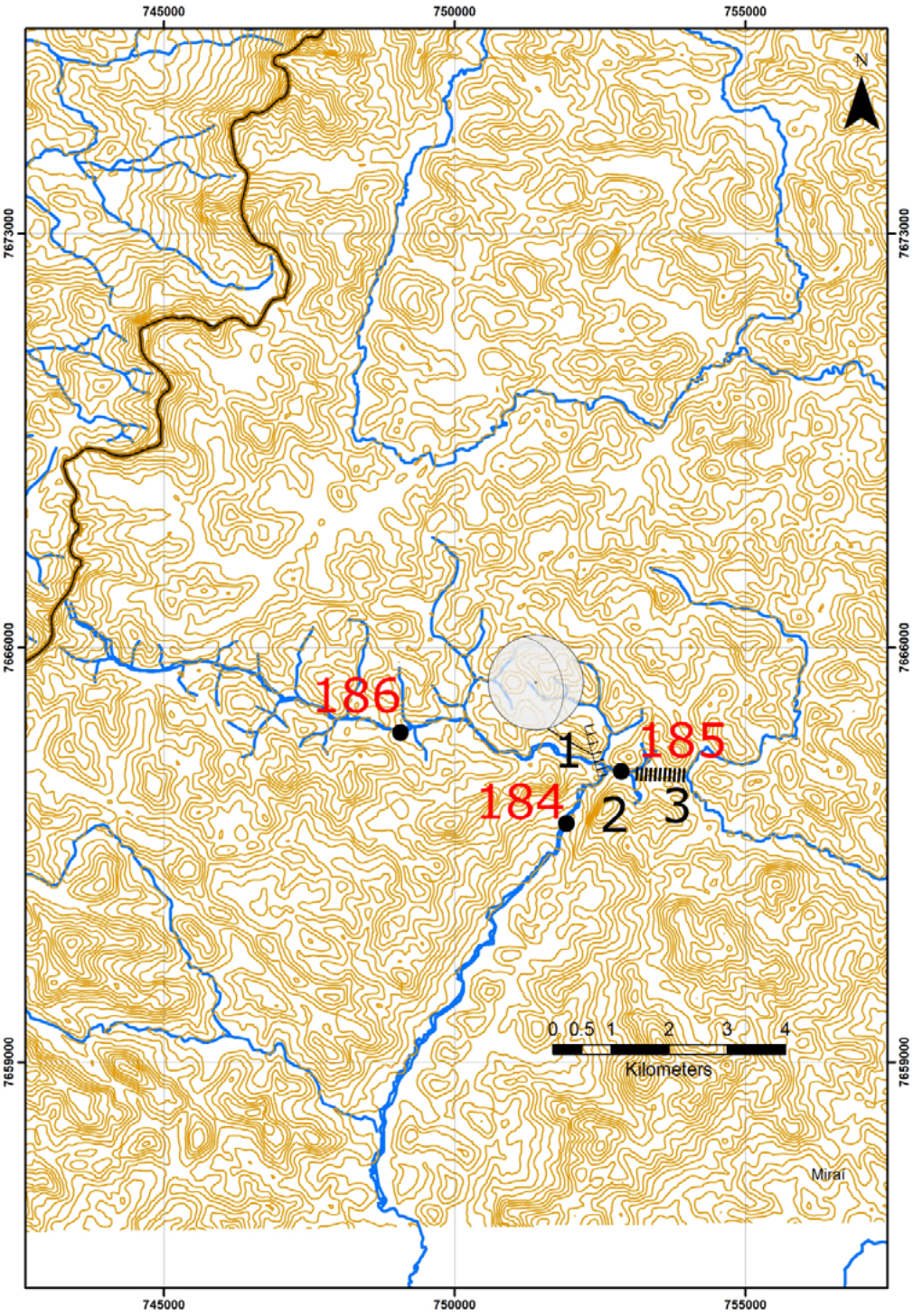


Figura 2: Rio Muriaé e cotovelo de drenagem. Pontos pretos - amostras para 10Be.

Na área do planalto, a leste do cotovelo de drenagem (n.2, figura 2) ocorre um campo de blocos métricos entulhando o canal da drenagem que está em desnível de aproximadamente 20 metros de altura do cotovelo de drenagem (n.2, figura 3). O nível de 20 metros marca um knickpoint no curso atual. Nas laterais do knickpoint ocorrem cicatrizes de movimentos de massa em ambos os lados.



Figura 3: Local da inflexão do cotovelo de drenagem do rio Muriaé. Em cima, destaque para o desnível que bloqueou a passagem do rio Muriaé no passado e cicatrizes de movimentos de massa nas laterais. Embaixo, t1 - leito atual no local do cotovelo de drenagem; t2 - terraço; t3 - rampa de detritos que causou a reversão do rio Muriaé após escorregamento de massa.

A oeste do cotovelo de drenagem, na direção oposta do campo de bloco foi mensurado uma falha dextral de direção NNW-SSE medindo 075/44//058/43 (dip direction/dip) sobre elúvio de gnaisse e cortando colúvio (figura 2, n.1; figura 4).

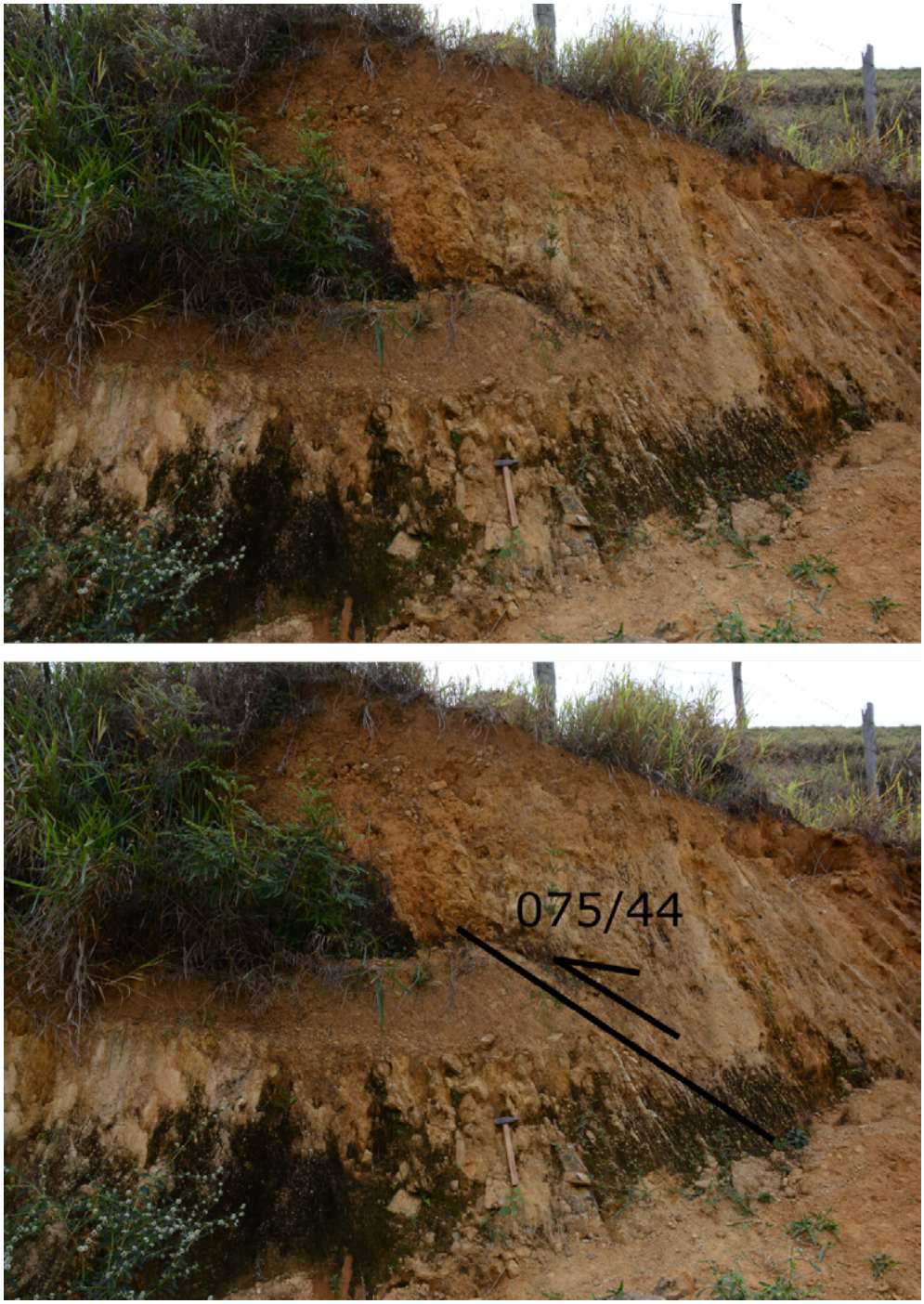


Figura 4: falha dextral de direção NNW-SSE medindo 075/44//058/43 (dip direction/dip) sobre elúvio de gnaisse e cortando colúvio.

O rio dos Bagres nasce na vertente oeste da Serra da Mantiqueira Setentrional e flui na direção NW-SE até inflexão com cotovelo de drenagem, passando a NNE-SSW. A jusante do cotovelo de drenagem o rio dos Bagres deixa para trás as terras altas da Serra da Mantiqueira e passa a drenar o graben homônimo. O desnível entre os compartimentos é de 200 m (figura 5).

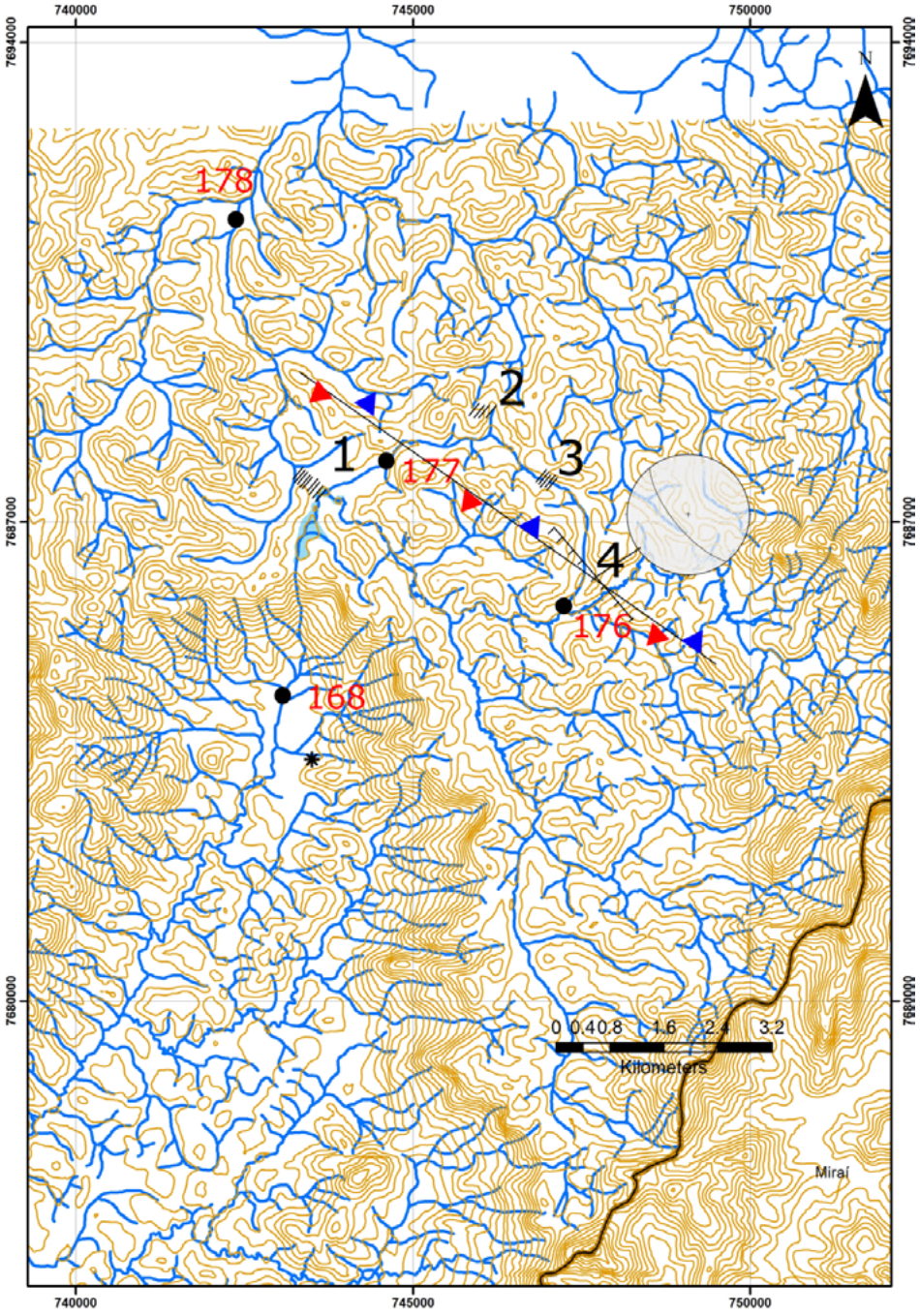


Figura 5: Cotovelo de drenagem do rio dos Bagres.

A nordeste do cotovelo de drenagem e a 80 m de desnível foi encontrado um terraço abandonado (n.2, figura 5) em posição de divisor hidrográfico. A sudeste do terraço ocorre um divisor rebaixado (n.3, wind gap) (figura 5) e uma falha normal sinistral de direção NW-SE medindo 231/70//145/16 (n.4, figura 5).

Dois falhas foram mapeadas próximas aos cotovelos de drenagem. Uma no rio dos Bagres e outra no rio Muriaé. O tensor de estresse resultante é caracterizado por σ1: 14/085, σ2:046/190; σ3:41/343 com R = 0,25. Esses dados pertencem a um regime transcorrente e indica uma compressão E-W de direção. Esse tensor é responsável por falhas normais sinistrais NW-SE e falhas normais dextrais NNW-SSE (figura 6).

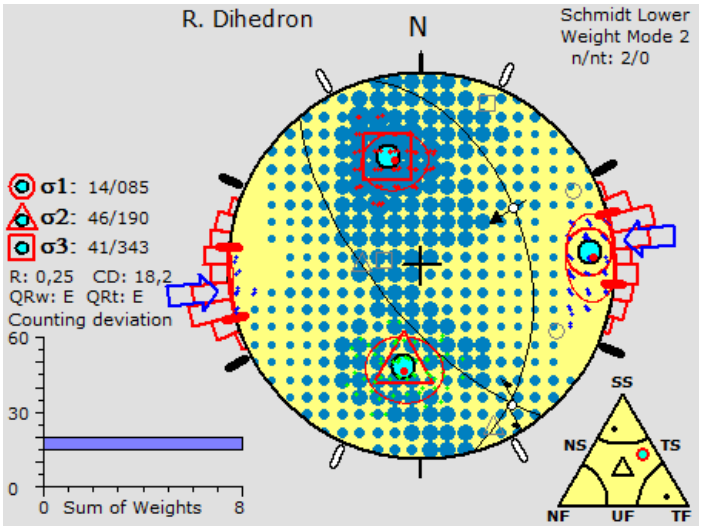


Figura 6: Falhas normais sinistrais NW-SE e falhas normais dextrais NNW-SSE.

5. Discussão

A reorganização da drenagem do rio Samambaia-Muriaé é um típico caso de desvio de drenagem por tectônica. A falha (no.1, figura 2; figura 4) que se instalou próximo ao cotovelo de drenagem interrompeu o fluxo de SE ao criar um desnível de 20 m à jusante da falha. Esse desnível forçou o desvio para SW, e a reversão do canal a leste (ponto 185, figura 2). Segundo Bishop (1995), basculamentos e soerguimentos podem causar reversão de drenagem, mesmo sem captura ou erosão das cabeceiras. O que forneceu as evidências de reversão foram as linhas de drenagem, o vale suspenso e o divisor rebaixado existentes no canal afluente (ponto 185,n.2, n.3, figura 2).

O movimento de massa (figura) é possivelmente tardio, no Holoceno Recente, em função das cicatrizes ainda preservadas e da elevada taxa de erosão de 28.9 m/Ma (Oliveira, 2018). No entanto esse valor é anômalo, pois a taxa de erosão mensurada (Oliveira, 2018) é maior do que no canal principal (16 m/Ma-1, ponto 184, figura 2). Mas evidencia o processo de retrabalhamento da encosta esperado pela reversão do rio com a instalação da escarpa de falha. Não há sinais do movimento de massa ter sido deflagrado por esse falhamento.

A falha criou um desnível de 20 m (t3, figura 3) à jusante do cotovelo de drenagem. O terraço (t3) representa o paleocanal do rio Samambaia, mas o movimento de massa apagou qualquer registro sedimentar. Imediatamente após o falhamento, o rio Samambaia-Muriaé passou a depositar os sedimentos junto ao desnível formando o terraço (t2). A agração do terraço (t2) redirecionou o fluxo que passou a drenar na direção NE-SW, aproveitando as linhas de fraqueza regionais que ocorrem em subsuperfície. Bishop (1995) denomina esse processo de rearranjo de drenagem de Top-Down. Bishop (1995) define o processo como “um rio “empurrado” para o interior de outra drenagem”. Segundo o autor, esse processo envolve rearranjo de áreas de drenagem movidas por rompimento de divisor, resultado de migração de canal, tectonismo ou fluxos catastróficos.

A falha se instalou no regime tectônico de transcorrência dextral E-W do Pleistoceno - Holoceno. Nesse instante ocorreu um soerguimento relativo, retardando o fluxo de SE que reverteu o fluxo para SW no tributário (ponto185, figura 2). Análise morfológica da paisagem permitiu inferir que o movimento de massa no canal tributário (185) é mais recente do que o falhamento, talvez do Holoceno Recente.

O movimento de massa provavelmente foi deflagrado por processos evolutivos de encosta em função do rearranjo das drenagens. No canal revertido as linhas de drenagem se mantiveram e o poder erosivo do novo knickpoint passou a erodir o vale suspenso a uma taxa de 28.9 mm/ka (Oliveira, 2018). Esse valor está acima da média das taxas de erosão mensurados por Cherem et al., (2012) e Oliveira (2018) através do isótopo 10Be. Segundo Oliveira (2018), a taxa de erosão retratou a idade recente do movimento de massa, que trouxe para superfície sedimentos enterrados com pouco ou nenhum isótopo de 10Be.

A reorganização da drenagem no rio dos Bagres é um típico caso de captura por extravasamento de lago. Onde atualmente é o vale seco (no. 1, figura 5) junto ao cotovelo de drenagem havia um lago. Evidências desse lago são as argilas brancas que cobrem todo o fundo de vale. Com a reorganização da drenagem após falhamento, o aporte de sedimentos no lago aumentou, diminuindo a profundidade do lago. Evidências desse aporte de sedimento encontram-se nos dois níveis de terraços N3 e N2 (Oliveira, 2012) no canal principal. Segundo Brocard et al. (20xx), a acumulação de sedimentos é uma característica de adaptação da rede fluvial a um novo regime. No caso do rio dos Bagres um regime tectônico no limite Pleistoceno - Holoceno.

No local onde houve a ruptura do divisor, possivelmente o interflúvio se encontrava rebaixado por processos de subsuperfície. Um conjunto de falhas NNE-SSW do contato entre os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora atravessam o ponto de ruptura do interflúvio e o paleolago. O conjunto de falhas NNE-SSW que atravessam a direção do lago controlaram processos hidrológicos em subsuperfície e promoveram o rebaixamento do interflúvio. A captura da drenagem aconteceu por processo top-down quando ocorreu o extravasamento do paleo lago. Dois fatores podem ter promovido a captura de drenagem: colapso do interflúvio por movimentos de massa deflagrados por processos hidrológicos de subsuperfície ou o aumento da vazão dos tributários do paleo lago em função da mudança de período seco para período úmido no Holoceno.

O falhamento desencadeado pelo evento de transcorrência dextral E-W gerou falhas normais sinistrais de direção NW-SE (no.4, figura 5). Esse evento promoveu o desvio de uma série de canais no planalto, entre eles o afluente 177 e a reversão de outro (176), figura 5. Esse falhamento gerou blocos altos e baixos e reorganizaram a área de drenagem do planalto do rio Doce. Uma rede hidrográfica que antes drenava para norte passou a drenar para sul entulhando o lago existente com mais sedimentos, cascalho, areia e argila.

O lago com mais sedimentos extravasou para o interior da depressão do rio Pomba-Paraíba do Sul. Nesse instante, toda a área e rede hidrográfica que drenava para o lago passou a drenar para o interior da depressão do rio Pomba-Paraíba do Sul.

Em ambos os afluentes (176 e 177), o falhamento estabeleceu uma escarpa de falha de aproximadamente 20 m de desnível. O mesmo evento tectônico de transcorrência dextral E-W (Bricalli e Mello, 2013) foi registrado no rio Muriaé próximo ao desvio da drenagem. Isso sugere que todo o compartimento das terras altas da Mantiqueira sofreu movimentação tectônica dentro do intervalo entre o Pleistoceno e Holoceno com posterior reorganização da drenagem por via de desvio e reversão de canais.

Ao desviar para o interior da depressão houve abandono da parte mais elevada do fundo do lago que passou a divisor hidrográfico rebaixado (no.1, figura 5). O afluente 177 abandonou um terraço de seixos centimétricos sub-arrendodados em situação de topo de morro (no. 2). E entre o cabeceiras dos afluentes 177 e 176 um divisor rebaixado (no.3). Toda a drenagem no planalto

da Serra da Mantiqueira antes do desvio do rio principal pertencia ao bacia do rio Doce, como já apontado por Cherem et al. (2013).

Agradecimentos

À CAPES pela concessão da bolsa de doutorado; Ao Departamento de Geologia da UERJ pelo apoio financeiro. Aos Professores Miguel Antonio Tupinambá e Claudio Limeira Melo pelas discussões do trabalho.

Referências

Batlle, J. M., 2019, Drainage Rearrangement as a Driver of Geomorphological Evolution During the Upper Pleistocene in a Small Tropical Basin: Journal of Geography and Geology, v. 11, p. 1.

Cherem, L. F. S., Varajão, C. A. C., Magalhães Júnior, A. P., Varajão, A. F. D. C., Salgado, A. A. R., Oliveira, L. A. F., and Bertolini, W. Z., 2014, O PAPEL DAS CAPTURAS FLUVIAIS NA MORFODINÂMICA DAS BORDAS INTERPLANÁLTICAS DO SUDESTE DO BRASIL: Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 14.

Angelier, J. From orientation to magnitudes in palaeostress determination using fault slip data. J. Struct. Geol, 11: 37-50.

Baiense, M.C. Condicionantes geológicos da configuração do relevo na Depressão dos rios Pomba-Muriaé. Trabalho de conclusão de curso. Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

Delvaux, D; Sperner, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. Geologic Society of Lodon, Special publications, 212, 75-100.

Gatto,L.C.S.; Ramos, V.L.S.; Nunes, B.T.A.; Mamede, L.; Goes, M.H.;Mauro, C.A.; Alvarenga, S.M.; Franco, E.M.S.; Quirino, A.F.; Neves, L.M. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória - Geologia, Geomorfologia, Pedologia, vegetação e uso potencial da terra / PROJETO RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, 1983.

Hiruma, S. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão.

Noce, C.M.; Romano, A.W.; Pinheiro, C.M.; Mol, V.S.;Pedrosa-Soares, A.C. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2003.

Oliveira, D.; Queiroz Neto, J.P.; Evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. Geousp - Espaço e tempo, n.22, 2007.

Tupinambá, M., Eirado, L.G. Heilbron, M. O graben de Itaocara, Rio de Janeiro, sudeste do Brasil. IX Simposio Nacional de Estudos Tectônicos, Buzios. Boletim de resumos. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003.

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., Ragatsk, C.D., Mendes,J., Ludka, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e conexões com a Faixa Araçuai. Geonomos, 15 (1), 2007.

DOBRAS DE FUNDO E GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL NA EVOLUÇÃO DO RELEVO EM MARGEM ATLÂNTICA DO PLANALTO BRASILEIRO: O CASO DA BACIA HIDRÓGRÁFICA DO RIO BENEVENTE - ES

Roberto José Hezer Moreira Vervloet
Instituto Estadual do Meio Ambiente e Recursos Hídricos
Rodovia BR 262, Km 0 – Jardim América, cep 29140-130, Cariacica/ES,
E-mail: robertovervloet@gmail.com
Fábio Luiz Mação Campos
IFES – Campus Vitória.
Av. Vitória, 1729, Jucutuquara, cep 29040-780, Vitória/ES
E-mail: fabiomacao@gmail.com

Resumo

O estudo dos dobramentos de fundo é tema clássico na geomorfologia estrutural brasileira, porém esquecido nos últimos anos e que possibilita interpretar melhor os processos responsáveis pela evolução e dissecação hidrográfica de relevos gerados em bacias de drenagem instaladas em bordas de planalto. As questões geomorfológicas tratadas neste artigo se referem aos fatores litoestruturais, tectônicos e geomórficos que condicionam a evolução do relevo situado nesta margem atlântica do Planalto Brasileiro, a partir de dobramentos de fundo, tendo como área de estudo a bacia do Rio Benevente, localizada na Região Serrana do Espírito Santo. No referido artigo são apresentados os dobramentos de fundo, estudados por Ruellan (1952) e os *níveis de base local e regional de erosão* que condicionam a evolução da rede de drenagem, responsável pela dinâmica e gênese de sub-compartimentos de relevo que estão intimamente associados à relação litoestrutura – tectônica – relevo – evolução de canais fluviais.

Palavras-chave: Dobras de fundo, tectônica, erosão diferencial e relevo.

1. Introdução

Podemos considerar que na busca da origem e dos conhecimentos relativos à evolução dos grandes compartimentos de relevo do Planalto Atlântico brasileiro ocorrem quatro linhas de discussões entre geomorfólogos e geólogos desde a década de 1940. Essas quatro linhas de estudos podem ser divididas da seguinte forma, a saber: uma que trabalha com modelos geomorfológicos erosivos com implicações tectônicas, como De Martonne (1943, 1944), Freitas (1951a, 1951b), Ruellan (1944), King (1956), Ab'Sáber (1964), Birot (1959), Almeida e Ponçano (1993), Almeida e Carneiro (1998), e Azevedo Jr (1991); os que aplicaram o enfoque morfoclimático baseado nas mudanças climáticas Quaternárias como Bigarela e Ab'Sáber (1961), Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella, Andrade Lima e Riehs (1975); uma linha com enfoque predominantemente tectônico associado com elementos geomórficos para pesquisar a importância da tectônica iniciada no Paleógeno, e suas repercussões na gênese dos relevos do Planalto, como Riccomini (1989), Saadi (1993, 2000), Hasuy (1990) e Zalán e Bach de Oliveira (2005); e a linha que trata dos agentes geoquímicos destacando a formação das feições geomórficas e superfícies aplainadas embutidas entre os grandes compartimentos de relevo regionais (Serra do Mar e Mantiqueira) como os trabalhos de Filizola e Boulet (1993, 1996), Filizola (1993) e Coltrinari (1992, 1997, 2003).

Todos estes trabalhos foram realizados em porções das diversas serras existentes no Planalto Atlântico e em outros setores do mesmo, em diferentes estados e trouxeram contribuições muito importantes para o conhecimento destas "Terras Altas". Entretanto, é possível observar nestes trabalhos e, principalmente, nas pesquisas mais recentes, a partir dos anos 1990, uma ligeira ausência quanto à atuação dos *sistemas de níveis de base*, controlando as fácies de dissecação da superfície, da evolução desigual dos sistemas fluviais e, principalmente, a participação dos *dobramentos de fundo,* pesquisados por Ruellan (1951a, 1951b, 1952a, 1952b e 1953) na década de 50. Resumidamente tais sistemas atuariam através dos grandes *anticlinais e sinclinais de fundo*, estabelecendo níveis de soleiras rochosas que funcionariam como pontos de interrupção das drenagens seccionantes das estruturas mais antigas (Proterozóicas), criando *sistemas de níveis de base* e condicionando a dissecação diferencial do relevo, através das redes de drenagens instaladas a partir do Oceano Atlântico em direção as terras do Planalto Atlântico.

O objetivo deste artigo é o de apresentar o papel e a importância que esses *sistemas de dobramentos de fundo* têm no condicionamento da evolução do relevo na margem atlântica do Planalto Brasileiro, tendo como área de estudo a bacia hidrográfica do Rio Benevente, situado na Região Serrana do Espírito Santo. Objetiva, também, investigar como esse controle litoestrutural é exercido nestes compartimentos de relevo, enfatizando a evolução diferencial da drenagem sobre estruturas de organização complexa e antiga (Proterozóicas). Ele não se baseia somente nas pesquisas de Ruellan, mas procura, a partir das diretrizes teóricas e empíricas deixadas por este autor, e de outros métodos e técnicas de pesquisas mais atuais, descobrir quais as repercussões geomórficas dessas estruturas no controle e evolução dos sistemas de drenagem através de uma evolução em processo.

2. Localização da área em estudo, estruturação litológica e tectônica.

O estudo foi realizado na bacia hidrográfica do Rio Benevente que está localizada no sul do Estado do Espírito Santo (fig. 01), entre os meridianos de 41°00' e 40°30' de longitude oeste e os paralelos 20°00' e 20°48' de latitude sul, na borda do Planalto Atlântico que caracteriza a Região Serrana deste Estado. A área da bacia abarca os municípios de Anchieta, Alfredo Chaves, Domingos Martins, Piúma, Rio Novo do Sul e Guarapari, ocupando uma área territorial de 1.260 Km^2.

Segundo a classificação climática de Koeppen, a região se encontra sob o predomínio dos tipos climáticos Aw (úmido com estação chuvosa no verão e seca no inverno), Am (úmido, sem estação seca pronunciada) e Cf (úmido, sem estiagem), caracterizando clima tropical úmido típico. As chuvas no interior da bacia alcançam, em alguns anos, médias pluviométricos de até 2.200 mm, ao passo que próximo ao litoral caem para 1.500 mm, conforme Vervloet (2015).

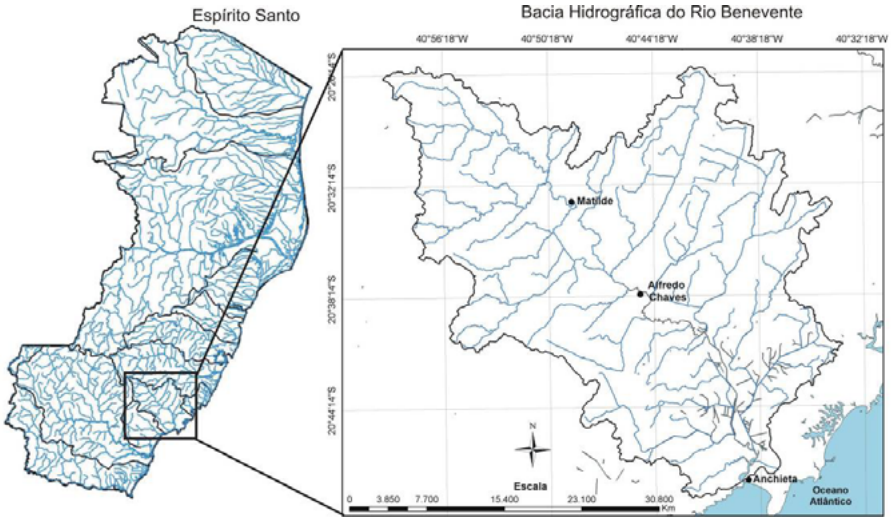


FIGURA 1: Localização da bacia hidrográfica do Rio Benevente. Elaboração: Roberto Vervloet.

Uma parte da rede de drenagem desta bacia escoa sobre as rochas metamórficas do Complexo Paraíba do Sul (quartzitos associados a gnaisses granatíferos e biotita-hornblenda gnaisse), sobre rochas Intrusivas Sin a Tardi--tangenciais (ortognaisses enderbíticos a tonalíticos de composição granítica, granodiorítica e quartzo-monzodiorítica), Intrusivas Tardi-a-Pós-Transcorrentes (Dioritos, granodioritos, quartzo-monzodiorito, microclina granito e muscovita-biotita granito). A outra parte escoa sobre os depósitos do Grupo Barreiras (sedimentos areno-argilosos e argilo-arenosos) e sedimentos Quaternários (depósitos argilosos e argilo-arenosos fluviais e fluviomarinhos) (Féboli,1993).

Os conhecimentos mais recentes sobre a evolução das estruturas Proterozóicas da região e áreas próximas foram estudados por Almeida (1977), Heilbron *et al* (2004), Sadowski (1983), Tupinambá (1999), Delgado *et al* (2003), Mendes *et al* (1997), Mendes *et al* (1999), Mendes *et al* (2002), Féboli *et al* (1993a, 1993b), Viera (1993), Vieira *et al* (1997), Wiedemann *et al* (1986), Wiedemann (1992), Wiedemann (1993), Wiedemann e Mendes (1987), Munhá *et al* (2005), Vauchez *et al* (1992) e Moraes *et al* (2004). Esses autores compartimentam a região de acordo com as províncias geotectônicas que deram origem a Orogênese Brasiliana.

Para averiguar a organização dessas estruturas, a partir de uma escala mais detalhada, de forma a investigar as implicações geomorfológicas dos *dobramentos de fundo,* bem como entender a distribuição e raio de atuação dos mesmos, é apresentado o mapa geológico simplificado da bacia, com o quadro tectônico Tardi – a Pós – Transcorrência (fig.02), modificado e fundamentado em Féboli (1993a) e Vieira (1993), apoiado pelos conhecimentos trazidos pelos trabalhos de campo e fotointerpretação.

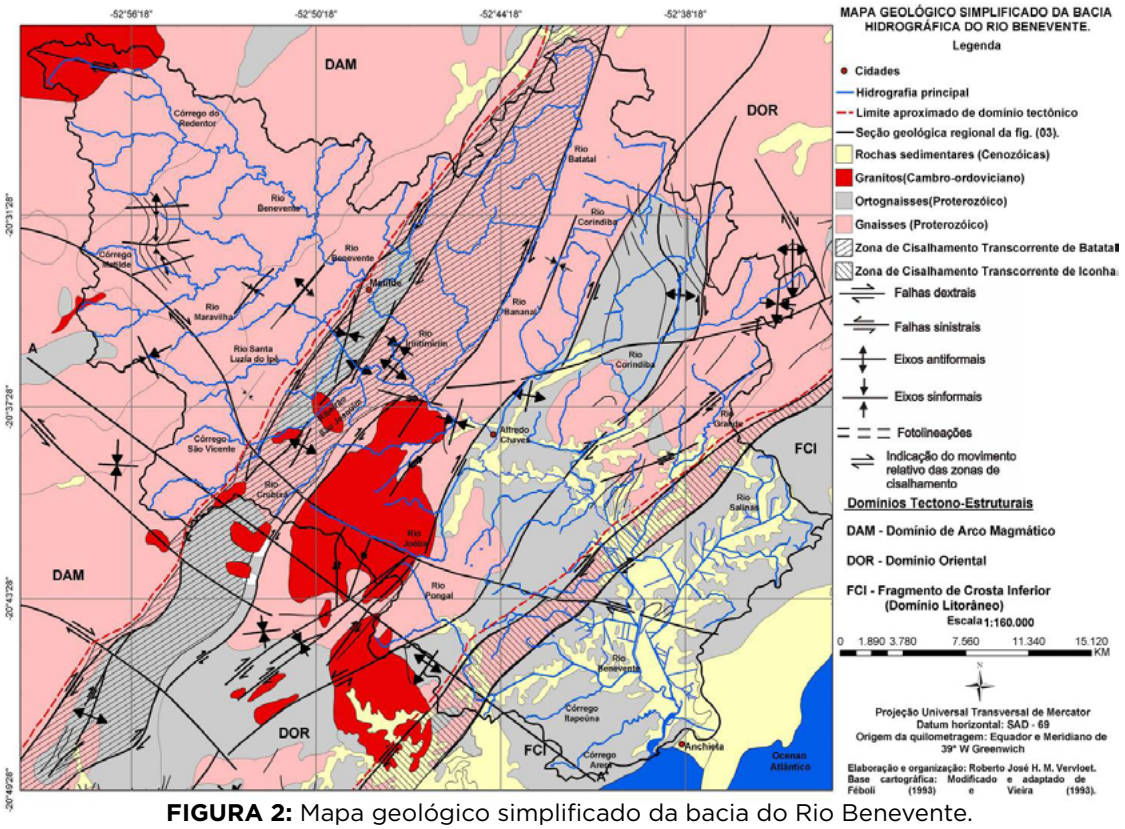


FIGURA 2: Mapa geológico simplificado da bacia do Rio Benevente.

Através do mapa da figura (02) é possível visualizar a distribuição das litoestruturas herdadas dos eventos do Proterozóico e a maneira como se dispõem os dobramentos de fundo. Essa organização Proterozóica pode ser dividida em três grandes domínios tectono-estruturais, segundo Vieira (1993), que respondem pela estruturação tectônica regional: o DAM – Domínio de Arco Magmático, o DOR – Domínio Oriental e o FCI – Fragmento de Crosta Inferior.

Estes domínios geotectônicos tiveram origem durante a formação da grande Província Mantiqueira de Almeida (1977), na Orogênese Brasiliana, mais precisamente, com a formação dos Orógenos Araçuaí e Ribeira de Heilbron *et al* (op.cit.). Eles estão limitados por expressivas zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais que se formaram em um regime dúctil. Duas são de grande importância na região e se dispõem na área da bacia em sentido diagonal, sendo uma a Zona de Cisalhamento Iconha (ZCI) que se direciona no sentido NE – SW e tem uma faixa de largura mais estreita, e a outra a Zona de Cisalhamento Batatal (ZCB), Féboli (1993a, 1993b), que tem direção NNE – SSW.

A gênese dos dobramentos de fundo está, de certa forma, associada à formação dessas zonas de cisalhamento, o que os torna muito complexos, sobretudo, porque a bacia em estudo, está em uma região de transição entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí de Heilbron et al (op. cit.), sendo difícil precisar quais os modelos geotectônicos que seriam responsáveis pela organização dessas estruturas, pois as características desses Orógenos se sobrepõem na região, caracterizando uma zona de transição de grande complexidade entre Orógenos Proterozóicos. Entretanto, é factível associá-los à etapa de colisão continental designada de colisão II por Heilbron (op. cit.), que teria acontecido por volta de 580 Ma, resultando no empilhamento dos terrenos do Orógeno Ribeira de leste para oeste-noroeste. Esta colisão teria sido oblíqua com a deformação principal exibindo clara partição da deformação, entre zonas com predomínio de encurtamento crustal e zonas com componente transpressivo dextral. Fato que predominou durante

a estruturação do Orógeno Ribeira, com formação de amplas lascas de cavalgamento, completadas por escamas de cavalgamento de amplitudes locais e regionais. Foi por meio dessa colisão oblíqua que pode ter sido gerado também as grandes falhas transcorrentes da região, como exposto nos modelos geotectônicos trabalhados por Heilbron et al (op. cit.), Wiedemann *et al* (op. cit.), Wiedemann (op. cit.), talvez, em um provável regime dúctil-rúptil.

As lascas e/ou escamas de cavalgamento estão também relacionadas a uma fase tangencial, acompanhada de metamorfismo regional e migmatização, evidenciada por essas zonas de cisalhamento que respondem pelas escamas de cavalgamento, segundo Vieira (op.cit.). É provável que seja a intensa deformação resultante desta colisão II que originou os dobramentos de fundo. Os sistemas de falhas transcorrentes da região também teriam sido gerados nesta colisão, talvez, numa fase dúctil-rúptil posterior. Diversas suítes granitóides originaram-se do espessamento crustal oriundo desse processo de colisão, Wiedemann *et al* (op. cit.), Wiedemann (op. cit.), tais como os granitóides da Suíte Intrusiva Espírito Santo que interfere as ZCB e ZCI. Dobras suaves de grande amplitude de onda, refletindo antiformes e sinformes abertas, geralmente posicionadas em paralelo às ZCB e ZCI do mapa da figura (02), estão relacionadas à fase transcorrente, segundo Vieira (op. cit.).

Nas zonas de contato entre esses granitóides e outros litotipos também foram geradas dobras de amplitude local. É preciso deixar claro que esta estruturação tectônica teve origem durante os eventos do Proterozóico, como atestam os trabalhos citados.

3. O Método e os procedimentos técnicos utilizados.

O processo investigativo desta pesquisa baseou-se no método da *associação e indeterminação geomorfológica* de Leopold e Langbein (1970), acompanhado de procedimentos técnicos de cartografia geomorfológica, construção de perfis morfogeológicos, compilação de dados de parâmetros litoestruturais (lineação, atitude e mergulho da foliação metamórfica, atitude de fraturas e falhas) em afloramentos de rochas da região, para correlação com compartimentos e sub-compartimentos geomórficos e níveis de dissecação da rede hidrográfica.

Este método consiste em um tipo de *lógica científica*, baseada numa construção argumentativa de raciocínio, a partir da *associação de diferentes fatos geomórficos cartografados* e compilados. Para se conduzir a linha de raciocínio realizou-se compilação de informações sobre os fatos geomórficos investigados. Desta forma foram realizados os seguintes procedimentos técnico-operacionais: 1 – compartimentação geotectônica e geomorfológica (cartografia das feições geomórficas, unidades, grupos de formas de relevo e feições fluviais em escala adequada); 2 – compilação de dados de parâmetros hidrográficos das redes de drenagem (associados as respectivas sub-bacias hidrográficas e compartimentos morfológicos); 3 – construção de vinte e um perfis morfogeológicos (associando características litoestruturais e litotectônicas no controle dos grupos de formas e sistemas de drenagem em evolução) distribuídos ao longo da bacia e 4 – trabalhos de campo, onde procurou-se corrigir e fazer controle dos fatos geomórficos cartografados e averiguar *in loco* os possíveis elementos litoestruturais e litotectônicos que atuam condicionando os grupos de formas de relevo e as respectivas redes de drenagem, bem como possíveis reativações holocênicas de estruturas (sistemas de falhas e fraturas). Neste artigo, somente os fatores relacionados à importância dos *dobramentos de fundo* e suas implicações geomorfológicas no condicionamento da evolução da drenagem serão discutidos.

4. Resultados e discussões.

A gênese da ZCI, da ZCB e dos domínios tectono – estruturais da bacia durante o Proterozóico teve como repercussão a formação dos dobramentos de fundo, o qual Francis Ruellan (op. cit.), de forma pioneira, considerava como fundamental para se entender a compartimentação geomórfica da fachada Atlântica do país.

Na bacia do Rio Benevente tais fatos geomórficos são passiveis de observação direta e *in loco* e foram cartografados. Fundamentalmente, os dobramentos de fundo vão atuar na evolução da drenagem desta bacia, e por sua vez no condicionamento do relevo, através de dois importantes fatores condicionantes que serão discutidos: por meio dos *setores de menor resistência a dissecação fluvial linear,* oferecidos pelos sistemas de falhas proterozóicas e eixos de anticlinais em processos de exumação e dissecação pela drenagem; e através dos *sistemas de knickpoints* que estabelecem os níveis de base gerados pelo balanço entre resistência à erosão por meio de soleiras rochosas e a dissecação linear fluvial realizada nos canais fluviais.

A figura (03) apresenta um Modelo Digital de Terreno da bacia com a localização espacial dos anticlinais e sinclinais, dos perfis morfogeológicos que serão apresentados e os sistemas de falhas transcorrentes dextrais de origem Proterozóica, direcionadas em sua grande maioria na direção SSO – NNE, e em menor freqüência para NNW – SSE. Os perfis são capazes de evidenciar melhor a repercussão geomorfológica desses dobramentos de fundo e a influência dos mesmos na compartimentação morfológica.

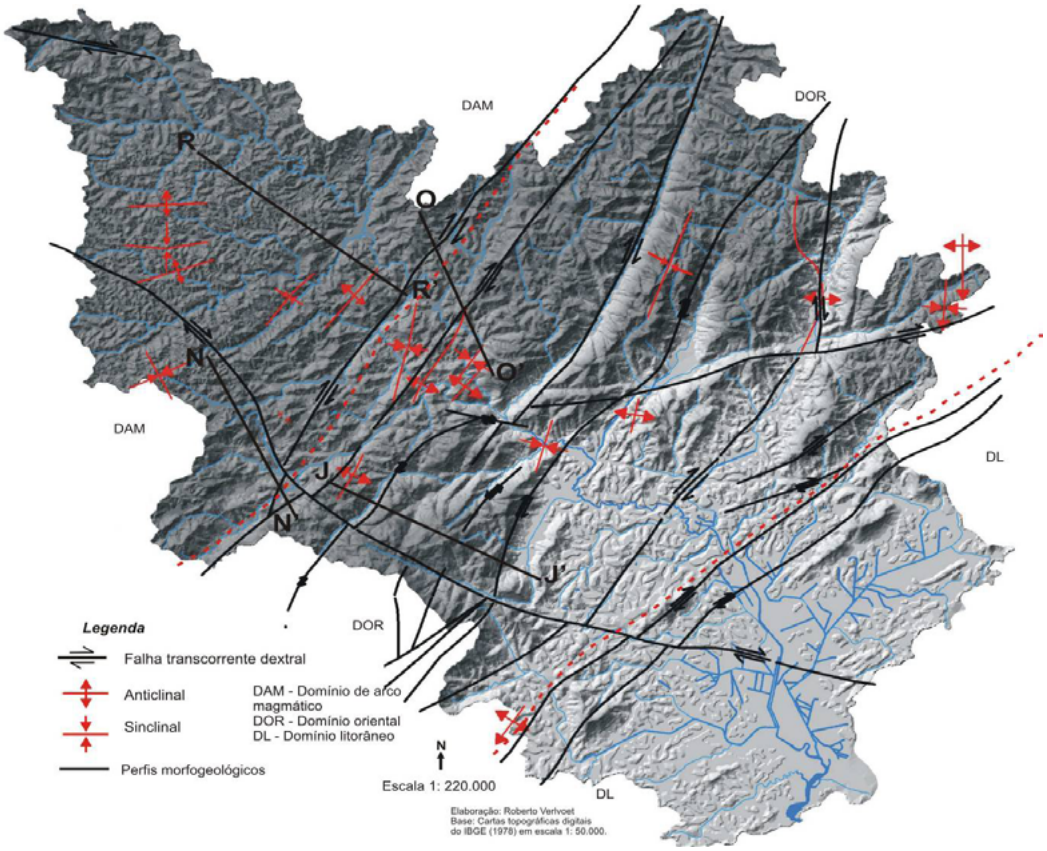


FIGURA 3: Modelo Digital de Terreno da bacia evidenciando a distribuição espacial dos anticlinais e sinclinais de fundo na bacia do Rio Benevente.

Eles foram construídos por meio da associação entre dados de foliação e mergulhos das estruturas coletados no campo e a compartimentação e sub-compartimentação morfológica da bacia. Dessa forma é possível visualizar os processos de encaixamento da drenagem por meio da dissecação dos eixos das anticlinais e alçamento das sinclinais. É preciso ter em mente que esse processo de encaixamento da drenagem com consequente dissecação dos anticlinais e alçamento dos sinclinais, vem sendo realizado às custas de processos de *superimposição hidrográfica* pelo canal fluvial Rio Benevente. É através de uma dissecação pronunciada das estruturas, a partir de uma superfície de cimeira regional, nivelada em cerca de 1.000 metros de altitude, como pode ser visto no perfil da figura (04), que os rios vêm seccionando estruturas orientadas para NE e NNE, e ao mesmo tempo exumando essas estruturas. Trata-se de um dos fenômenos mais importantes de *superimposição hidrográfica* ocorrentes nesta região do planalto.

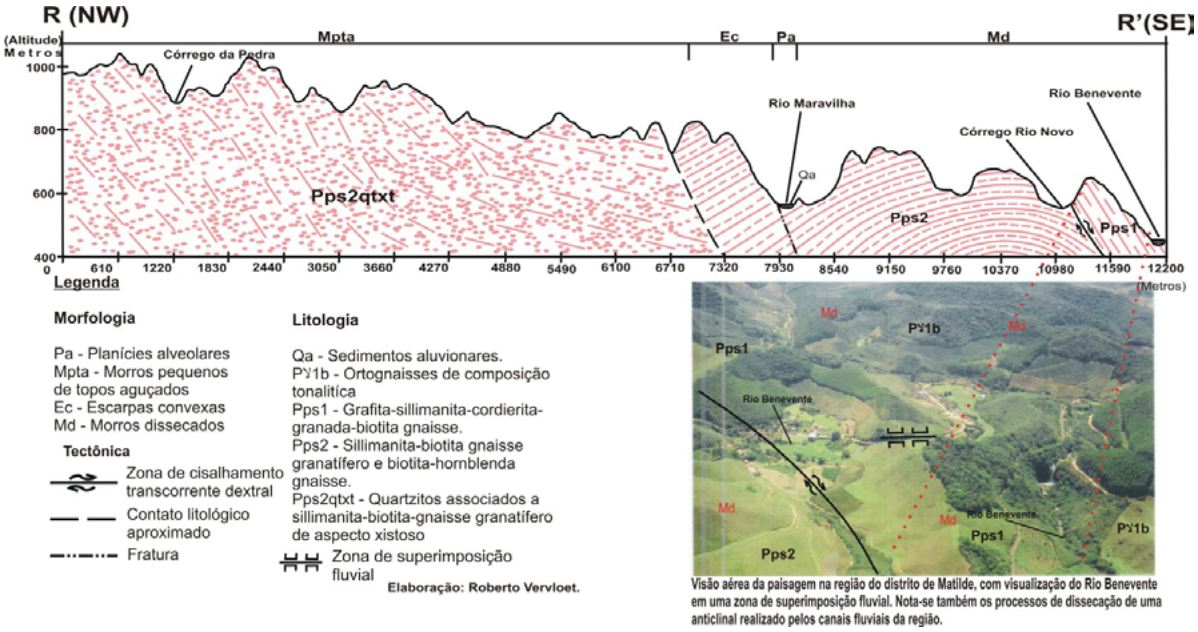


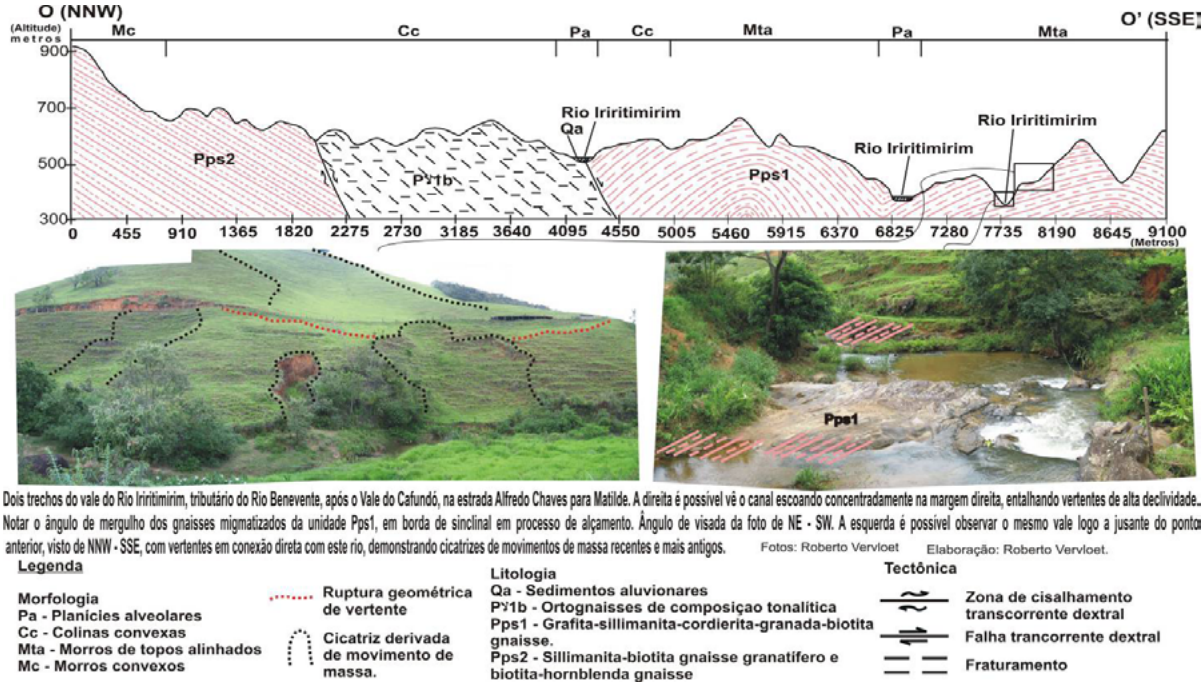
FIGURA 4: Perfil morfogeológico R – R'. Para localização vide fig. (03). Elaboração: Roberto Vervloet.

Outro fato importante a assinalar é que na cartografia geomorfológica da bacia, os morros dissecados (Md) vão estar sempre associados as zonas de anticlinais em processos de exumação e dissecação. Este setor de relevo se localiza na porção central da bacia, onde se observa a distribuição espacial e melhor preservação desta superfície cimeira que, em outros lugares, está profundamente dissecada. Ela marca o nível regional de dissecação. Observa-se por este perfil também, as zonas preferenciais de encaixamento da drenagem, condicionadas pelas falhas transcorrentes dextrais. Entretanto, deve-se ter cuidado em tomar essas falhas como zonas de fraqueza para o encaixamento e dissecação pela drenagem, pois nem todas ajudam explicar a gênese desse tipo de relevo.

Foi dito anteriormente que os sistemas de falhas seriam um dos principais fatores condicionantes da drenagem, no entanto, é preciso ponderar essa questão, pois a evolução da drenagem, com conseqüente dissecação da superfície e evolução dos vales, somente ocorre relacionada a outro importante fator condicionante que são os *sistemas de knickpoints.* Eles vão estabelecer os níveis de

base locais e regionais no desenvolvimento das vertentes e dos vales e influenciar fortemente os perfis longitudinais dos rios, estando profundamente associados ao que se denominou de "miolos" de dobramentos. Esses *sistemas de knickpoint*s controlam a evolução regressiva da drenagem, aparecendo ao longo dos perfis longitudinais dos canais que atravessam estes dobramentos que, na maioria das vezes, têm os seus eixos orientados para N, NE e NNE. Eles são dessa forma responsáveis pelos níveis de base, tanto locais quanto regionais.

Um importante nível de base regional é o que pode ser visto no perfil da figura (05) que apresenta a calha do Rio Iriritimirim com afloramento de gnaisses migmatizados do *Complexo Paraíba do Sul.* Pode-se observar que este rio disseca a borda de uma anticlinal, ao mesmo tempo responde pelo alçamento de uma sinclinal situado na porção adjacente. É possível observar também o escalonamento dos vales provenientes da dissecação deste mesmo rio, situados paralelamente no perfil. Um situa-se no interior da sinclinal e o outro é gerado em uma zona de falha transcorrente, em contato litológico entre ortognaisses e os gnaisses do *Complexo Paraíba do Sul*.



Dois trechos do vale do Rio Iriritimirim, tributário do Rio Benevente, após o Vale do Cafundó, na estrada Alfredo Chaves para Matilde. A direita é possível vê o canal escoando concentradamente na margem direita, entalhando vertentes de alta declividade.. Notar o ângulo de mergulho dos gnaisses migmatizados da unidade Pps1, em borda de sinclinal em processo de alçamento. Ângulo de visada da foto de NE - SW. A esquerda é possível observar o mesmo vale logo a jusante do ponto anterior, visto de NNW - SSE, com vertentes em conexão direta com este rio, demonstrando cicatrizes de movimentos de massa recentes e mais antigos. Fotos: Roberto Vervloet Elaboração: Roberto Vervloet.

FIGURA 5: Perfil morfogeológico O – O. Para localização vide fig. (03). Elaboração: Roberto Vervloet.

Esse escalonamento de vales é derivado do processo de evolução diferencial, realizado por este rio, sobre diferentes litotipos de distintas resistências litológicas, e ao mesmo tempo controlado por regressão de knickpoints associados a essas diferenças e aos complexos processos hidráulicos de incisão fluvial. Em campo, constatou-se que o perfil longitudinal deste rio apresenta um escalonamento profundamente condicionado por estes processos diferenciais e, mais importante do que este processo de evolução diferencial foi perceber a forte correspondência espacial entre a posição dos eixos de dobramentos e os knickpoints aflorantes nas calhas fluviais. Isto ocorre porque como atesta Heilbron (op. cit.), os processos de colisão ocasionaram intenso metamorfismo e conseqüente migmatização das rochas, quando da colisão orogenética. Esse metamorfismo e migmatização, certamente, vieram acompanhados de anatexia em alguns pontos no interior das grandes dobras, gerando alinhamentos de rochas duras e de alta resistência litológica no interior dos dobramentos. Sabemos que se trata do interior dos dobramentos, devido a posição espacial desses knickpoints, posicionados nos paleoeixos dos antiformes e sinformes, e hoje aflorantes na paisagem devido a dissecação fluvial linear.

É dessa forma que os dobramentos de fundo vão também condicionar a evolução dos canais fluviais, por meio de alinhamento de rochas duras situadas no "miolo" das grandes dobras, as quais ao sofrerem dissecação pela drenagem, acabam funcionando como verdadeiros *sistemas de knickpoints* que vão evoluir através do balanço entre erosão fluvial hidráulica regressiva e a resistência rochosa a esta erosão. Não é por um mero acaso da natureza que os dois vales do Rio Iriri-timirim, vistos no perfil da figura (05) estão estabilizados, atualmente, na borda interna de uma anticlinal e sinclinal em exumação e processo de alçamento. Pela foto esquerda da fig. (06) é possível observar também cicatrizes de movimentos de massa que respondem pela formação de rupturas geométricas de vertentes. Tal processo ocorre associado ao desenvolvimento da cobertura pedológica em rochas posicionadas em flancos mergulhantes das bordas dos anticlinais e sinclinais, uma vez que estas rochas, devido a sua estrutura foliada e migmatizada parcialmente, e ao mesmo tempo de alto mergulho, permitem a gênese, dentro da cobertura pedológica, de superfícies de rupturas. Tais superfícies se rompem em determinado momento da evolução dos canais fluviais, quando estes estabelecem incisão linear nas margens das calhas fluviais, provocando rebaixamento do nível de base local e conseqüente mudança de equilíbrio na mecânica dessas vertentes. Para manter este equilíbrio há a formação de superfícies de ruptura que geram movimentos de massa, diminuindo o ângulo de inclinação dessas superfícies, e provocando reafeiçoamento das mesmas e dos vales fluviais. Tais processos e eventos são muito ocorrentes nas zonas de bordas de anticlinais e sinclinais, distribuídos ao longo da bacia. Há ainda outras interessantes evidências sobre a participação dos *dobramentos de fundo* no condicionamento da drenagem, entretanto, somente tais fatores são aqui apresentados, por serem mais elucidativos e, portanto, considerados mais importantes.

Os dobramentos de fundo foram gerados em profundidades variadas da crosta e estão hoje aflorantes na paisagem, devido ao soerguimento Cenozóico do escudo brasileiro, seguido de longos processos erosivos concomitantes, e controlando a evolução atual da drenagem da bacia, através dos *sistemas de knickpoints.* Ao mesmo tempo, eles controlam também os processos de exumação das estruturas e condicionam a dissecação da drenagem, influenciando na compartimentação morfológica. Não há dúvida quanto ao fato de terem sofrido soerguimento ao longo do Cenozóico, pois estudos com traços de fissão em apatitas realizados por Vignol-Lelarge *et al* (1994) no Arco de Ponta Grossa e Gallagher *et al* (1994) na Serra do Mar Paranaense, e Chemale Jr. e Hadler Neto (2005) na Região Serrana do Espírito Santo, bem como outros trabalhos da literatura, vêm confirmando esses processos de soerguimento ocorridos no final do Cretáceo e início do Paleoceno. Entretanto, esse soerguimento veio acompanhado, certamente, de uma forte dissecação, condicionado por esses fatores estruturais. Embora os estudos com traços de fissão em Apatitas sejam realizados em áreas distantes da bacia pesquisada, eles corroboram os resultados dos estudos de litoquímica realizados por Féboli (1993a, 1993b), na região da bacia, que indicaram, também, uma gênese profunda para as rochas (> 30 – 20 Km de profundidade) dobradas da região. Não se pode deixar de levar em consideração o fato de que essas rochas estiveram em um momento na sub-superfície, e atualmente afloram na paisagem morfológica. Este fato é de suma importância, porque a evolução do relevo Quaternário da bacia é condicionado por rochas dobradas formadas no Proterozóico e que foram soerguidas na passagem do Cretáceo para o Paleoceno, estando atualmente na superfície e controlando a evolução da drenagem, através dos fatores condicionantes relacionados aos dobramentos de fundo. Entretanto, o mais interessante desses estudos, em traços de fissão em Apatitas, não é trazer evidências sobre os processos de soerguimento do escudo, certamente, através do deslocamento de blocos falhados, mas, sim, em ter noção da quantidade de material desnudado da superfície pelos processos erosivos ao longo do tempo geológico. Fato que não é muito bem avaliado por esses trabalhos. Vignol-Lelarge *et al* (op. cit.), por exemplo, fala em até 2,5 km de desnudação na região do Arco de Ponta Grossa, sem fazer nenhuma menção sobre como seria essa história erosiva e quais processos geomórficos seriam responsáveis.

Não foram encontrados até o presente momento na região da bacia, indicadores cinemáticos de reativação dos sistemas de falhas Proterozóicas, realizados durante o Quaternário. Por isso não é possível ainda conjecturar sobre prováveis implicações neotectônicas na evolução desta drenagem e por conseqüência no relevo, embora muitos trabalhos realizados em outras regiões do Brasil tenham apresentado indicadores cinemáticos em depósitos holocênicos. Mesmo que no futuro tais indicadores sejam encontrados, não basta simplesmente associar os compartimentos de relevo com tais deslocamentos de blocos, através da reativação das falhas, pois é preciso que haja desnivelamento dos sistemas de níveis de base, sustentados pelos knickpoints nas rochas de alta resistência, para ocorrer erosão regressiva pelos canais fluviais, e assim, reafeiçoamento do relevo. É por isso que não há grande discrepância entre os relevos regionais, que estão nivelados em uma cota média de 1.000 m, sendo esta a altitude média da superfície cimeira regional, figura (04). Se tais knickpoints em rochas de alta resistência a erosão forem mantidos, a paisagem não se disseca, e desta forma fica preservado os blocos planálticos e a superfície cimeira regional.

5. Considerações finais

A configuração atual da rede hidrográfica da bacia do Rio Benevente e a maneira como ela se encaixa e disseca as estruturas dobradas, tem reforçado a idéia de evolução dos canais altamente condicionada por uma dissecação diferencial, relacionada à anisotropia das estruturas e as diferentes fácies de resistência que as mesmas oferecem, associados ao balanço entre erosão regressiva dos *sistemas de knickpoints* e período de equilíbrio dos canais, devido a resistência a esses processos erosivos lineares realizados pelos canais fluviais.

Conclui-se que é necessário evitar associar padrões de drenagem em *treliça* e ângulos retos da drenagem, em zonas de falhas, como prováveis inferências de uma tectônica moderna, pois os sistemas de fraturas e falhas de maciços cristalinos antigos (Proterozóicos) condicionam a formação, por efeito de encaixamento linear e dissecação dos canais, de um padrão de drenagem em treliça, não significando que com isso tenha havido, necessariamente, uma gênese tectônica do tipo ativa neste padrão hidrográfico da drenagem. Nestes casos, a interpretação através de uma tectônica passiva por efeito de encaixamento fluvial é o mais coerente.

Referências

AB'SÁBER, A. N. Da Participação das Depressões Periféricas e Superfícies Aplainadas na Compartimentação do Planalto Brasileiro. Tese de Livre Docência – FFLCH – USP, São Paulo: 1965, 179 p.

_____O relevo brasileiro e seus problemas. In: Brasil, a terra e o homem: As bases físicas. Org. por Aroldo de Azevedo. São Paulo, Ed. Nacional, v.1: 135-250, 1964.

_____ Megageomorfologia do Território Brasileiro. In: Geomorfologia do Brasil. Orgs. A.J.T. GUERRA e S.B. da CUNHA, 2ª ed. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p. 71 – 106, 2001.

ALMEIDA. F. F M. de. O cráton do São Francisco. Rev. Bras. de Geociências, 7(4): 349-364, 1977.

_____. Os fundamentos geológicos. In: Brasil a Terra e o Homem. (org. por Aroldo de Azevedo). São Paulo, 1964, v. 1, p. 55 – 133.

ALMEIDA, F. F. M. de & CARNEIRO, C. da R. Origem e evolução da Serra do Mar. Rev, Bras. de Geociências, 28 (2): 135-150, 1998.

AZEVEDO Jr. M. F. Integração entre o preenchimento sedimentar cenozóico das bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes. Ouro Preto, EM-UFOP, mestrado, 160 p., 1991.

BIGARELLA, J. J. e AB'SABER, A. N. Quadro provisório dos fatos sedimentológicos, morfoclimáticos e paleoclimáticos na Serra do Mar paranaense e catarinense. Bol. Paran. de Geografia, n° 2/5, p. 91, Curitiba, 1961.

BIGARELLA, J. J. e ANDRADE, G. O. de. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary, Sp. Pap. 84, pp. 433-451. Geol. Soc. Of America, 1965.

BIGARELLA, J. J. ANDRADE LIMA, e D. RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. Anais da Acad. Bras. de Ciências. Rio de Janeiro, 47 (supl.):411-464, 1975.

BIGARELLA, J. J. e MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Curitiba, Bol. Paran. Geogr., 16 e 17:153-197, 1965.

BIROT. P. Esboço morfológico da região litorânea do Estado do Rio de Janeiro. Not. Geomorf.,2:1-9, 1966.

BRITO NEVES, B. B. de. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. Rev. Brás. Geoc., 29(3): 379-392, 1999.

CHEMALE JR., F.; HADLER NETO, J. C. (Coord.). Termocronologia por traços de fissão em apatita: margem SE do Brasil e Uruguai. Porto Alegre: UFRGS, 2005, 131 p. (Projeto Evolter, v. 4).

COLTRINARI, L. Geomorfologia e dinâmica quaternária no sudeste do Brasil. Rev. do Dep. de Geogr., FFLCH – USP, 6, São Paulo, 1992.

DELGADO. I. de M. et. al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI. L. C. (ORG.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, cáp. IV, p. 227-334, 2003.

DE MARTONNE, E. (1944 – 1943). Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. Rev. Bras. de Geografia, IBGE, Rio de Janeiro, 5(4):523-550; 6(2):155-178.

FÉBOLI, W. Progr. Lev. Geolog. Básicos do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional, escala 1: 100.000. Folha Domingos Martins, SF. 24-V-A-III, Estado do Espírito Santo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993a.

_____ Progr. Lev. Geol. Bás. do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional, escala 1: 100.000. Folha Piúma, SF. 24-V-A-VI, Estado do Espírito Santo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993b.

FREITA, R. O. de. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. Bol. Paul. Geogr. 7:3-19, (1951a).

_____Ensaio sobre o relevo tectonico do Brasil. Rev.Bras.Geogr. Rio de Janeiro, XIII(2):171-222, (1951b).

FILIZOLA, H.F. O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da bacia de Taubaté – SP. Doutorado em Geografia Física, Departamento de Geografia, FFLCH – USP, 1993.

FILIZOLA, H. F. e BOULET, R. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-Kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. Geomorphology 16 (1996), 77-86, 1996.

_____Une évaluation de la vitesse de l'érosion géochimique à partir de l'étude de dépresions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliques au Brésil. C.R. Acad. Sci. Paris, 316, sér.II: 693-700, 1993.

HASUY, Y. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica do SE do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990, Anais, SBG/MG. Boletim 11, p. 1-32.

HEILBRON. M. *et al.* Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca: São Paulo. Cáp. XIII, p. 203-235, 2004.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. Journal of Geophysical Research, vol. 99, NO. B9, september 10, 1994, p. 117-18,145.

KING. L. A *Geomorfologia do Brasil Oriental*. Rev. Bras. de Geogr. Rio de Janeiro, 1956, 18 (2), p. 147-266.

LEOPOLD, L. B. e LANGBEIN, W. B. *Asociación e Indeterminación en Geomorfología*. In: ALBRITTON, C.C. J. (ed.). *Filosofia de La Geologia*. Companhia Editorial Continental S.A. México, Argentina, Espanã, Chile,1970.

MENDES, J. C. *et al. Charnockitóides do maciço de Várzea Alegre: um novo exemplo do magmatismo cálcio-alcalino de alto-K no arco magmático do Espírito Santo.* Rev. Bras. de Geoc., 27 (1): 13-24, março de 1997.

MENDES, J. C. *et al.* Conditions of formation of charnokitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, southeast Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 29: p. 47-54, 1999.

MENDES, J. C. *et al.* Norito e Charnoenderbitos da Borda do Maciço Intrusivo de Venda Nova, Espírito Santo. Anuário do Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, UFRJ, volume 25, p. 99-124, 2002.

MORAES, R. et. al. Granulitos do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca: São Paulo. Cáp. XIX, p. 321-345, 2004.

RAMSAY, J. G. e HUBER, M. I. *The techniques of modern Sctrutural Geology. V.2: Folds and Fractures.* Academic Press, 700 p. 1987.

PONÇANO, W. L.& ALMEIDA, F. F. M. de. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. Cadernos IG/UNICAMP, 3(1): 55-90, 1993.

RICCOMINI, C. O Rift continental do sudeste do Brasil. São Paulo, IGc-USP, Doutor, 256 p., 1989.

ROSS, J. L. S – *O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo*. Revista do Departamento de Geografia, 6, FFLCH-USP, São Paulo, 1992.

_____ *O Relevo Brasileiro, as Superfícies de aplainamento e os Níveis Morfológicos.* Revista do Departamento de Geografia, 5, FFLCH- USP, São Paulo, 1991.

RUELLAN, F. *O Escudo Brasileiro e os Dobramentos de Fundo*. Universidade do Brasil, Faculdade Nacional de Filosofia, Departamento de Geografia (curso de especialização em geomorfologia). RJ, 61 p., 1952.

_____Evolução geomorfológica da baía de Guanabara e das regiões vizinhas. R.Br.Geo., 6: 445-508. 1944.

_____ Problemas do relevo e da estrutura do Brasil. Boletim Geográfico, (C.N.G.), ano IX, setembro de 1951, nº 102, págs 625 – 628. Rio de Janeiro, 1951a.

_____Estudo preliminar da geomorfologia da região Leste da Mantiqueira. Boletim Carioca de Geografia, ano IV, nº 2-3 e 4, págs 5-16, Rio de Janeiro, 1951b.

_____Le rôle des plis found dans le relief du boudier Sud-Americain. Comm. au Congrès. int. de géol. Alger, 28 p. dactyl. I carte, 1952c.

_____O problema geomorfogenético nos estudos dos relevos policíclicos e epicíclicos nas bordas do Atlântico. Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros, vol VIII, tomo I págs. 379-383. São Paulo, 1953-1954.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. Geonomos, Belo Horizonte, 1993, v 1, n. 1, p. 1-15.

____. Neotectônica da área de tabuleiros do sul da bahia. In: Projeto Porto Seguro – Santa Cruz Cabrália – Progr. Informações para Gestão Territorial. Salvador: CPRM/CBPM/SEAGRI-DDF, 2000, Vol. Geologia, p. 40 – 55.

SADOWSKI. G. R. Sobre a Geologia Estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. São Paulo, IGc-USP, Tese de livre docência, 108 p. 1983

TUPINAMBÁ. M. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. São

Paulo, IGc-USP, Tese doutorado, 221p. 1999.

VAUCHEZ, A. Tectônica de escape na terminação de um cráton: a Faixa Ribeira. Anais do 37° Congr. Brasileiro de Geologia, boletim de resumos expandidos, SBG/SP, São Paulo, p. 373-374, 1992.

VIEIRA, V.S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional, escala 1: 100.000. Folha Baixo Guandu, SE. 24-Y-C-V, Estado de Minas Gerais e Espírito Santo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993.

VIEIRA, V. S. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional, escala 1: 250.000. Folha Cachoeiro do Itapemirim, SF.24-Z-V-A, Estado do Espírito Santo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Brasília, DNPM/CPRM, 1997.

VIGNOL-LELARGE, M. L. M. ; SOLIANI JR.,E. POUPEAU, G. 1994. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa – Brasil). Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos, SBG. V.2, 1994, p. 379-380.

VERVLOET, R. J. H. M. Condicionantes morfológicos e estruturais na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo. Mestrado, Programa Pós – Graduação em Geografia Física – FFLCH – USP, 2009, 482 p.

_____. O papel das estruturas proterozóicas na evolução da rede hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo: o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente. Doutorado, Programa. Pós – Graduação em Geografia Física – FFLCH – USP, 2014, 372 p.

_____. Elementos de Geomorfologia Regional – Estudo aplicado a Região Serrana do Espírito Santo. Editora Liro, 1ª Ed., Vitória, Edição do autor, 2015.

WIEDEMANN, C. M. et. al. Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. Revista Brasileira de Geociências, 16 (1): 24-37, março de 1986.

WIEDEMANN, C. M. The Evolution of the Early Paleozoic, Late-to Post-Collisional Magmatic Arc of the Coastal Móbile Belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65 (1): 163-181, 1993.

WIEDEMANN, C. M. Evolução Magmática Brasiliana do Cinturão Móvel Ribeira, no Estado do Espírito Santo. Anais do 37° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, p. 376-377, 1992.

WIEDEMANN, C. M. e MENDES, J. C. Contribuição à Geologia e Petrografia do Complexo Intrusivo de Rio Novo do Sul. Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, SBG, Rio de Janeiro, p. 109-118, 1987.

ZALÁN, P. V. e OLIVEIRA, J. A. B. de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. 2005. Boletim de Geociências Petrobras, v. 13, n.

EVOLUÇÃO DENUDACIONAL E RELAÇÕES GEOMÓRFICAS ENTRE OS DOIS PRINCIPAIS TRIBUTÁRIOS DO RIO GOIO-ERÊ – PR

Idjarrury Gomes Firmino
Universidade Estadual de Maringá
Av. Colombo, 5.790, Jd. Universitário, Maringá- PR. CEP: 87020-900
E-mail: id_gf@hotmail.com
Edison Fortes
Universidade Estadual de Maringá
Av. Colombo, 5.790, Jd. Universitário, Maringá- PR. CEP: 87020-900
E-mail: edison-fortes@hotmail.com
Karine Bueno Vargas
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Rodovia BR 465, Km 07, s/n Zona Rural, Seropédica - RJ, CEP: 23890-000
E-mail: karibvargas@yahoo.com.br

Resumo

Esta pesquisa tem como objetivo determinar o estágio denudacional das bacias do rio Riozinho e do alto curso do rio Goio-Erê. Este procedimento foi feito a partir de índices geomórficos normalizados aplicados às duas bacias. Os resultados indicam que a bacia do rio Riozinho apresenta um estágio denudacional mais avançado em relação à bacia do alto rio Goio-Erê. Contudo, o rio Goio-Erê apresenta um perfil longitudinal mais próximo das condições de equilíbrio. Isto ocorre porque o rio Riozinho é mais afetado pelas falhas da Zona de Falha PT-4, responsáveis pelo controle de *knickpoints* situados em seu curso superior, que alteram todo o equilíbrio fluvial. Os resultados também indicam que houve dois pulsos de incisão com redução do nível de base nas duas bacias hidrográficas. O penúltimo foi sentido com maior frequência pela bacia do rio Riozinho, que possui maiores taxas de denudação, e o último se propaga com a mesma velocidade nas duas bacias a partir de suas desembocaduras.

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial**,** Perfis longitudinais normalizados, curvas hipsométricas, morfotectônica.

1. Introdução

A evolução da paisagem é o resultado de uma relação dialética entre forças internas, como a tectônica ativa e a resistência das rochas, e forças externas, como o clima e os processos que interagem com a superfície. Os rios são considerados os principais agentes modeladores do relevo, desencadeando processos de incisão do leito em resposta às oscilações climáticas e aos soerguimentos intermitentes da superfície (KIRBY e WHIPPLE, 2012). As oscilações climáticas também alteram o nível dos mares, provocando mudanças no nível de base de toda a rede de drenagem endorréica, embora haja níveis de base locais entre as cabeceiras dos rios interioranos que são afetados por processos regionais. Portanto, os rios são importantes assinaturas topográficas que respondem de maneira rápida às forças internas e externas (OUCHI, 1985).

As encostas também são afetadas por estes processos, embora respondam de maneira mais lenta (DEMOULIN, 2011). A medida que o nível de base dentro da bacia é alterado, os rios que a compõem sofrem mudanças topográficas e alteram suas taxas de incisão e seus perfis longitudinais, de jusante para montante. De acordo com Demoulin (2011), essas mudanças dificilmente são sentidas em uma escala de tempo inferior a anos. Contudo, as mudanças que acontecem no canal principal podem ser sentidas entre e anos.

Os índices geomórficos são ferramentas que vêm auxiliando na compreensão destes mecanismos de evolução da paisagem. Vários índices foram propostos para descrever as mudanças que ocorrem em perfis longitudinais (HACK, 1973; WILLGOOSE, 1994; DEMOULIN, 1998; GOLDRICK e BISHOP, 2007). Uma destas propostas é a descrição do perfil longitudinal de forma normalizada (DEMOULIN, 1998), que pode ser melhor interpretada, sobretudo em termos de comparação. Strahler (1952) também propôs este método de análise voltado para bacias hidrográficas, chamado de curva hipsométrica. Estes dois índices geomórficos, embora pouco utilizados na literatura nacional, vêm desempenhando um importante papel nas análises de mudanças da paisagem em resposta às atividades tectônicas (DEMOULIN, 2011; PÉREZ-PEÑA et al, 2009, 2017) ou mudanças climáticas.

Esta pesquisa visa compreender o estágio evolutivo das bacias hidrográficas do alto curso do rio Goio-Erê e do rio Riozinho, no oeste do estado do Paraná, a fim de verificar a influência dos pulsos de incisão e da tectônica intermitente na modelagem e estruturação de seus perfis longitudinais.

2. Área de estudo

A área de estudo compreende a cabeceira de drenagem da bacia hidrográfica do rio Goio-Erê, situado na margem direita da bacia hidrográfica do rio Piquiri, nas regiões Oeste e Centro-Ocidental do Paraná (Figura 1A e B). O curso superior do rio Goio-Erê é formado por dois tributários (Figura 1C), o alto curso do rio Goio-Erê (tributário direito) e o rio Riozinho (tributário esquerdo). A junção destes dois canais forma o curso médio do rio Goio-Erê. A área de drenagem das duas sub-bacias é de 407,25 km^2 para o curso superior do rio Goio-Erê e de 454,11 km^2 para o rio Riozinho. Somados, a cabeceira do rio Goio-Erê possui uma área de 861,36 km^2. A extensão do curso superior do rio Goio-Erê é de ~62 km enquanto a extensão do rio Riozinho é de ~68 km.

Os rios nascem no Planalto de Campo Mourão (SANTOS et al, 2006) e desaguam na fronteira com o Planalto de Umuarama. O Planalto de Campo Mourão é caracterizado por relevo de topo de planalto, marcado pela presença da Superfície Interplanáltica s2 (topos e médias vertentes) e pela Superfície Interplanáltica s1, caracterizada por interdenudação beira rio, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargado por degradação lateral (JUSTUS, 1985). As vertentes são retilíneas e côncavas na base com vales em calha, com baixos níveis de dissecação.

Os interflúvios são sustentados pelos arenitos da Formação Goio Erê, pertencentes ao Grupo Caiuá (Neocretáceo). Essa formação geológica é formada por arenitos dispostos em estratos tabulares maciços e com estratificação cruzada de médio e pequeno porte, de forma alternada, caracterizando-se por depósitos de areias da zona periférica do antigo deserto do Caiuá (FERNANDES e COIMBRA, 1994).

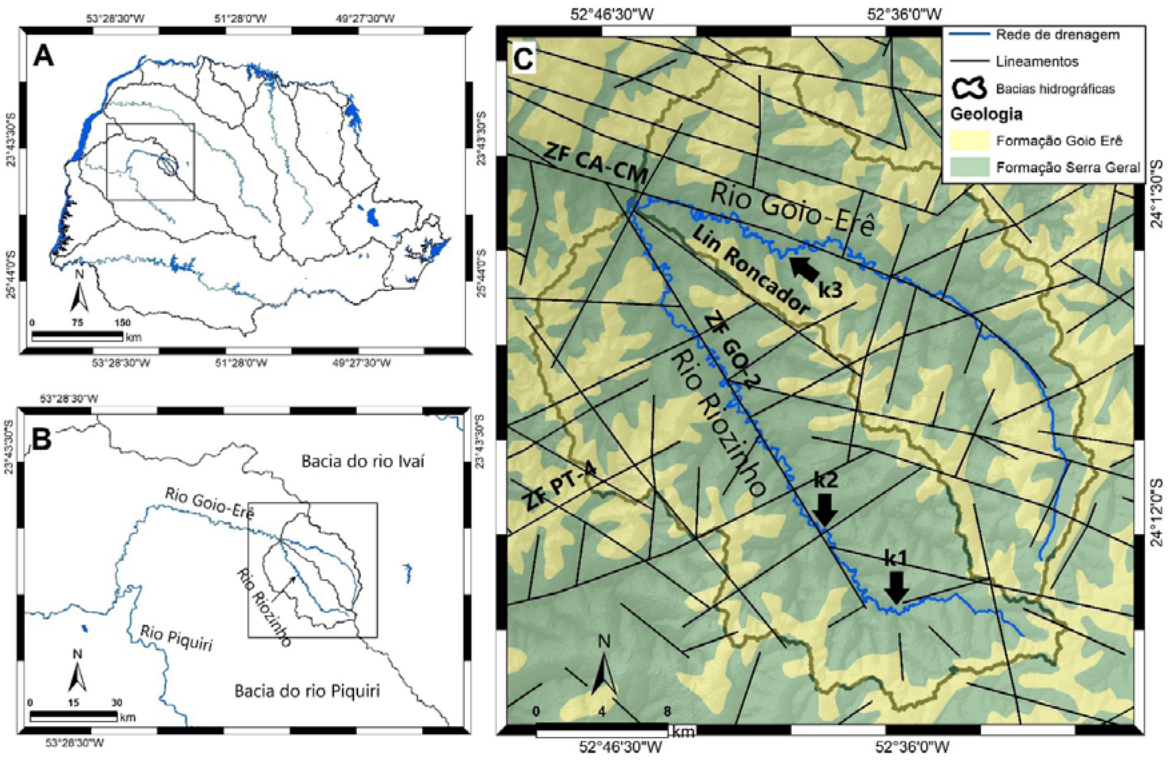


FIGURA 1: Mapa geológico (C) e de localização (A e B) da área de estudo. ZF CA-CM – Zona de Falha Cândido de Abreu/Campo Mourão (ZALÁN et al, 1987); ZF PT-4 – Zona de Falha Pitanga 4; ZF GO-2 – Zona de Falha Goioxim 2 (SOARES, 1991); Lin Roncador – Lineamento Roncador (BONGIOLO et al, 2014); k1, k2 e k3 são *knickpoints* (ver figura 2).

Nos fundos de vale até as médias vertentes afloram os basaltos da Formação Serra Geral, pertencentes ao Grupo São Bento (Juro-Cretáceo). Essa formação geológica é formada por rochas efusivas básicas toleíticas com basaltos maciços e amigdalóides, afaníticos, cinzentos e pretos, raramente andesíticos (MILANI et al, 2007). As lavas que formaram os basaltos são do tipo *pahoehoe* (WAICHEL, 2006), as quais se apresentam em formato de rolos de corda. Os derrames são compartimentados por estruturas vesiculares e/ou amigdaloidais nos topos, diaclases horizontais e verticais no centro, e basalto vítreo na base (LEINZ, 1949).

Os rios são controlados pelas principais zonas de falhas que atravessam a área de estudo (Figura 1C). O rio Riozinho está fortemente encaixado na Zona de Falha Goioxim (GO-2) (SOARES, 1991; BONGIOLO et al, 2014), com direção entre N20±10W (SOARES, 1991), enquanto o intervalo do alto rio Goio-Erê próximo à confluência com o rio Riozinho e toda a extensão do curso médio desse rio é controlado pela Zona de Falha Cândido de Abreu-Campo Mourão (ZALÁN et al, 1987), de direção N50±10W. Os dois cursos também são atravessados pela Zona de Falha PT-4 (BONGIOLO et al, 2014), com direção N55±10E. Uma quarta zona de falha aparece controlando o interflúvio das duas sub-bacias, chamada de Lineamento Roncador (BONGIOLO et al, 2014).

3. Metodologia

As extensões dos dois rios foram extraídas de forma manual com o auxílio da ferramenta "régua" através do *software Google Earth Pro*®. Este método de extração foi utilizado para evitar os erros da extração automática, o que geralmente acontece. Os canais extraídos foram salvos em formato *shapefile* e exportados para o *software* Global Mapper® 19. Por meio deste *software*, foram extraídas as bacias hidrográficas com o auxílio da ferramenta *Generate watershed* a partir das bases do MDE SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Este MDE fornece uma grade de 1 arco-segundo de resolução (aproximadamente 30 m), um erro linear vertical de altura relativa inferior a 10 m e um erro circular de geolocalização relativa inferior a 15 m (FARR et al., 2007).

3.1 A curva e a Integral Hipsométrica

A integral hipsométrica (Hi) é um índice volumétrico proposto inicialmente por Strahler (1952). Os parâmetros para o cálculo da integral hipsométrica são descritos pela curva hipsométrica, que consiste em um gráfico que expressa a distribuição das áreas da superfície para cada intervalo altimétrico dentro de uma bacia hidrográfica.

A geração desta curva é feita a partir de um gráfico que descreve a altura relativa da cota altimétrica da entrada e da saída da bacia no eixo das ordenadas (y) e a área relativa da bacia no eixo das abcissas (x), com valores que vão de 0 até 1 (Figura 2b e c). Cada ponto analisado é interseccionado pela razão da altura do contorno analisado (h) pela altura total da bacia (H) no eixo y e pela razão entre a área acumulada do contorno analisado até o seu perímetro superior (a) pela área total da bacia (A) no eixo x (Figura 2b), de acordo com as seguintes equações: () e ().

A curva hipsométrica pode ser analisada de forma qualitativa a partir de suas variáveis. Curvas convexas, com declividades menos acentuadas no topo e mais acentuadas na base (Figura 2a) costumam caracterizar-se como bacias com elevadas taxas de incisão fluvial e uma maior proporção de áreas para serem erodidas nas cabeceiras de drenagem (STRAHLER, 1952). De acordo com Pérez-Peña et al (2009) e Demoulin (2011), a erosão fluvial ocorre de forma remontante, sugerindo que o terreno se encontra em fase de soerguimento ou passou por um recente processo de mudança do nível de base local. Ainda segundo os autores, curvas côncavas podem indicar bacias com baixas taxas de incisão fluvial.

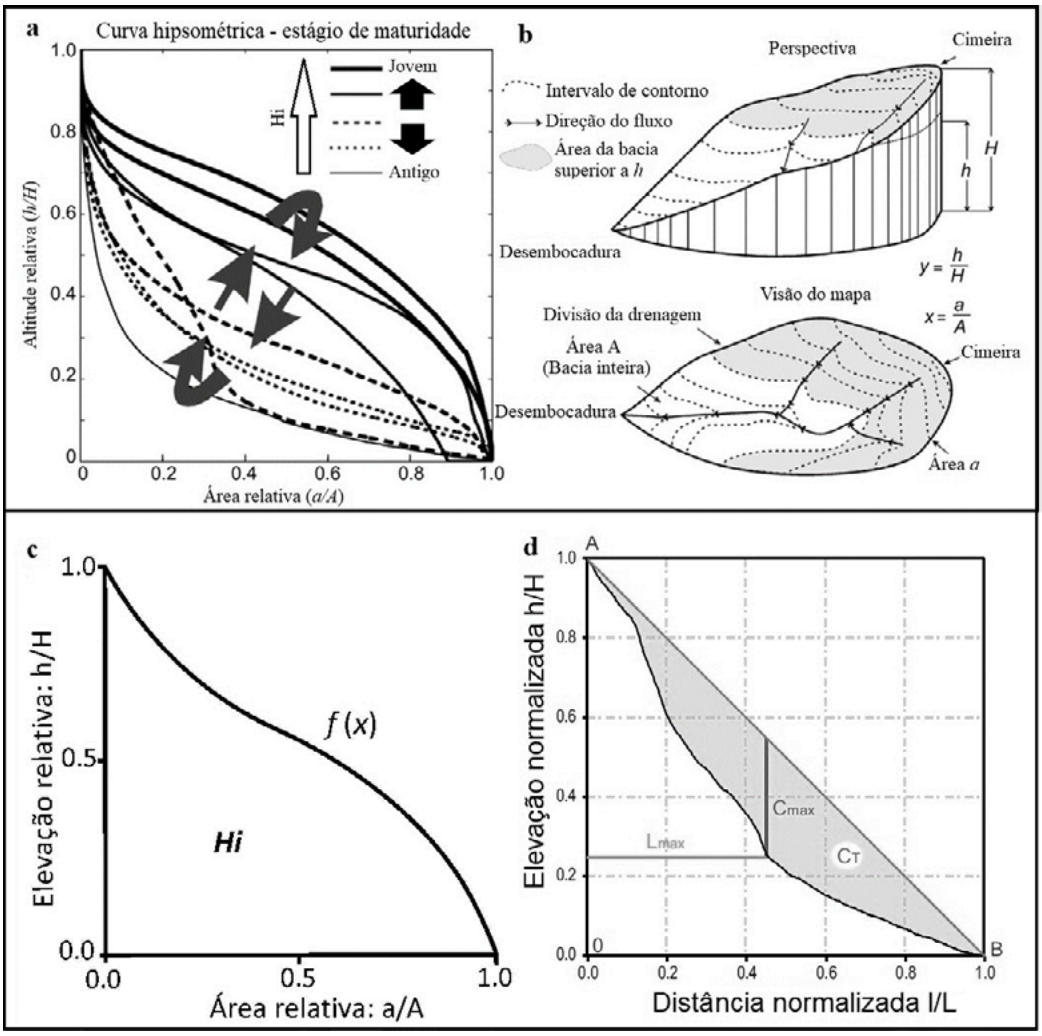


FIGURA 2: Parâmetros utilizados para a geração da curva hipsométrica e do perfil longitudinal normalizado dos rios Goio-Erê e Riozinho. Em "a", uma representação dos estágios evolutivos de cada curva hipsométrica, sendo que as curvas convexas representam bacias mais jovens, enquanto curvas côncavas, bacias mais antigas. Em "b", os procedimentos para a geração da curva hipsométrica e a indicação dos valores de h, H, a e A. Em "c", o valor de *Hi* consiste na área abaixo da curva, que é dada pela integral da função *f(x)*. Em "d", os procedimentos para a geração do perfil normalizado, que consiste basicamente nos mesmos procedimentos da geração da curva hipsométrica. Observar que CT representa a área em porcentagem entre o perfil longitudinal e o perfil A-B. Quanto maior a área, mais côncavo é o rio. *Cmáx* representa o ponto de maior concavidade do rio e *Lmáx*, a distância entre este ponto e a nascente do rio em termos relativos. Modificado de Mahmood e Gloaguen (2012), Strahler (1952) e Pérez-Peña et al (2017).

Para Strahler (1952) e Ohmori (1993), as curvas convexas (Figura 2a) geralmente representam terrenos em um estágio de maturidade mais recente, com um baixo índice de dissecação. Curvas em forma de "S" representam o estágio intermediário da evolução do relevo ou em "equilíbrio" e as curvas côncavas, estágios de maturidade mais avançados ou "senilidade", com altos índices de dissecação.

A integral hipsométrica (Hi) equivale à relação entre a área sob a curva hipsométrica e a área do quadrado inteiro (Figura 2c). É expressa em unidades percentuais e pode ser obtida a partir de qualquer curva hipsométrica percentual, medindo a área sob a curva (STRAHLER, 1952). Para Strahler (1952), valores de Hi < 0,35 indicam altos níveis de dissecação na bacia, entre 0,35 e 0,6 níveis médios de dissecação e valores > 0,6 níveis baixos de dissecação. Strahler (1952) enfatiza

que tanto a forma da curva hipsométrica quanto o valor da integral são elementos importantes na forma topográfica e mostram variações acentuadas em regiões que se diferem no estágio de desenvolvimento e na estrutura geológica.

A geração da curva hipsométrica e dos valores de *Hi* foram feitos através da extensão *CalHypso* (PÉREZ-PEÑA et al, 2009) em ambiente ArcGis® 10.4.1. O procedimento consistiu na delimitação das duas bacia hidrográficas através das bases da SRTM. A extensão *CalHypso* calcula automaticamente as áreas dentro da bacia para cada cota altimétrica, plotando os dados em um gráfico de área normalizada por elevação normalizada. A extensão também calcula o valor de *Hi* por meio da integração da função *f(x)* da curva hipsométrica (PÉREZ-PEÑA et al, 2009).

3.2 Perfil Longitudinal Normalizado (NProfiler)

Proposto por Demoulin (1998), o Perfil Longitudinal Normalizado (Figura 2d) consiste em um perfil bidimensional onde estão contidas as relações entre a altitude relativa de um rio (h/H) no eixo das ordenadas (y) e o comprimento relativo deste mesmo rio (l/L) no eixo das abcissas (x). A geração deste perfil é semelhante à geração da curva hipsométrica, só que voltado para o perfil longitudinal do rio.

De acordo com Pérez-Peña et al (2017), essa representação permite comparar rios com diferentes comprimentos e gradientes (DEMOULIN, 1998). Além disso, essa representação normalizada destaca as variações de gradiente como perfis semi-logarítmicos claros (HACK, 1957; DEMOULIN, 1998).

A geração do Perfil Longitudinal Normalizado foi feito através da extensão *NProfiler* (PÉREZ-PEÑA et al, 2017) em ambiente ArcGis® 10.4.1. Sua aplicação foi feita através da extração dos dois rios analisados, que posteriormente foram salvos em formato *shapefile*. Através da seleção deste arquivo sobreposto às bases da SRTM, a extensão gera automaticamente o gráfico normalizado dos rios.

Com o auxílio da extensão *NProfiler*, foi possível gerar o índice de concavidade do rio (CT), que consiste na área percentual situada entre o perfil longitudinal do rio e o perfil A-B, que corresponde à metade do quadrado h/H x l/L (Figura 2d). Valores positivos de CT indicam perfis côncavos, posicionados abaixo do perfil A-B, enquanto valores negativos de CT indicam perfis convexos, situados acima do perfil A-B (Figura 2d).

Através desta extensão, também foi possível identificar o local de concavidade máxima do rio (*Cmáx*) e sua posição no perfil longitudinal em relação à nascente do rio (*Lmáx*). Este ponto de concavidade tem importante significado na evolução morfológica do canal e está diretamente relacionado ao conceito de equilíbrio fluvial, que implica no controle estrutural e tectônico (DEMOULIN, 1998). Tecnicamente, quanto maior for o valor de CT (em porcentagem) e menor o valor de *Lmáx*, mais próximos das condições de equilíbrio o perfil longitudinal do rio se encontra (DEMOULIN, 1998).

Por meio destes dois parâmetros, foi possível estabelecer idades relativas na evolução do recuo de mudanças de nível de base por erosão remontante nos dois canais. As frentes de incisão também foram analisadas a partir da Integral Hipsométrica (*Hi*), que foram correlacionadas com CT, *Cmáx* x *Lmáx*.

4. Resultados e discussões

Os perfis longitudinais dos rios analisados podem ser visualizados na figura 3. O rio Riozinho flui sobre altitudes mais baixas do que o rio Goio-Erê em quase todo o seu percurso. Sua nascente se encontra aos 659 m e está situada abaixo da nascente do rio Goio-Erê, que se encontra aos 684 m. Os rios encontram um perfil semelhante nos últimos 16,5 km de extensão, marcado por um aumento da declividade e da incisão provocado pela erosão remontante. Considerando que os dois rios se encontravam em condições de equilíbrio antes do processo que desencadeou as mudanças do nível de base, as altitudes do perfil transitório sugerem uma incisão de ~45 m sobre o antigo perfil de equilíbrio (perfil relictual). Observa-se que os dois intervalos são marcados por uma sequência de pequenas rupturas, formando uma *knickzone* (Figura 3), indicando baixas condições de equilíbrio nestes dois trechos.

No rio Riozinho ocorrem dois *knickpoints* (k1 e k2) situados no curso superior do rio (Figura 3). Os desníveis variam, em média, entre 10 m (k2) e 20 m (k1) para intervalos inferiores a 1 km. No rio Goio-Erê ocorre um *knickpoint* (k3) no curso inferior com dimensões semelhantes ao *knickpoint* k2. Os *knickpoints* k1 e k2 estão alinhados com falhas da Zona de Falha PT-4 (Figura 1C) e o *knickpoint* k3 aparentemente não possui nenhum tipo de controle estrutural.

Os resultados de CT, *Cmáx* e *Lmáx* podem ser visualizados junto aos perfis normalizados de cada rio nas figuras 4A (rio Goio-Erê) e 4B (rio Riozinho). Os dois rios apresentaram concavidades superiores a 20%, indicando que estão dentro das condições de equilíbrio. A concavidade do alto curso do rio Goio-Erê (CT = 28,78%) foi sutilmente superior à concavidade do rio Riozinho (CT = 24,77%). Os valores de *MáxC* e *MáxL* também indicam que o alto curso do rio Goio-Erê está em um estágio de equilíbrio mais avançado, já que sua concavidade máxima (*MáxC*) está mais próxima de sua nascente (*MáxL*) em relação ao rio Riozinho.

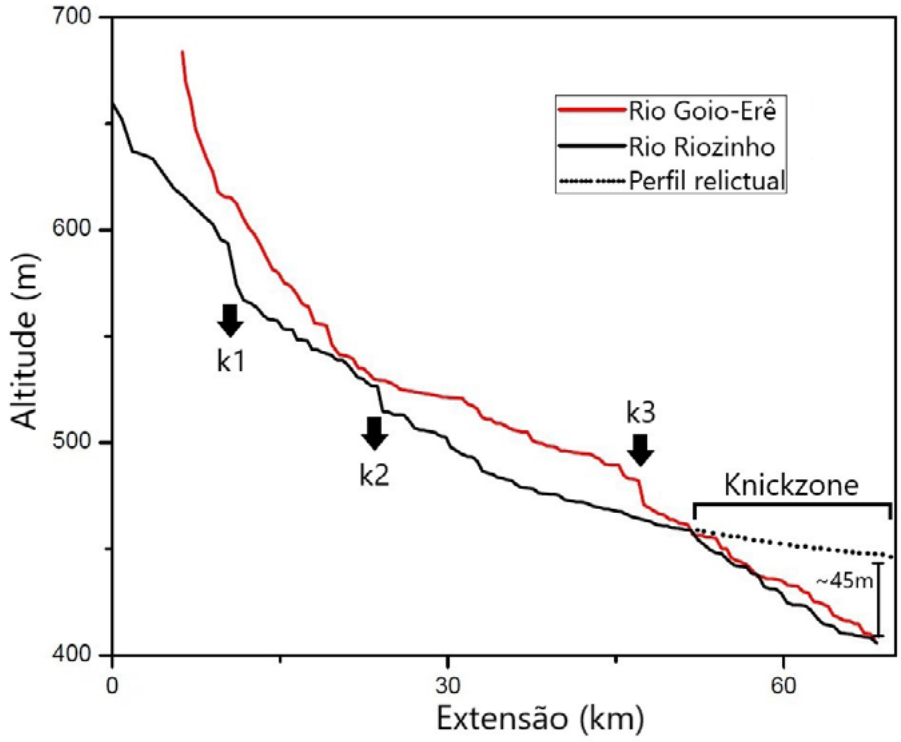


FIGURA 3: Perfis longitudinais dos rios Riozinho e do alto curso do rio Goio-Erê. k1, k2 e k3 representam a posição dos principais *knickpoints* em cada rio. Observar que o curso final dos dois rios possui um perfil semelhante, e que o aumento da declividade representa um desnível de ~45 m em relação ao perfil relictual do rio Riozinho. Observar também que o rio Riozinho flui sobre altitudes mais baixas em relação ao rio Goio-Erê em quase todo o seu curso.

Os resultados da curva e da integral hipsométrica podem ser visualizados nas figuras 4C e 4D. As duas bacias apresentam curvas semelhantes, com formato em S, o que sugere um processo de equilíbrio entre as taxas de denudação desde às cabeceiras até suas desembocaduras. Contudo, a queda mais acentuada da base das curvas são um indicativo de um pulso de incisão mais recente, que não teve tempo o suficiente para evoluir em direção à porção média das bacias. O valor de Hi foi mais alto para a bacia do alto curso do rio Goio-Erê (Hi = 0,531) e mais baixo para a bacia do rio Riozinho (Hi = 0,468). Estes valores indicam que a bacia do rio Riozinho apresenta um estágio denudacional mais avançado em relação à bacia do alto curso do rio Goio-Erê, em razão de possuir menor área relativa para ser erodida.

Aparentemente, os estágios de evolução das bacias e de alcance do perfil de equilíbrio para os rios não são compatíveis, já que a bacia do rio Riozinho aparenta ser mais evoluída em estágio de denudação, no entanto, seu canal principal apresenta perturbações que não permitem o recuo da concavidade máxima em direção à nascente. Sabendo que as duas bacias estão sujeitas às mesmas condições de clima e taxas de soerguimento e que a evolução das bacias refletem escalas de tempo maiores (DEMOULIN, 2011), verifica-se que a bacia hidrográfica do rio Riozinho, de fato, apresenta um estágio denudacional mais evoluído em detrimento da maior incisão de seu canal.

Como as mudanças sentidas no canal são mais recentes, o rio Riozinho não reflete as mudanças de nível de base que a sua bacia hidrográfica obteve ao longo do tempo, mas é possível determinar que as frentes de um penúltimo pulso de incisão são mais avançadas em direção as cabeceiras do que na bacia do alto curso do rio Goio-Erê. Este mesmo processo foi acompanhado de um curto período de clima seco (entre 3500 e 1500 anos AP, segundo STEVAUX et al, 1997) que permitiu um alargamento do vale do rio Riozinho e de alguns tributários, gerando a superfície s1 descrita por Justus (1985).

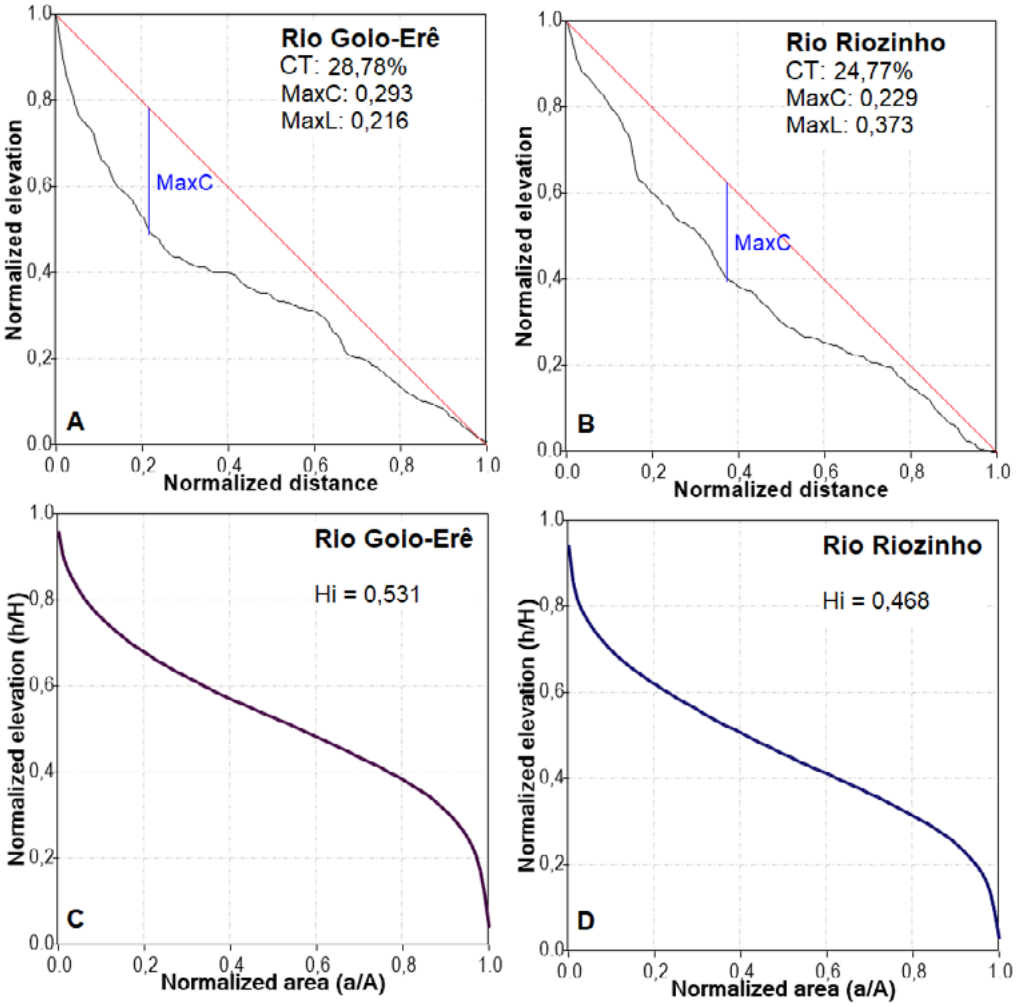


FIGURA 4: Perfis longitudinais normalizados do alto curso do rio Goio-Erê (A) e do rio Riozinho (B). Observar que o valor de *Cmáx* está mais próximo da nascente para o rio Goio-Erê do que para o rio Riozinho, indicando melhores condições de equilíbrio. Curvas hipsométricas das bacias do alto curso do rio Goio-Erê (C) e do rio Riozinho (D). Os valores de Hi indicam um menor volume para ser erodido na bacia do rio Riozinho em relação à bacia do rio Goio-Erê.

As altitudes que o rio Riozinho alcança até o ponto de ruptura no curso inferior também são um indicativo de que a incisão deste rio é maior do que o alto curso do rio Goio-Erê, e é exatamente por esse motivo que os efeitos da incisão nos tributários são mais sentidos nesta bacia hidrográfica. É provável que o processo de incisão do rio Riozinho tenha sido facilitado pelo controle da Zona de Falha GO-2, permitindo o seu confinamento. A medida que a rede de drenagem foi se desenvolvendo por erosão remontante, a ZF GO-2 se tornou suscetível a formação do seu tributário, uma vez que as fraturas são mais vulneráveis às intempéries e, consequentemente, à erosão dentro do canal.

No alto curso do rio Goio-Erê não houve as mesmas condições, por isso seu processo de evolução remontante foi mais lento e ainda está acontecendo. O menor valor de Hi da bacia do rio Riozinho indica que seus tributários possuem melhores condições de equilíbrio em função do penúltimo pulso de incisão que as duas bacias vivenciaram. Enquanto os tributários do alto curso do rio Goio-Erê ainda possuem vales entulhados, sobretudo nas cabeceiras, os do rio Riozinho já desencadearam seus processos de incisão até as nascentes, removendo uma maior quantidade de sedimentos e diminuindo o valor de Hi.

Mas por que o rio Riozinho possui menores condições de equilíbrio do que o alto curso do rio Goio-Erê? Esta característica pode ser explicada pelo controle das falhas da Zona de Falha PT-4, que atravessam o canal de forma transversal. Essas falhas também atravessam o curso do rio Goio-Erê, entretanto, é provável que os controles das falhas sejam sentidos principalmente nas altitudes em que o rio Riozinho se encontra. A sinuosidade deste rio também é maior, atestando o comportamento deste controle estrutural. Embora a cinemática destas falhas não tenha sido determinada, é provável que as mesmas tenham gerado as condições para o desenvolvimento dos *knickpoints* k1 e k2 (Figura 1C e 3), que passaram a interromper a incisão a montante, até o momento em que o rio encontre um novo perfil de equilíbrio. Lima e Binda (2013) também destacam a importância do controle estrutural por falhas na geração de *knickpoints* e *knickzones* em rios de basalto. Esse processo descarta parcialmente a influência climática na geração destas rupturas ou que as mesmas evoluíram por erosão remontante a partir da desembocadura da bacia.

A origem do perfil transitório no curso final dos dois rios apresenta duas hipóteses: a primeira indica que é resultado de uma transição de uma zona de basalto maciço (montante) para basalto vesicular (a jusante), o que explicaria o aumento da declividade e a formação de uma *knickzone* (LIMA e BINDA, 2013). A segunda indica que foi notadamente desencadeado por um último pulso de incisão mais recente em decorrência da redução do nível de base por efeitos climáticos ou tectônicos, embora o curso total do rio Goio-Erê esteja vivenciando os efeitos de um novo pulso de incisão que ainda se manifesta em seu curso final com a presença do pronunciado "Salto do Paiquerê" (FIRMINO et al, 2018). De acordo com Paisani et al (2019) os cursos de ≥4ª ordem sofreram rebaixamento do nível de base no Planalto das Araucárias a partir de 2600 anos AP, em função da umidificação climática. Na confluência do rio Ivaí com o rio Paraná, Stevaux et al (1997) indicaram que a última alternância de clima seco para úmido ocorreu em 1500 anos AP. Este processo teve forte influência sobre as taxas de sedimentação e incisão no rio Paraná e seus tributários (FORTES et al, 2007). Desse modo, é provável que os efeitos climáticos e morfoestruturais possam estar controlando os perfis transitórios dos dois rios, levando em consideração os estudos de Lima e Binda (2013) e Gardner (1983), o qual deduz que as rupturas possam estar evoluindo por inclinação em função do substrato homogêneo.

O knickpoint k3, que aparentemente não possui relações com lineamentos regionais, pode ser consequência deste último pulso de incisão, levando em consideração o intervalo em que se encontra, demarcando a transição do perfil transitório no alto curso do rio Goio-Erê a medida que este avança por erosão remontante.

5. Considerações finais

A partir da visualização normalizada dos perfis longitudinais e das curvas hipsométricas foi possível determinar a evolução relativa das sub-bacias do rio Riozinho e do alto rio Goio-Erê. A bacia do rio Riozinho possui um menor valor de Hi, o que indica que esta bacia se encontra em um estágio denudacional mais avançado em relação à sub-bacia do alto curso do rio Goio-Erê. Inclusive, as altitudes de seu curso principal são mais baixas, o que reflete um nível de base mais baixo nos tributários e com maior incisão que se propaga até as cabeceiras. Contudo, estas condições não foram observadas nos cursos principais de cada bacia, já que o alto curso do rio Goio-Erê possui maior concavidade e melhores condições de equilíbrio.

Esta pesquisa demonstrou que os perfis longitudinais não refletem diretamente os estágios de evolução das bacias hidrográficas, já que são afetados por interferências tectônicas e estruturais. Os valores mais afastados das condições de equilíbrio do perfil normalizado do rio Riozinho ocorrem em função do controle das falhas da Zona de Falha PT-4 sobre o seu canal, que aparentemente são responsáveis pela geração de *knickpoints* que alteram todo o equilíbrio fluvial.

As curvas hipsométricas e os perfis longitudinais também indicam a atuação de uma última mudança no nível de base sentido nas duas bacias na mesma proporção e velocidade, que avançam da desembocadura em direção às cabeceiras. Este processo pode estar relacionado ao controle litológico ou às recentes mudanças climáticas no Quaternário.

Referências

BONGIOLO, A. B. S., FERREIRA, F. J. F., BITTENCOURT, A. V. L., SALAMUNI, E. Connectivity and magnetic-structural compartmentalization of the Serra Geral and Guarani aquifer systems in central state of Paraná (Paraná Basin, Brazil). **Revista Brasileira de Geofísica**, 32(1), p. 141-160, 2014.

DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). **Geomorphology**, 24, 189-208, 1998.

DEMOULIN, A. Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. **Geomorphology**, v. 126, p. 97–107, 2011.

FARR, T.G., ROSEN, P.A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, K., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, 45, 2007.

FERNANDES L. A., COIMBRA A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Rev. Brás. Geociências**, 24(3): 164-176, 1994.

FIRMINO, I. G., FORTES, E., VARGAS, K. B. Parâmetros morfométricos para a análise do perfil longitudinal do rio Goio-Erê: rupturas de declive e seus significados. **Anais... XII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Crato, 10 p. 2018.

FORTES, E., VOLKMER, S., STEVAUX, J. C., MARQUES, A. J. Anomalias de drenagem e controles morfotectônicos da evolução dos terraços do baixo curso do rio Ivinhema – MS. **Geociências**, v. 26, n. 3, p. 249-261, 2007.

GARDNER, T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. **Geol. Soc. Am. Bull**., v. 94, p. 664-72, 1983.

GOLDRICK, G., BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, 32, 649-671, 2007.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, 1(4): 421-429, 1973.

JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 204 p, 1985.

KIRBY, E., WHIPPLE, K.X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, 44, 54-75, 2012.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. **Geologia, Boletim CIII**, n. 5, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, 1949, 61p.

LIMA, A.G., BINDA, A.L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Parana Basin, **Brazil. J. South Am. Earth Sci**. 48, 262-270, 2013.

MAHMOOD, S. A.; GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in hindu kush: Insights from dem derived geomorphic indices and drainage analysis. **Geoscience Frontiers**, Elsevier, v. 3, n. 4, p. 407–428, 2012.

MILANI, E. J; MELO, J. H. G; SOUZA, P. A; FERNANDES, L. A; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

OHMORI, H. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and

denudation. **Geomorphology**, v. 8, n. 4, p. 263–277, 1993.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic motion. **Geol. Soc. Am. Bulletin**. 96, 504-515, 1985.

PAISANI, JULIO C.; LOPES PAISANI, SANI D.; RIBEIRO, F.J.; LIMA, SOLANGE; PONTELLI, M. E.; FUJITA, R .H. . Paleoenvironmental dynamics of low-order paleovalleys in the Late Quaternary - Palmas/Caçador Summit Surface - Southern Brazil. **Catena**, v. 182, p. 104171-171, 2019.

PÉREZ-PENÃ, J. V.; AZANÓN, J. M.; AZOR, A. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. x, p. 1214–1223, 2009.

PÉREZ-PEÑA, J.V., AL-AWABDEH, M., AZAÑÓN, J.M., GALVE, J.P., BOOTH-REA, G., NOTTI, D. Swath profiler and NProfiler: two new ArcGIS add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers and Geosciences**. 104, 135-150, 2017.

SANTOS, J. L. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 03-12, 2006.

SOARES, P. C. **Tectônica sinsedimentar** cíclica na Bacia do Paraná – controles. Tese (Professor Titular), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 131 p. 1991.

STEVAUX, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; JABUR, I. A história quaternária do rio Paraná em seu alto curso. In**: A planície de inundação do alto rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos**. Maringá, PR: EDUEM, p. 47-72, 1997.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geol. Soc. Am. Bull**. 63, 1117–1142, 1952.

WAICHEL, B.L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná.** Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 108 p, 2006.

WILLGOOSE, G. A physical explanation for an observed area–slope–elevation relationship for catchments with declining relief. **Water Resources Research**, 30, 151–159, 1994.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T; ZANOTTO, O. A. P. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná In: **Simpósio Sul-brasileiro de Geologia,** 3, Curitiba. Atas.... Curitiba: SBG, 441-447, p. 1987.

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE FORMAS FLUVIAIS EM AMBIENTES TROPICAIS ÚMIDOS E SEMIÁRIDOS: OS RIOS JACARÉ-GUAÇU/SP E ITAPICURU/BA

Éverton Vinícius Valezio
Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)
Rua Carlos Gomes, n. 250, CEP:13083-855
E-mail: evertonvalezio@gmail.com
Kleber Carvalho Lima
Departamento de Geografia, Universidade de Pernambuco – Campus de Garanhuns (UPE)
Rua Cap. Pedro Rodrigues, n.105, CEP:55294-902
E-mail: kleber.carvalho@upe.br
Archimedes Perez Filho
Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)
Rua Carlos Gomes, n.250, CEP:13083-855
E-mail: archi@ige.unicamp.br

Resumo

Canais fluviais são diretamente afetados por mudanças desencadeadas por fenômenos naturais e antrópicos, se adaptando às novas condições. Com o objetivo de demonstrar como determinadas técnicas podem embasar a interpretação da evolução geomorfológica de sistemas fluviais, selecionamos dois rios em condições climáticas atuais diferenciadas: Jacaré-Guaçu (SP) e Itapicuru (BA). Por meio de fotografias aéreas, imagens orbitais, descrição dos depósitos e datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), foram constatadas que, mesmo em sistemas distintos, os processos de formação de terraços fluviais foram processados em condições mais úmidas, porém, em períodos diferentes, mais atuais para o Itapicuru e mais antigas para o Jacaré-Guaçu, relatados na morfologia dos paleocanais. Assim, credita-se que as novas e consagradas técnicas utilizadas para a interpretação da evolução geomorfológica de sistemas fluviais podem aperfeiçoar os estudos de modelos evolutivos da paisagem.

Palavras-chave: Geomorfologia Fluvial, Rios Aluviais, Terraços Fluviais, Holoceno, Mapeamento

Introdução

Dificuldades inerentes à espacialização do relevo são recorrentes, dada a complexidade de representação do modelado terrestre. Em sistemas fluviais, sensíveis a eventos naturais (tectônica e clima) e fatores antrópicos, a identificação das formas e feições são determinantes para a compreensão da evolução destes ao longo do tempo.

A interpretação das mudanças nos canais fluviais e a reconstituição de paleoambientes estão atreladas ao entendimento da dinâmica fluvial nas mais diferentes escalas e condições ambientais, sendo de grande destaque, a associação dos processos atuais e pretéritos ligados a estudos de terraços fluviais e paleocanais em ambientes quente-úmidos (HAMILTON et al., 2007; MORAIS et al., 2020) e quente-secos (NORTON et al., 2016; LARSON et al., 2020).

Entretanto, a análise e interpretação da complexidade da dinâmica fluvial em ambientes tropicais (quentes e secos e quentes e úmidos) é muitas vezes dificultada pela dinâmica superficial da paisagem, variações hidrológicas e ação do homem, que mascaram as condições climáticas expressas nas morfologias fluviais e potencializam o ritmo das mudanças atuais (SRIDHAR, 2007, HUGHES et al., 2015, LIMA e LUPINACCI, 2019).

Tradicionalmente realizada por meio de imagens de satélite, fotografias aéreas, base cartográfica sistemática, topossequências, estratigrafia dos depósitos e trabalhos de campo (STRAFFIN et al., 1999, BISSON et al., 2011, CELARINO et al., 2013, PIÉGAY et al., 2020, MOLLIEX et al., 2021), a identificação de características das formas e atributos da paisagem fluvial, mapeamento e estudos dos processos geomorfológicos, se depara com novos desafios. Desta forma, novas ferramentas surgem como forma de ampliar as possibilidades metodológicas e aperfeiçoar resultados interpretativos quanto a gênese e evolução geomorfológica dos sistemas fluviais. Neste contexto, destacam-se novas tecnologias como os Veículos Aéreos Não Tripulados (VANTs), imagens orbitais de alta resolução espacial, radar de penetração (GPR), datações absolutas, que se somam a recursos já amplamente divulgados para obtenção de resultados mais apurados.

No caso do rio Jacaré-Guaçu, afluente da margem direita do médio curso do rio Tietê, estado de São Paulo, sua tipologia meândrica preserva, em determinados setores da planície fluvial, formas da sua divagação lateral e incisão do leito, enquanto ainda nos deparamos com mudanças hidrodinâmicas que não mais estão presentes na planície fluvial. Já no rio Itapicuru, no nordeste do estado da Bahia, o rio apresenta modificações estruturais ao longo do seu curso, somada à dinâmica climática e antrópica, que são capazes de determinar padrões e alterações da tipologia do canal fluvial em toda sua extensão longitudinal.

Assim, busca-se apresentar e discutir aspectos da dinâmica fluvial a partir da identificação de formas e processos nesses ambientes, visando a compreensão do funcionamento desses no contexto da evolução geomorfológica em escalas têmporo-espaciais mais amplas.

2. Materiais e Métodos

2.1 Área de Estudo

Percorrendo longitudinalmente 238 km, das cabeceiras em Itirapina/SP e foz em Ibitinga/SP, o rio Jacaré-Guaçu é parte integrante de um sistema tropical úmido, marcado pela sazonalidade, com pedogênese acentuada pela presença da água ao longo do ano, descaracterizando rapidamente os depósitos sedimentares provenientes da ação fluvial (CELARINO e LADEIRA, 2017). A precipitação

média de 1402 mm no alto, 1391 mm no médio e 1257 mm no baixo curso (IPT, 2003), com maiores vazões entre os meses de outubro e março, liga-se às temperaturas médias anuais mais elevadas nesse período 22ºC (COSTA, 2005). Outra característica fundamental para entendimento do funcionamento do rio é a heterogeneidade litológica ao longo do seu curso e pela transição dos compartimentos geomorfológicos: das Cuestas arenito-basálticas ao Planalto Ocidental Paulista, seguindo no sentido NW até médio curso e W até sua foz (Figura 1). Quanto ao substrato geológico, destaca-se as formações Botucatu e Serra Geral (RICCOMINI, 1997). As formações Mesozoicas se alteram ao longo do rio, alternando setores meandrantes aluviais sobre a formação arenítica do Botucatu e setores com menor mobilidade lateral (em leito rochoso encaixados nos basaltos do Serra Geral).

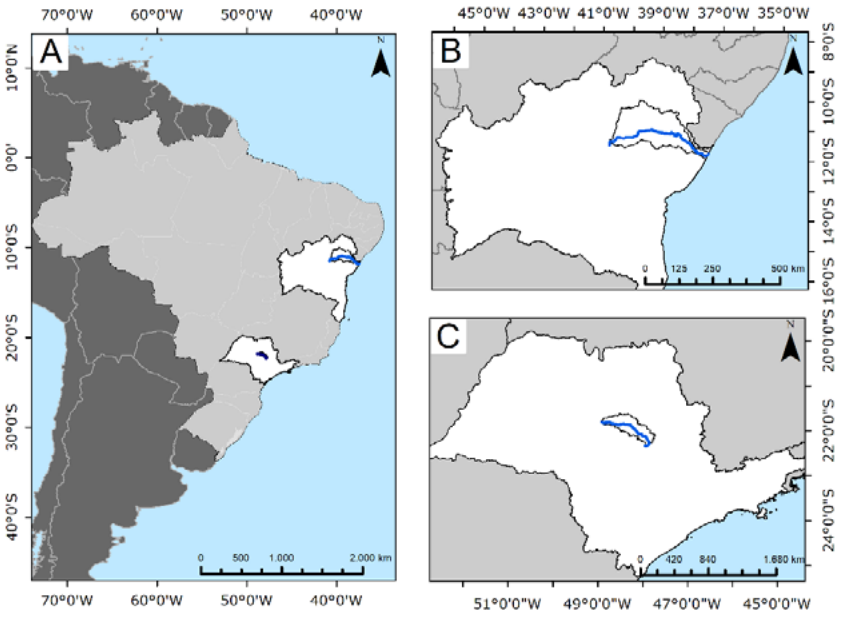


FIGURA 1: Localização das áreas de estudo. A) Localização das bacias hidrográficas em território nacional; B) Bacia hidrográfica do rio Itapicuru, estado da Bahia; C) Bacia hidrográfica do rio Jacaré-Guaçu, estado de São Paulo.

O rio Itapicuru possui extensão de 567 km, cujas nascentes situam-se na porção norte da Chapada Diamantina e cruza a Depressão Sertaneja e os Tabuleiros Costeiros até desaguar no Oceano Atlântico, no litoral Norte da Bahia (LIMA, 2017). A variação topográfica ocorre longitudinalmente, com baixas altitudes no litoral, aumentando gradativamente em direção à montante, até alcançar mais de 1.200m de altitude. Do mesmo modo, a variação espacial do clima é longitudinal (SEI, 2006), com clima úmido a subúmido no litoral, clima subúmido a seco, semiárido e árido na porção central da bacia de drenagem. No setor oeste, por sua vez, o efeito orográfico provocado pela Serra da Jacobina (na transição entre a depressão e a chapada), favorece a formação de áreas úmidas em altitudes superiores a 900 m. A variedade litológica e estrutural é significativa, cujos domínios tectônicos incluem a Província São Francisco, composta por suítes sieníticas e graníticas, rochas vulcânicas félsicas, arcos vulcânicos, ortognaisses associados a granitóides, rochas ígneas, dentre outras, datadas do Arqueano-Proterozoico. A bacia sedimentar do Tucano Central, por sua vez, é composta por arenitos, conglomerados e folhelhos de idade Cretácea, referentes à Formação Marizal, Formação São Sebastião e o Grupo Ilhas.

2.2 Metodologias

O mapeamento geomorfológico da planície fluvial dos rios Jacaré-Guaçu e Itapicuru foi realizado por meio de pares estereoscópicos de fotografias aéreas dos anos de 1962 e 1975, respectivamente, ambos em escala 1:25.000. Da mesma, foram utilizadas para os dois casos, imagens orbitais do satélite Rapideye com resolução espacial de 5 m ortorretificadas, e imagens do satélite CBERS 2B-HRC, com resolução espacial de 2,7 m. De maneira complementar, foi utilizado o modelo digital de elevação do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), reamostrado para 30m pelo Projeto Topodata-INPE. Para o rio Jacaré-Guaçu, foi realizado ainda, o levantamento aerofotogramétrico RGB por drone (DJI Phantom 4 Advanced), com GSD de 4cm/pixel e erros planimétricos de 11,53 cm e altimétricos de 29,65 cm, com geração de ortomosaico, MDT e MDE para área de aproximadamente 13 km^2 no médio curso do rio.

Trabalhos de campo foram realizados para inferência de pontos de controle, tradagens e descrição de perfis sedimentares e pedológicos em nível de baixo terraço e planície de inundação. Foram utilizadas datações absolutas por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) para estimativa de tempo de formação das planícies fluviais e formas embutidas, correlacionando-as a fatores climáticos e/ou tectônicos. As idades foram estimadas pelo protocolo SAR (Single Aliquot Regenerative-dose), conforme Murray e Wintle (2000) e Wintle e Murray (2006). O protocolo foi utilizado para todas as amostras coletadas, diferindo apenas quanto ao número de curvas de calibração. Foram estabelecidas 15 alíquotas para as amostras do rio Itapicuru e 25 alíquotas para o rio Jacaré-Guaçu, dada a diferença temporal de coleta das amostras (anos de 2014 e 2019, respectivamente).

3. Resultados

3.1 Rio Jacaré-Guaçu

Na planície fluvial do rio Jacaré-Guaçu, foram identificados dois níveis de baixos terraços: Nível T1, cerca de 7 metros acima do leito vazante, que se preserva na paisagem no médio e baixo curso, desenvolvidos em ambientes aluviais sobre rochas areníticas da Formação Botucatu; e Nível T2, elevado cerca de 10 metros acima do nível atual do canal fluvial. O T2, identificado pelas fotografias datadas de 1962, encontra-se em processo mais avançado de erosão, perdendo suas características genético-morfológicas. O T1, mais preservado e de mais fácil acesso, é caracterizado por transição abrupta entre material arenoso - (preponderantemente areia média e areia fina), com grânulos e seixos milimétricos, e marcas de oxirredução associadas a raízes, classificado, sobreposto por material fino (>50% composto de argila e silte), marcas de oxirredução até 90 centímetros de profundidade e grumos médios a grandes nos primeiros 20 cm (horizonte A), transição clara para B1, com leve estrutura em grumos (30 a 45 cm de profundidade), e horizonte B2 plástico e pegajoso, aparentemente maciço, com estrutura em grumos – associados a raízes modernas – quando manipulado (Figura 2). Parcela do nível T1 é recoberto por turfeira, sendo parte dessa já remobilizada antropicamente. O nível T1 foi datado por LOE a 140 cm de profundidade, datando de 7920 ± 1.440 (Amostra MDT1), na porção mais interior, e 7670 ± 1.220 anos (Amostra T1), na porção de borda.

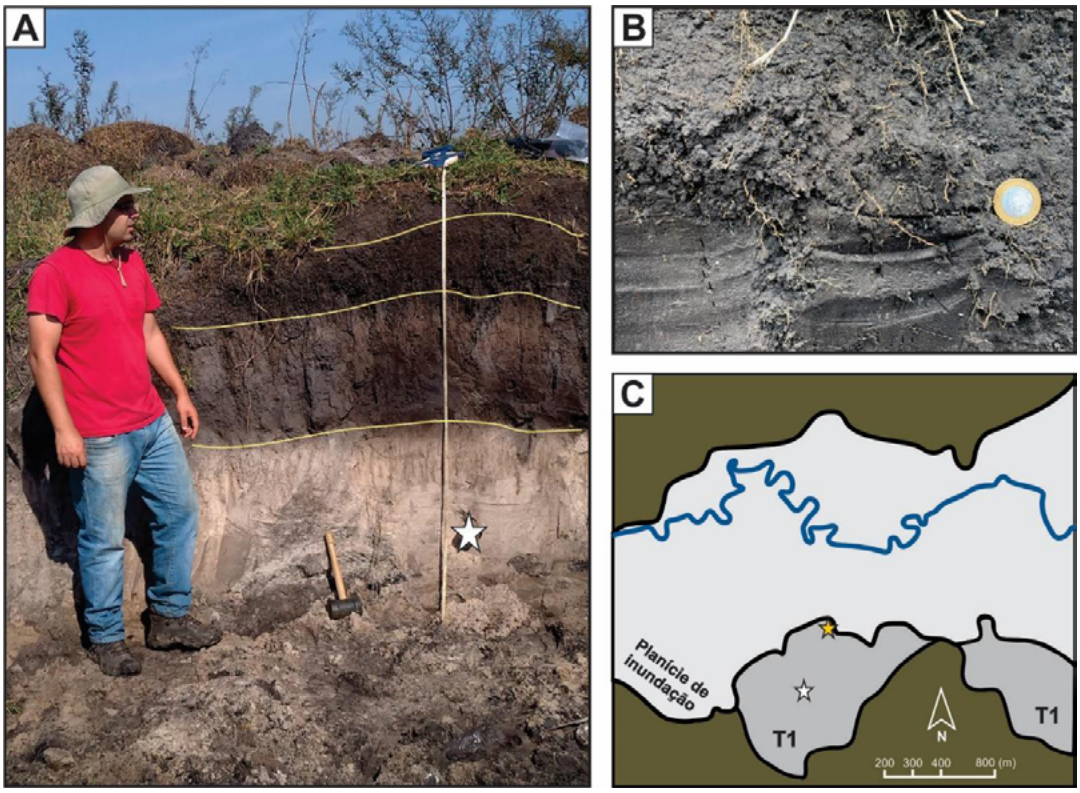


FIGURA 2: Nível de baixo terraço (T1) no médio curso do rio Jacaré-Guaçu. A) Material sedimentar constituinte do baixo terraço, com a subdivisão em horizontes; B) Transição do horizonte A para B1, com destaque para a estrutura grumosa da parte superficial; C) Localização dos pontos de coleta das amostras para datação por LOE. Ponto na porção média do terraço (estrela branca) e na porção de borda (estrela amarela).

O MDE, MDT e as ortoimagens indicaram a presença de alças meândricas superiores em amplitude, largura e comprimento em ambos os níveis de baixo terraço do rio Jacaré-Guaçu, diferindo morfológica e morfometricamente dos meandros atuais e recentemente abandonados. Além disso, tradagens efetuadas confirmaram diferença de profundidade entre os meandros sustentados nos terraços e os atuais, além dos depósitos associados, mais grosseiros (areia grossa a blocos) nos mais antigos e mais areno-argilosos nas alças modernas.

Processos de alteração meândrica típicas de canais desconfinados em médio curso, com significativos *cutoffs*, reduzindo tanto a sinuosidade do setor (2,20 para 1,85) quanto o comprimento total (404 m); e em baixo curso, sobretudo em setor pós confinamento do rio pela Formação Serra Geral, com 4 cortes, processos de rotação e ampliação, fazendo com que o canal reduzisse sua sinuosidade de 2,65 para 2,08 e seu comprimento de 5.417 para 4259 m entre os anos de 1962 e 2012. Nesse segundo setor, foi possível identificar a presença de bacias de decantação, meandros abandonados e *scrollbars*, além de, assim como no setor de médio curso, a posição assimétrica do canal fluvial em sua planície fluvial (disposto em margem direita).

Outro fator abordado nos mapeamentos foi a retração da vegetação ripária frente ao avanço dos cultivos de cana-de-açúcar e laranja, facilitando o processo erosivo do nível T2, rumando para o nível T1.

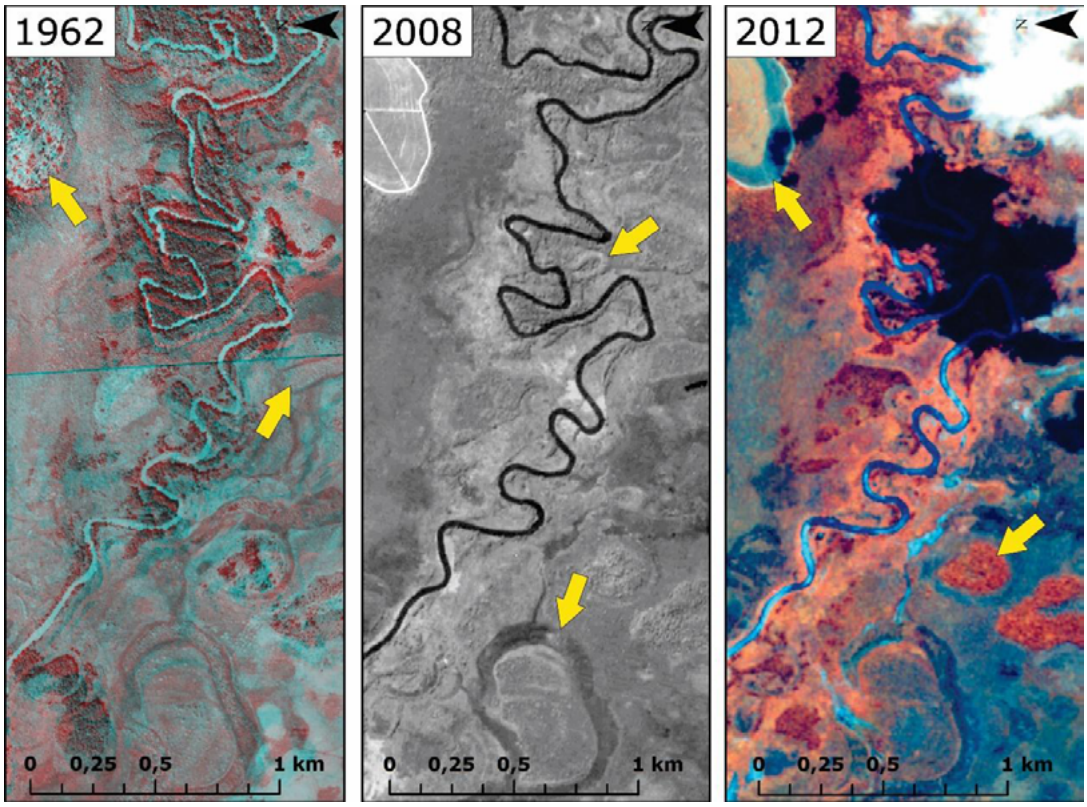


FIGURA 3: Sobreposição dos produtos utilizados para o baixo curso do rio Jacaré-Guaçu – fotografias aéreas 3D, Cbers-2B e Rapideye – para vetorização do rio em diferentes momentos e identificação de formas e processos em planície fluvial. 1962) Setas que indicam uso da terra e antigo leito do rio (pares estereoscópicos); 2008) setas indicando a diferença de dimensão e morfologia entre meandros em nível de baixo terraço (T1). Na parte inferior seta indicando meandro de maior calibre e na parte superior meandro recentemente abandonado (CBERS2B-HRC); 2012) Composição falsa cor ressaltando áreas de vegetação ripária em tons de vermelho, com setas indicando a diferença de uso entre o período (seta superior) e vegetação ripária em tons mais fortes de vermelho em nível de baixo terraço (seta inferior) (Imagem Rapideye, composição falsa cor 5-4-3 RGB).

3.2 Rio Itapicuru

Os produtos orbitais utilizados na identificação e mapeamento dos níveis de terraço e planície aluvial do rio Itapicuru contribuíram de maneira significativa para o entendimento da dinâmica fluvial, uma vez que permitiram a visualização de feições indicativas dessas dinâmicas. A análise granulométrica dos perfis e as datações absolutas por LOE contribuíram com o entendimento do comportamento dinâmico do rio durante o Holoceno até a escala de tempo atual.

Os terraços ocorrem de maneira descontínua ao longo do vale, sendo que, nos trechos com forte controle litológico e estrutural, não ocorrem terraços. No embasamento cristalino, ocorrem até dois níveis de terraço, sendo: [i] os terraços do trecho pré-litorâneo, associados diretamente ao nível de base geral da bacia hidrográfica, o Oceano Atlântico; [ii] os terraços do setor cristalino interior estão associados a níveis de base regionais como os anticlinais e sinclinais do Greenstone Belt do Itapicuru. No setor sedimentar, os terraços apresentam até quatro níveis (figura 3) e possuem relações com o sistema de falhas de Inhambupe, que limita a bacia sedimentar com o setor cristalino pré-litorâneo.

Os terraços mais antigos (T4 e T3) encontram-se posicionados a cerca de 30 e 20 metros, respectivamente, acima do nível atual do rio. São terraços cujo material de recobrimento superficial apresentou textura areia lamosa e areia, com ausência de estratificações (figura 3). Estes níveis apresentaram idades LOE de ~22.100 anos (T4) e ~9.800 anos (T3), sendo que, atualmente, encontram-se em processo de dissecação. Os níveis de T2 ocorrem apenas em dois setores. O padrão espacial identificado nos mapeamentos demonstrou que no setor sedimentar, os níveis de T2 constituem-se nas superfícies mais preservadas do conjunto de terraços. Apresentam textura areia lamosa com intercalações de textura lama arenosa. As idades obtidas estão posicionadas entre ~3.000 e ~2.000 anos. No setor cristalino pré-litorâneo, o nível de T2 é remanescente, ocorrendo dois fragmentos com idade ~8.000 anos e textura areia lamosa. Os níveis de T1 ocorrem em todos os setores, sendo mais estreitos e com idades em torno de ~2.000 e ~800 anos. Apresentam textura predominantemente areia lamosa ao longo dos perfis, intercalados por unidades de textura lama arenosa ou lamosa. Na superfície dos terraços ocorrem paleocanais de drenagem (figura 4), indicando mudanças no padrão hidrológico nesse intervalo temporal.

Planícies aluviais ocorrem de maneira descontínua ao longo do Itapicuru, em forma de bolsões. Contudo, são bem desenvolvidas em trechos do setor sedimentar, onde apresentam feições como diques, barras laterais e canais abandonados (figura 43), indicativas da dinâmica atual do Itapicuru. Depósitos de diques apresentaram unidades aloestratigráficas de textura arenosa, intercaladas com unidades de textura areia lamosa cujas idades LOE apresentaram cerca de ~570 anos. As barras laterais são compostas por depósitos arenosos intercalados por unidades de cascalho e *layers* argilosos, sendo representativos de deposições ocorridas na própria barra ou de fundo de leitos que migraram por avulsão. Indicam a migração lateral do rio Itapicuru por oscilações na descarga fluvial, ocorridas nos últimos 800 anos, de acordo com as idades LOE.

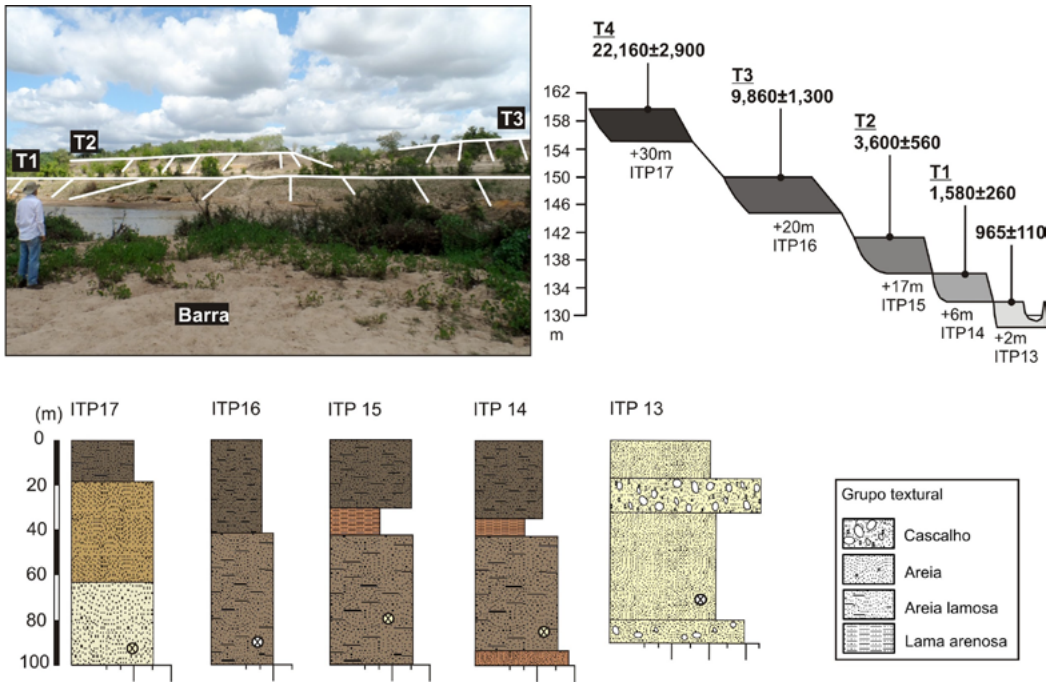


FIGURA 4: Trecho representativo do rio Itapicuru no setor sedimentar com quatro níveis de terraços e barra lateral na planície aluvial, com idades LOE cronologicamente coerentes com a posição topográfica.

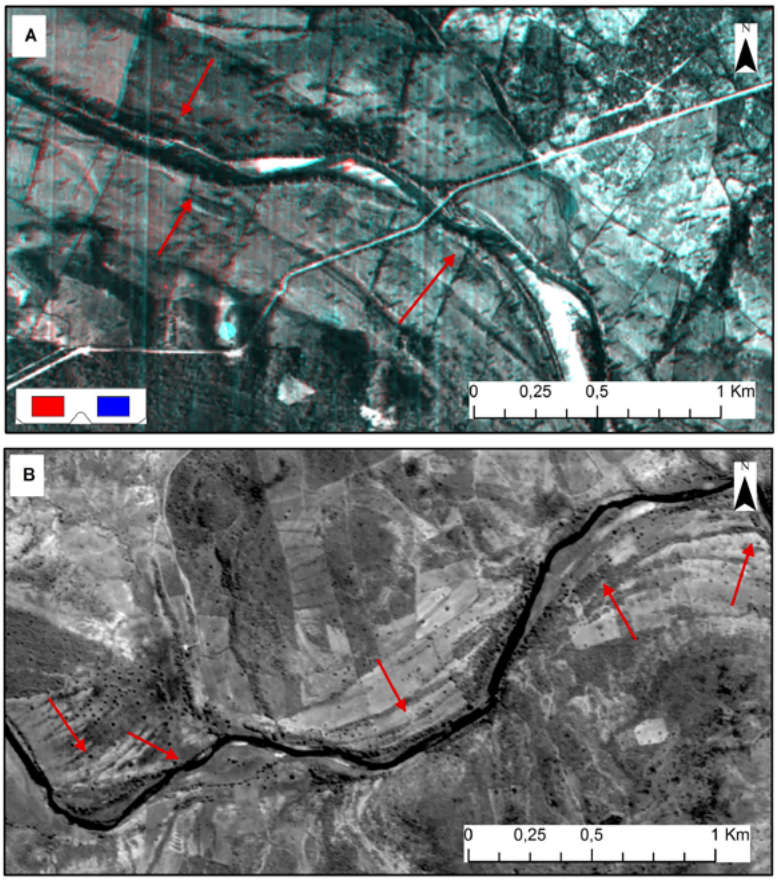


FIGURA 5: Trechos do rio Itapicuru com indicativos da dinâmica de migração lateral nos últimos 2.000 anos: paleocanais com sentido preferencial de migração do rio nos níveis de T1; e barras laterais na planície aluvial, identificados em pares estereoscópicos de fotografias aéreas (A); paleo-canais nos níveis de T1 e leitos abandonados na planície aluvial com sentido preferencial de migração, identificados em imagens Cbers-2B (B).

4. Discussão

A identificação das formas pelo uso das diversas técnicas permitiu, em planta, o reconhecimento de padrões da paisagem pelas imagens e a ligação das formas aos processos, com prévio entendimento do funcionamento das planícies fluviais nesses diferentes ambientes.

Os materiais constituintes do nível T1 indicam mudança no padrão energético do rio Jacaré-Guaçu, associado a possível migração lateral, quando o nível passa a ser preenchido por depósitos de *overbank*, como as argilas e silte que dominam os horizontes superficiais, e a alteração química da matéria orgânica em turfa em zonas deprimidas da antiga planície de inundação (CORRÊA et al., 2016). Depósitos correlatos a períodos de maior energia de transporte (blocos e calhau), presentes nos antigos leitos do rio em nível de baixo terraço, estariam vinculados ao processo de incisão do rio e o abandono da antiga planície de inundação. A ausência de estruturas sedimentares no pacote arenoso sobreposto pode indicar a rápida transformação dos depósitos em solos pela rápida alteração química e biológica em ambientes quentes e úmidos (CELARINO e LADEIRA, 2017), contrastando com os perfis do rio Itapicuru.

As formas dispostas na planície fluvial também são descaracterizadas pela condição climática, bem como pelos fluxos de cheia e as novas condições de uso, que ressignificam o papel hidrológico da planície fluvial. Soma-se a isso a redução da sinuosidade nos últimos 50 anos, contrastando com a morfologia dos canais abandonados em nível de baixos terraços, essencialmente arenosos e com menor sinuosidade. Ambas as reduções de sinuosidade indicam mudança de processos e de comportamento do rio, com destaque para a passagem de uma sinuosidade intermediária para uma menor no setor de baixo curso, sendo interpretadas também como consequência da auto-organização do rio frente a novo balanço energético (LANGBEIN e LEOPOLD, 1970; TIMÁR, 2003).

As idades absolutas do nível de baixo terraço T1 reforçam a transição de ambientes por volta de 8.000 anos AP, como reforçam outras datações (LOE e C14) em mesmo patamar na área (VALEZIO, 2016; CHELIZ e GIANINNI, 2020). O mapeamento das formas e a geocronologia desses materiais de recobrimento dos baixos terraços, combinados, indicaram os períodos de incisão e migração lateral do rio.

As técnicas utilizadas para obtenção das informações, das fotografias aéreas ao sensoriamento remoto, somada as datações, mostram que os registros de alterações na paisagem fluvial de ambos os rios são recentes. Os paleocanais ainda preservados, foram identificados pelas imagens orbitais e não orbitais, sendo os do rio Jacaré-Guaçu morfológica e morfometricamente diferentes dos atuais, apontando para condições hidráulicas diferenciadas. Além disso, a assimetria identificada no rio Itapicuru e no rio Jacaré-Guaçu estaria ligada a processos de ordem tectônica, capazes de influenciar na erosão ou agradação do vale aluvial (LEEDER e ALEXANDER, 1987; LATRUBESSE e KALICKI, 2002; KANE et al., 2010), como a presença de baixos terraços preponderantemente em uma das margens.

No rio Itapicuru, a variação nos grupos texturais dos terraços indicaram mudanças no padrão de energia do fluvial ao longo do tempo alcançado pelas idades absolutas (LIMA, 2017; LIMA et al., 2021). Entretanto, variações mais significativas foram identificadas apenas nos depósitos recentes, que correspondem aos diques marginais e às barras laterais. De acordo com Tricart (1956) e Tricart e Silva (1965), ocorreram mudanças significativas no padrão climático regional durante o Holoceno, que contribuíram para a deposição intensa de material grosseiro no fundo do vale do Itapicuru nas fases secas. O abandono das planícies aluviais por meio da incisão do canal teria ocorrido durante as fases úmidas. As idades LOE obtidas nesta pesquisa demonstraram que os níveis de T2 e T1 foram elaborados em período de tempo mais recente que o anteriormente proposto, ou seja, durante o Holoceno Superior. Modelos paleoclimáticos regionais apontaram a condição atual de semiaridez estabelecida nos últimos 4.000 anos (DE OLIVEIRA et al., 1999; AULER et al., 2004; NOVELLO et al., 2012), porém, com a ocorrência de pequenos intervalos úmidos observados principalmente nos setores mais elevados da Chapada Diamantina.

Desse modo, acredita-se que a formação dos níveis de terraços mais antigos, T4 e T3, podem ter sido desencadeados por mudanças nas condições climáticas regionais, como apontado anteriormente. Os níveis de T2 e T1, por sua vez, podem ter sido elaborados em condições semelhantes às atuais, porém, as oscilações nas descargas fluviais em decorrência do aumento das precipitações a montante do Itapicuru em intervalos decadais, teriam sido as responsáveis pelas intensas migrações laterais do rio, conforme visualizado nos produtos orbitais. Durante os eventos úmidos regionais dos últimos 2.000 anos (NOVELLO et al., 2012), é possível que a dinâmica fluvial teria sido caracterizada pela incisão vertical simultaneamente ocorrendo com as migrações laterais (TOFELDE et al., 2019) em curtos intervalos de tempo (LIMAYE e LAMB, 2016).

Nos últimos 800 anos, a migração lateral do Itapicuru teria predominado até o período atual, onde evidências dessa dinâmica foram observadas nos depósitos das barras laterais e no mapeamento realizado. Entretanto, essa dinâmica ocorre de maneira restrita do ponto de vista espacial, já que a planície aluvial atual é estreita e descontínua ao longo do canal (LIMA, 2017). Em diversos setores, níveis de T1 encontram-se em avançado estágio de erosão lateral com solapamento na base dos terraços e entulhamento do leito, em decorrência das intervenções antrópicas atuais que favorecem a maior vulnerabilidade das margens dos leitos e das escarpas dos níveis de T1.

5. Considerações Finais

O trabalho ilustra como a combinação de diferentes metodologias permite a interpretação da evolução geomorfológica de diferentes sistemas fluviais. As similaridades das técnicas empregadas, também abriu espaço para adaptações de uso para cada tipo de ambiente, dada a relação das formas e processos serem influenciadas por dinâmicas diferenciadas, embora em escala de longo termo, os processos desencadeadores da formação dos níveis de terraços tenham partido de variações de umidade e temperatura. Tanto a morfologia dos antigos meandros dispostos no setor tropical úmido quanto os depósitos do rio no tropical quente e seco demonstram que variações hidrodinâmicas estão ainda registradas na paisagem.

Com quadros evolutivos diferentes, atestados pelas datações absolutas, os rios responderam aos fatores de alteração extrínsecos de acordo com as características regionais pretéritas e atuais. Enquanto o rio presente no estado de São Paulo, a ação do clima tropical úmido é preponderante na configuração da planície fluvial nos últimos 8 mil anos, tendo seu último processo de abandono no Holoceno Superior, o rio presente no estado da Bahia tem ainda preservado, ao longo de seu curso, 4 níveis de baixos terraços fluviais, com setores com maior imposição tectônica e com marcante característica das variações de clima no Holoceno, tendo se estabelecido mais recentemente em clima tropical quente e seco.

Essa fusão de técnicas para melhor apreensão da paisagem deve ainda ser ampliada com a chegada de novas metodologias. A popularização e barateamento de procedimentos mais avançados, sem deixar de lado técnicas consagradas, são e serão determinantes para que as pesquisas sejam ainda mais refinadas e aprofundadas para a interpretação destes sistemas naturais tão e cada vez mais complexos.

Agradecimentos

Agradecemos a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processos 2016/24390-0 e 2012/00145-6, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico (CNPq), processo 408333/2013-8, por financiar e viabilizar financeiramente as pesquisas.

Referências

AULER, A. S., WANG, X., EDWARDS, R. L., CHENG, H., CRISTALLI, P. S., SMART, P. L., RICHARDS, D. A. Quaternary ecological and geomorphic changes associated with rainfall events in presently semi-arid northeastern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 7, p. 693-701, 2004.

BISSON, M., PICCININI, S., ZANCHETTA, G. A multidisciplinary GIS-based approach for mapping paleoriver migration: A case study of the Serchio River (Lucca Alluvial Plain, Tuscany). **GIScience & Remote Sensing**, v. 48, n. 4, p. 566-582, 2011.

CELARINO, A. L. de S.; LADEIRA, F. S. B. How fast are soil-forming processes in Quaternary sediments of a tropical floodplain? A case study in southeast Brazil. **Catena**, v. 156, p. 263-280, 2017.

CELARINO, A. L. de S., de SOUZA, M. M., LADEIRA, F. S. B., BRANCO, F. S. R. T. Paleoenvironmental reconstruction of the lower Mogi Guaçu River basin (São Paulo state—Brazil), morphopedosedimentary records and fluvial processes. **Catena**, v. 111, p. 80-97, 2013.

CHELIZ, P. M., GIANNINI, P. C Transformações geomorfológicas, pedológicas e ambientais nos Baixos Terraços do rio Jacaré-Guaçu (sítio arqueológico Boa Esperança II, São Paulo) no Pleistoceno Tardio e Holoceno. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 5, 2020.

CORRÊA, I. C. S., WESCHENFELDER, J., TOLDO JUNIOR, E. E., BAITELLI, R., dos SANTOS-FISCHER, C. B. Gênese de um Depósito de Turfa na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul-Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n. 2, 2016.

COSTA, A. L. C. de. **Estudo de vulnerabilidade à erosão com a aplicação da Equação Universal de Perda de Solo na Alta Bacia Hidrográfica do rio Jacaré-Pepira, utilizando SIG/SPRING**. (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro, SP, 2005.

DE OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 152, p. 319–337, 1999.

HAMILTON, S. K., KELLNDORFER, J., LEHNER, B., TOBLER, M. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). **Geomorphology**, v. 89, n. 1-2, p. 23-38, 2007.

HUGHES, K., CROKE, J., BARTLEY, R., THOMPSON, C., SHARMA, A. Alluvial terrace preservation in the Wet Tropics, northeast Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 248, p. 311-326, 2015.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Diagnóstico da situação atual dos recursos hídricos e estabelecimento de diretrizes técnicas para a elaboração do Plano da Bacia Hidrográfica do Tietê/Jacaré**. Relatório 40.674, 2003.

KANE, I. A., CATTERALL, V., MCCAFFREY, W. D., MARTINSEN, O. J. Submarine channel response to intrabasinal tectonics: The influence of lateral tilt. **AAPG bulletin**, v. 94, n. 2, p. 189-219, 2010.

LANGBEIN, W. B.; LEOPOLD, L. B. River meanders and the theory of minimum variance. **Rivers and river terraces**. Palgrave Macmillan, London, p. 238-263, 1970.

LARSON, P. H., DORN, R. I., SKOTNICKI, S. J., SEONG, Y. B., JEONG, A., DEPONTY, J. Impact of drainage integration on basin geomorphology and landform evolution: A case study along the Salt and Verde rivers, Sonoran Desert, USA. **Geomorphology**, v. 371, 107439, 2020.

LATRUBESSE, E.M., KALICKI, T. Late Quaternary palaeohydrological changes in the Upper Purus basin, southwestern amazonia, Brazil. **Zeitschrift fur Geomorphologie,** Supplementband v. 129, p. 41-59, 2002.

LEEDER, M. R.; ALEXANDER, J. The origin and tectonic. **Sedimentology**, v. 34, p. 217-226, 1987.

LIMA, K. C. **O Holoceno Superior na bacia do rio Itapicuru (Bahia/Brasil): proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira**. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP, 2017.

LIMA, K. C., LUPINACCI, C. M. Cartografia de alterações antrópicas em redes de drenagem semiáridas: possibilidades de avaliação por meio de imagens Google EarthTM. **Ar@cne**, v. 23, p. 1-18, 2019.

LIMA, K. C., PEREZ FILHO, A., LUPINACCI, C. M., VALEZIO, E. V., GÓES, L. M. Fluvial responses to external and internal forcing: Upper Holocene dynamics in a low latitude semi-arid region in South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, 103545, 2021.

LIMAYE, A. B., LAMB, M. P. Numerical model predictions of autogenic fluvial terraces and comparison to climate change expectations. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 121, n. 3, p. 512-544, 2016.

MOLLIEX, S., JOUET, G., BLARD, P. H., MOREAU, J., DEMARTINI, J., STORMS, J. E., VELLA, C., TEAM, A. Quaternary

evolution of the Golo river alluvial plain (NE Corsica, France). **Quaternary Geochronology**, v. 61, 101115, 2021.

MORAIS, E. S., CREMON, E. H., SANTOS, M. L., ROCHA, P. C. Late Pleistocene-Holocene landscape evolution in the lower Peixe river, Brazil: A meandering river valley. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, p. 102664, 2020.

MURRAY, A., WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57-73, 2000.

NORTON, K. P., SCHLUNEGGER, F., LITTY, C. On the potential for regolith control of fluvial terrace formation in semi-arid escarpments**. Earth Surface Dynamics**, v. 4, p. 147–157, 2016.

NOVELLO, V. F., CRUZ, F. W., KARMANN, I., BURNS, S. J., STRÍKIS, N. M., VUILLE, M., CHENG, H., LAWRENCE EDWARDS, R., SANTOS, R. V., FRIGO, E., BARRETO, E. A. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 23, 2012.

PIÉGAY, H., ARNAUD, F., BELLETTI, B., BERTRAND, M., BIZZI, S., CARBONNEAU, P., DUFOUR, S., LIÉBAULT, F., RUIZ-VILLANUEVA, V., SLATER, L. Remotely sensed rivers in the Anthropocene: State of the art and prospects. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 1, p.157-188, 2020.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.

SEI - Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia. **Balanço hídrico do estado da Bahia**. Salvador: SEI, 1999.

SRIDHAR, A. Mid–late Holocene hydrological changes in the Mahi River, arid western India. **Geomorphology**, v. 88, n. 3-4, p. 285-297, 2007.

STRAFFIN, E., BLUM, M., COLLS, A., STOKES, S. Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux rivers (Burgundy, France). **Quaternaire**, v. 10, n. 4, p. 271-282, 1999.

TIMÁR, G.. Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. **Quaternary Science Reviews**, v. 22, n. 20, p. 2199-2207, 2003.

TOFELDE, S., SAVI, S., WICKERT, A. D., BUFE, A., SCHILDGEN, T. F. Alluvial channel response to environmental perturbations: fill-terrace formation and sediment-signal disruption. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, n. 2, p. 609-631, 2019.

TRICART, J. Alguns problemas geomorfológicos da Bahia. **Notícia geomorfológica**, Campinas, v. 1, n. 2, p. 27-32, 1958.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 1968.

VALEZIO, E. V**. Equilíbrio em geomorfologia: geossistemas, planícies de inundação e morfodinâmica dos rios Jacaré-Pepira e Jacaré-Guaçu (SP)**. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP, 2016.

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S.A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, v. 41, p. 369–391, 2006.

EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA EM INTERFLÚVIOS DE REGIÕES ESCARPADAS: ASPECTOS PALEOTOPOGRÁFICOS E CAPTURAS FLUVIAIS EM ÁREA DE TRÍPLICE DIVISOR

Roberto Marques Neto
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG). CEP – 36036-900
E-mail: roberto.marques@ufjf.edu.br
Matheus da Silva Frauches
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG). CEP – 36036-900
E-mail: matheus.frauches@hotmail.com
Tainá Goulart Franchini
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG). CEP – 36036-900
E-mail: tainagoular@yahoo.com.br

Resumo

Interflúvios figuram como áreas estratégicas para a compreensão da evolução de longo termo do relevo regional. Em vista disso, o presente trabalho tem por objetivo apresentar elementos da evolução morfológica em região de tríplice divisor hidrográfico a partir da interpretação das capturas fluviais e da reconstrução paleotopográfica, levada a cabo com o uso da técnica Seppômen. A área de estudo localiza-se entre as bacias do rio Grande, Doce e Pomba/Paraibuna (Paraíba do Sul), em contatos erosivos entre o Planalto de Campos das Vertentes e as superfícies interplanálticas a leste. Os resultados do trabalho apontaram para uma dinamização dos processos de captura nas bacias que drenam para o leste, enfaticamente a bacia do rio Pomba, que vem subtraindo área da bacia do rio Doce e exercendo retração dos escarpamentos. A reconstrução paleotopográfica, em comparação à altimetria atual, assinala o avanço da dissecação do relevo que favoreceu os processos de captura nesses compartimentos mais recuados das faixas móveis do sudeste brasileiro no contato com o cráton do São Francisco.

Palavras chave: Interflúvio; capturas fluviais; escarpamentos; bacia do rio Pomba; bacia do rio Doce.

1. Introdução

O modelo teórico do soerguimento isostático e flexural da margem rifte elevada do Brasil Sudeste (SUMMERFIELD, 1991; GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1994) prevê um soerguimento contínuo dos planaltos cristalinos durante todo o Cenozoico, acompanhado da subsidência das bacias plataformais que estocam os sedimentos correlativos à denudação continental. Os efeitos diastróficos neotectônicos prevalentes durante o Neógeno tem intensificado os movimentos epirogenéticos, sobretudo na região dos grandes escarpamentos que perfazem importantes zonas de cisalhamento nas antéclises do Planalto Atlântico (SANTOS, 1999; RIBEIRO, 2003; SILVA e MELLO, 2011).

A tectônica cenozoica aliada aos controles estruturais preexistentes engendrou um notório escalonamento na região dos grandes escarpamentos, com níveis de base regionais bem marcados, como a ampla faixa de 900 metros que condiciona importantes confluências regionais na bacia do rio Verde (MARQUES NETO, 2017). As frentes escarpadas, embora submetidas a processos de soerguimentos preferenciais nas zonas de cisalhamento mais ativas, também obedecem a uma geomorfogênese retrativa, controlada diferencialmente por níveis de base locais e regionais e blocos estruturais associados, concorrendo ao processo de soerguimento uma densa dissecação fluvial e o recuo diferencial dos escarpamentos. Marent e Valadão (2019) apontam que os processos de *backwearing* promovidos pelos rios que dissecam as escarpas se consorciam à dissecação vertical e denudação do relevo (*downearing*), ambos propagando-se de forma remontante a partir da zona de *knickpoint*, alternadamente no tempo e no espaço.

A ação conjunta da evolução lateral de bordas planálticas e da incisão vertical dos canais e rebaixamento geoquímico de superfícies geomórficas tem gerado capturas fluviais de diferentes dimensões em zonas interfluviais, o que interfere sobremaneira na evolução do relevo em escala local e regional. A partir do trabalho pioneiro de Ab'Sáber (1957) as capturas e seus efeitos no rearranjo da drenagem, na reorientação dos fluxos de matéria e energia e na evolução de áreas interfluviais tem encontrado algum espaço na geomorfologia brasileira (SANTOS, 1999; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; CHEREM et al. 2013; REZENDE, 2018; SALGADO et al. 2018; SILVA et al. 2019; MARENT e VALADÃO, 2019).

A partir do exposto, o presente artigo tem por objetivo discutir elementos da evolução morfológica de uma extensão interfluvial marcadora da tríplice divisa entre as bacias do rio Doce e do rio Paraíba do Sul e a grande bacia do rio Paraná, utilizando-se de técnicas paleotopográficas associadas à identificação e interpretação de capturas fluviais. Os resultados obtidos poderão complementar os conhecimentos preexistentes a respeito do papel das capturas na morfogênese e evolução de interflúvios.

2. Materiais e métodos

A primeira etapa do expediente metodológico empreendido consistiu na elaboração de um banco de dados a partir de imagens Landsat 8 (OLI\TIRS C1 Level1) e SRTM (*Suttle Radar Topography Mission*) para geração do relevo sombreado, ambas disponíveis para download no site da USGS (*United States Geological Service*) e adquiridas em 29/10/2019. Também serviram ao trabalho as bases planialtimétricas disponibilizadas pela Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) referentes às folhas topográficas na escala de 1\50.000 que abrangem a área. Os produtos de sensoriamento remoto serviram de base para a geração de informações basilares de hidrografia, declividade e hipsometria, com seus respectivos documentos cartográficos processados em software ArcGIS condizentes com a escala de 1/50.000. As bases planialtimétricas, juntamente aos mapas base que foram gerados, serviram à elaboração do mapa paleotopográfico. A base geológica foi interpretada segundo a Folha Barbacena (SF-23-X-C-III) e Rio Pomba (SF-23-X-D-I), geradas por serviço da CPRM (HEINECK, 1991).

A topografia atual foi comparada ao quadro paleotopográfico obtido a partir da aplicação da técnica Sêppomen (MOTOKI et al. 2008), abordagem cartográfica que estima o paleorrelevo a partir do preenchimento de vales (LEVERINGTON e TELLER, 2003; COUTO *et al*., 2014; VARGAS, 2017). A metodologia consiste na divisão da área de estudo em células quadráticas sobrepostas às bases planialtimétricas na escala de 1/50.000, para a qual os mapas são gerados. Para cada célula é considerada a altimetria da curva de nível mais elevada, o que implica na remoção das demais curvas e na consequente eliminação do efeito da dissecação fluvial, resultando assim em uma configuração geomorfológica anterior a abertura mais recente do vale pelo entalhe vertical dos canais. O mapa paleotopográfico é gerado por procedimentos de interpolação, aqui executados pelo protocolo IDW (*Inverse of Distance Weighted*) do ArcGIS. Para a presente proposta optou-se pelo mapeamento a partir de uma malha intermediária de 1 km x 1 km, que presumivelmente indica uma temporalidade mais recente do relevo, mas que revela a contento situações pregressas referentes à altimetria e dissecação.

A interpretação da morfogênese das escarpas e dos interflúvios também foi subsidiada pela averiguação das capturas fluviais, apreendidas a partir dos indícios expressos na configuração da drenagem contida nas folhas topográficas na escala de 1/50.000, complementada pelo controle de campo. Os seguintes critérios foram considerados: (1) presença de curva anômala relacionáveis a cotovelos de captura vinculada ou não a um deslocamento transcorrente; (2) ocorrência de vale cego (*wind gap*) visível nas bases planialtimétricas (logo, dependente da escala trabalhada) e\ou em campo; (3) mesma posição altimétrica ao longo da superfície onde ocorreu a captura, entre a bacia capturada e a bacia captora. Para fins de representação cartográfica, a localização e o sentido das capturas foram anotados em mapas com a rede de drenagem, e os resultados discutidos integradamente às demais abordagens.

3. Os interflúvios da Mantiqueira Setentrional no contexto das paisagens regionais

A área de estudo figura como o alinhamento de escarpas mais recuado da Mantiqueira, conformando os interflúvios que separam as bacias que drenam para leste daquelas formadoras da bacia do rio Paraná (figura 1). Essa faixa encontra-se, conforme frisado, numa tríplice divisa hidrográfica que separa as águas que drenam para a grande bacia do rio da Prata (a partir da bacia do alto rio Grande) das bacias do rio Paraíba do Sul (com referência regional na bacia do rio Pomba) e do rio Doce. Corresponde também ao contato entre o ramo setentrional da Serra da Mantiqueira e o Planalto de Campos das Vertentes. Esses alinhamentos orográficos marcam ainda o contato entre dois grandes domínios geotectônicos, notadamente as faixas móveis do Brasil Sudeste e o cráton do São Francisco. O primeiro nível de base de expressão regional é referenciado pelo rio Pomba, na porção mais elevada de sua depressão interplanáltica posicionada acima de 500 metros.

Essa região setentrional da Serra da Mantiqueira é distintamente mais rebaixada e festonada em comparação ao teto orográfico contínuo concernente à chamada Mantiqueira Setentrional (sensu GATTO et al., 1983). A distribuição de suas superfícies somitais é definida em dois ramos: um deles na parte mais central, correspondendo ao conjunto de escarpamentos de orientação geral NE-SW alinhados ao sistema rifte Sudeste (RICCOMINI, 1989), e o outro dado pelos escarpamentos recuados que marcam os interflúvios com as bacias do rio Grande e rio Doce, em contato erosivo com o primeiro nível da depressão interplanáltica do rio Pomba, coalescente à depressão do sistema Ubá-Xopotó. É nesse segundo ramo que o presente trabalho se integraliza.

O segmento analisado é uma continuidade sudoeste da extensão estudada por Marent e Valadão (2019), e compreende uma área alinhada no sentido NNE-SSW cujas extremidades posicionam-se nos territórios municipais de Santos Dumont e Ubá, corte este disposto entre duas mudanças bruscas na orientação dessas estruturas. Essas faixas interfluviais apresentam morfogênese distintamente erosiva, ostentando morfologias em morros e patamares, havendo tanto morrarias reafeiçoadas a partir do avanço da dissecação nas escarpas posicionadas em níveis altimétricos mais baixos, como morros altimontanos vinculados à própria morfogênese dos divisores, já prenunciando o padrão em relevos convexos do Planalto de Campo das Vertentes.

Nessa passagem de regiões geomorfológicas, as florestas semideciduais e ombrófilas que medram nos flancos escarpados da bacia do rio Paraíba do Sul em consorcio à pastagem e bananicultura dão lugar a mosaicos mistos e pastos sobre morros e colinas com fragmentos de florestas mesófilas e cerrados, profundamente alterados nos tempos atuais.

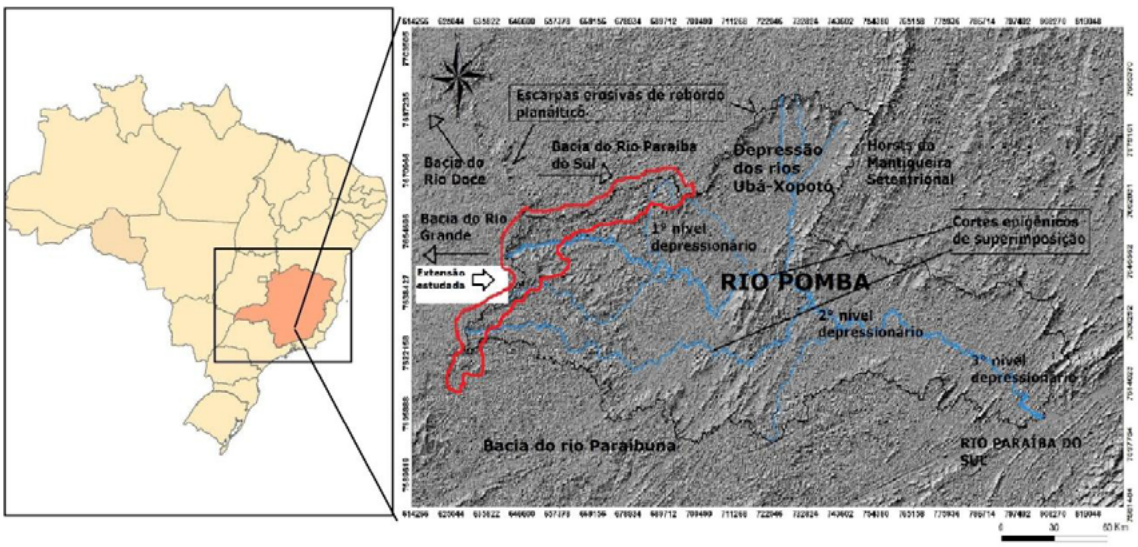


Figura 1. Localização e espacialidade regional da área de estudo.

4. Resultados

O principal nível de base a influenciar a morfogênese da faixa interfluvial estudada corresponde ao setor mais elevado da depressão interplanáltica do rio Pomba, posicionado acima de 500 metros de altitude a oeste dos alinhamentos serranos da Serra da Mantiqueira, transpostos pelo referido canal através de corte epigênico que desnivela a depressão em até 200 metros para leste. A agressividade erosiva apontada para as bacias hidrográficas que drenam diretamente para o Oceano Atlântico comparativamente às bacias interiores (VALADÃO, 1998; MARENT e VALADÃO, 2015) é verificável a partir do intenso retrabalhamento das escarpas na extensão analisada.

As superfícies mais elevadas da área em tela posicionam-se na porção oeste, marcando nitidamente a passagem para o Planalto de Campo das Vertentes acima de 1100 metros (figura 2), mostrando ainda o caimento da drenagem coletada pelos afluentes do alto rio Grande para NW, tendo o rio das Velhas como principal coletor regional. O mapa paleotopográfico (figura 3), por seu turno, simulou que essas superfícies somitais eram mais contínuas com extensões mais expressivas acima de 1200 m, o que sugere que as taxas denudacionais devam ser significativas nessas faixas interfluviais. A própria configuração atual dos vales revela intensa dissecação do planalto, inclusive por parte das bacias interiores. É nesse setor também onde se verifica a formação de expressivos arcos côncavos de retração nas escarpas montanhosas vinculados ao remonte erosivo.

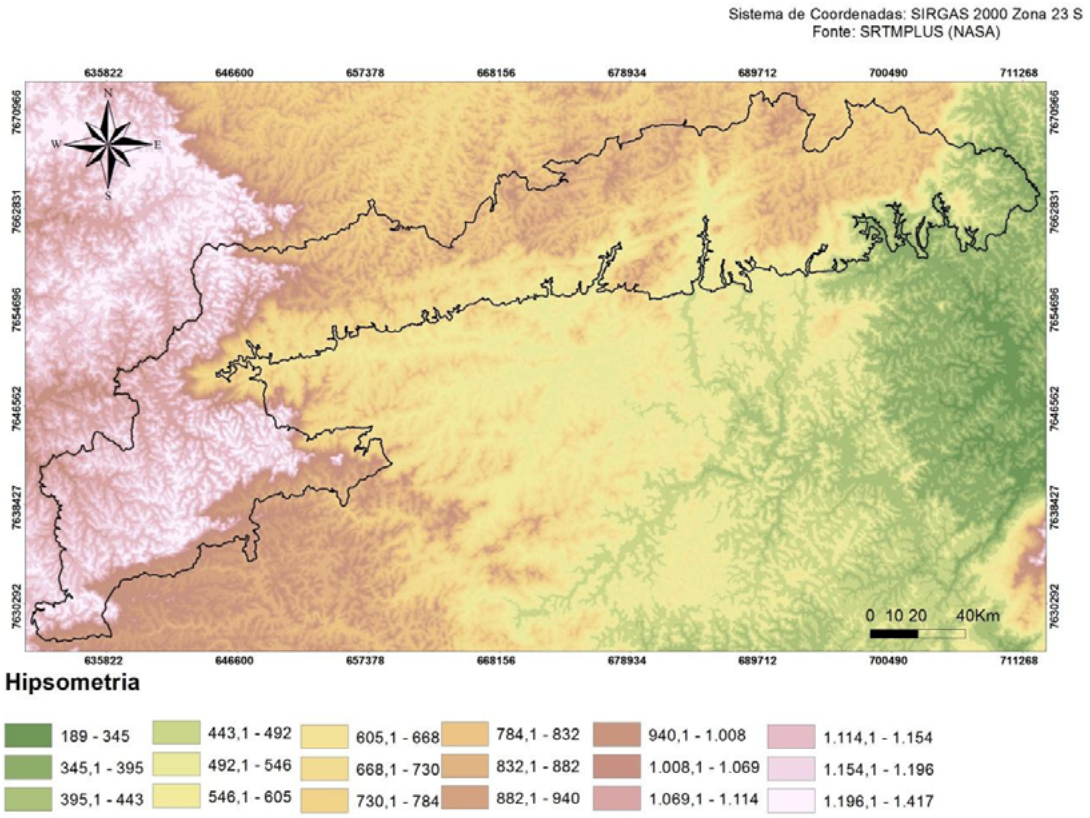


Figura 2. Mapa hipsométrico de segmento da área de estudo.

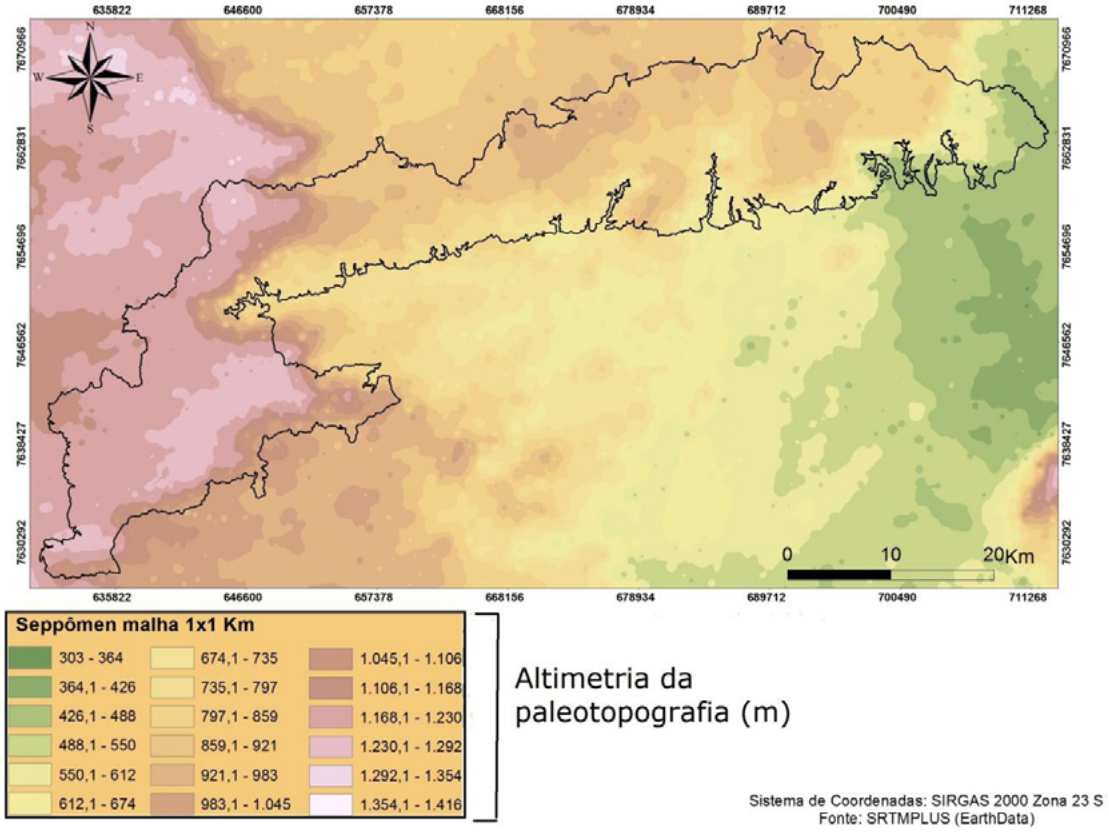


Figura 3. Reconstrução paleotopográfica da zona interfluvial de tríplice divisão hidrográfica.

A comparação dos dois mapas indica um rebaixamento uniforme no que concerne às superfícies preservadas, apontado manutenção dos desníveis preexistentes, diferentemente do que ocorre em outros contextos na região dos grandes escarpamentos da margem rifte Sudeste, como a Serra do Mar e da Mantiqueira, contextos nos quais Marques Neto et al. (2019) identificaram a preservação das altitudes com aprofundamento dos vales pelo entalhe vertical, incluindo compartimentos com altimetrias atuais de maior cota do que as pretéritas. Embora o controle estrutural seja bem marcado, com canais retilíneos aprisionados em falhas, nesses interflúvios mais recuados os processos erosivos apresentam um imperativo mais contundente, conduzindo a um retrabalhamento mais expressivo das escarpas e a um rebaixamento mais eficiente dos interflúvios. Além disso, o predomínio dos biotita-gnaisses pertencentes ao Complexo Mantiqueira nessas faixas interfluviais também é condição favorecedora de um intemperismo relativamente homogêneo nessas rochas, o que tornaria plausível a existência de taxas denudacionais semelhantes com reflexos na altimetria das superfícies em apreço. A perda altimétrica é congruente com as taxas de incisão apontadas por Oliveira et al. (2018) alguns quilômetros à nordeste da área de estudo a partir das idades obtidas por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que acusaram taxas de 428 m/Ma e 925 m/Ma. Essa conjunção de evidências é forte indício de uma paleotopografia posicionada no Quaternário médio.

A reconstrução paleotopográfica, portanto, é sugestiva para a racionalização acerca de um rebaixamento uniforme das superfícies, uma vez que, a despeito do rebaixamento, foi constatada a manutenção da similaridade altimétrica ao longo dos interflúvios preservados (figura 4). Entretanto, a dissecação vigente entalhou as referidas superfícies de forma muito contundente, formando-se vales encaixados em vertentes íngremes pelas quais os processos gravitacionais superficiais e subsuperficiais são significativos e diversificados. A interpretação da evolução lateral do relevo revela que migração das rupturas de declive é desigual e concentra-se na porção sudoeste em função da incidência erosiva da drenagem que se organiza na bacia do rio Paraibuna.

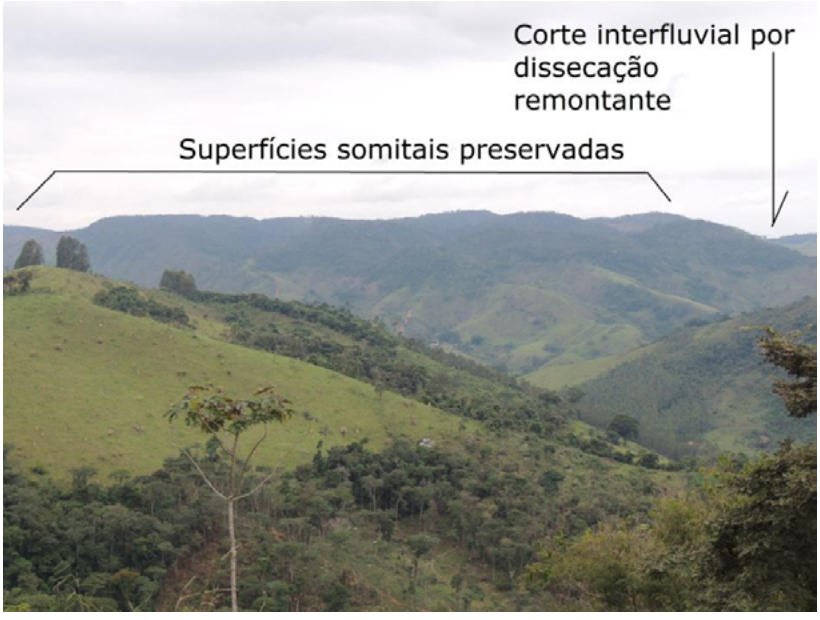


Figura 4. Aspecto geral das faixas interfluviais estudadas, com rebaixamento uniforme dos topos resultando em interflúvios bem nivelados em suas porções preservadas, porém retrabalhados pela dissecação remontante dos canais fluviais.

Os canais pertencentes à alta bacia do rio Pomba, por sua vez, apresentam um controle maior orientado para E e NE interceptando um sistema orientado para S e SE, com rearranjos por capturas entre as bacias do rio Pomba e do rio Novo. As litologias dominantes são os biotita-gnaisses do Complexo Mantiqueira (HEINECK, 1991), mas a adaptação desses canais às direções estruturais preexistentes restringem sua capacidade de retração das escarpas, uma vez que ficam aprisionados às falhas. O retrabalhamento, por conseguinte, é exercido por canais de orientação N-S de ordem mais baixa que já dissecam o Planalto de Campo das Vertentes, a incluir o próprio rio Pomba, que estoca sedimentos em alvéolos altimontanos abertos ainda no alto curso, à montante do seu primeiro nível depressionário.

A penetração dos canais pertencentes à bacia do rio Pomba no Planalto de Campo das Vertentes resulta em uma faixa interfluvial fisiograficamente caracterizada pela presença de vales estreitos que avançam remontantemente e aproximam suas linhas erosivas da drenagem voltada para o domínio intracratônico. Diante disso, concorre uma sorte de capturas fluviais marcando a evolução morfológica dos compartimentos mais elevados, cujo papel morfogenético fora discutido por Cherem et al. (2013) no âmbito das faixas interfluviais entre os rios Paraíba do Sul, Doce e São Francisco, não muito distantes do segmento analisado. Nesse ramo, as superfícies interfluviais apresentam elevações menores, e a perda de altitude em relação ao paleorrelevo é mantida, conforme frisado.

A figura 5 traz uma malha hidrográfica mais enriquecida para o segmento interfluvial analisado com a marcação das capturas fluviais interpretadas e de suas respectivas direções.

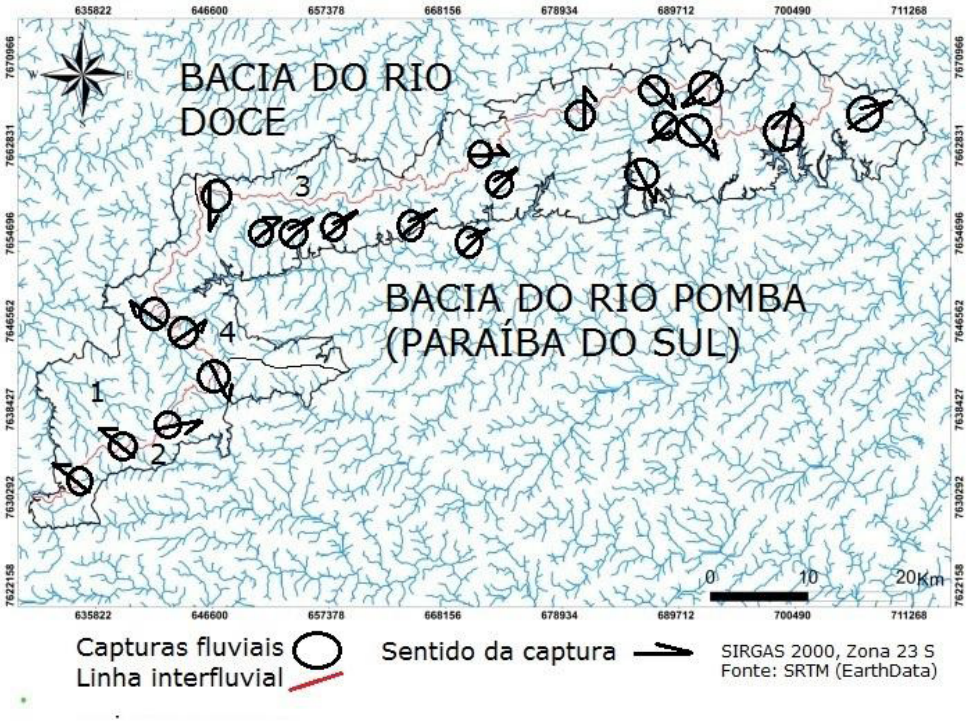


Figura 4. Capturas fluviais interpretadas para o segmento interfluvial analisado. (1) Área interfluvial pertencente à bacia do alto rio Grande; (2) Área interfluvial pertencente à bacia do rio Paraibuna; (3) Área interfluvial pertencente à bacia do rio Doce; (4) Área interfluvial pertencente à bacia do rio Pomba.

Uma correlação que se aponta diz respeito à extremidade sudoeste, dissecada pela bacia do rio Paraibuna e onde a migração dos *knickpoints* com retração das escarpas foi mais pronunciada. Nesse trecho, a relação interfluvial se estabelece com a bacia do rio Grande, e as capturas fluviais interpretadas apresentaram-se de forma equalizada, com três capturas identificadas para cada bacia hidrográfica. Notoriamente, o espaço interfluvial da bacia do rio Grande é maior mesmo em face ao recuo da escarpa, sugerindo a competência erosiva dessa bacia com constante rehierarquização da malha hidrográfica controlada pelos sucessivos níveis de base locais e regionais.

Na faixa interfluvial concernente à bacia do rio Doce, diferentemente, o avanço mais agressivo da bacia do rio Pomba é visível, ocupando atualmente a maior parte da área interfluvial pelo trabalho de pequenas bacias captoras que vem subtraindo áreas que pertenciam à bacia do rio Doce. Embora a drenagem conjuntiva ao rio Paraibuna tenha provocado o recuo dos escarpamentos, àquela convergente ao rio Pomba é que exerceu competência remontante de modos a dissecar o planalto, até porque o primeiro nível de base de maior referência para esse arranjo hidrográfico é aproximadamente 200 metros mais baixo que aquele imposto ao rio Paraibuna em seu gráben. Enquanto a organização hidrográfica na bacia do Paraibuna está arranjada em um escalonamento mais constante, a depressão do rio Pomba que define o seu primeiro nível de base regional remonta até o sopé dos escarpamentos, estabelecendo um abrupto contato erosivo sugestiva da migração relativamente acelerada dos *knickpoints* para o interior.

De forma geral, as capturas interpretadas qualificam-se como micro-capturas, e, embora não alterem grandes áreas individualmente, o conjunto do trabalho captor repercute distintamente nas alterações areolares por processos de rearranjo fluvial. Para fins de categorização e comparação, as capturas consideradas seguem organizadas no quadro 1.

Quadro 1. Ordenamento das capturas fluviais interpretadas.

CATEGORIZAÇÃO DA CAPTURA	NÚMERO DE OCORRÊNCIAS INTERPRETADAS	ALTERAÇÃO NA ÁREA INTERFLUVIAL
Capturas no sentido Grande--Paraíba do Sul	3	Sim
Capturas no sentido Paraíba do Sul-Grande	3	Sim
Capturas no sentido Doce-Paraíba do Sul	4	Sim
Capturas no sentido Paraíba do Sul-Doce	2	Sim
Capturas na porção interfluvial da bacia do rio Paraíba do Sul	7	Não
Capturas na porção interfluvial da bacia do rio	0	Não

Distintamente, as bacias que drenam em direção ao rio Paraíba do Sul apresentam um poder captor mais expressivo, sobretudo aquelas voltadas para o rio Pomba. Um número considerável de capturas encontradas na porção interfluvial da bacia do referido rio, embora não implique mais em subtração direta de áreas da bacia do rio Doce, posto que esses nacos já foram anexados, reforça a atividade erosiva mais intensa possibilitada pelo avanço remontante da drenagem a conquistar espaço suficiente e formação de *knicks* locais que possibilitam os rearranjos. Por outro lado, o aperto consequente da faixa interfluvial pertencente à bacia do rio Doce não é favorável aos rearranjos locais da drenagem como tem sido no conjunto da alta bacia do rio Pomba.

A dissecação é bastante contundente na evolução dessas faixas interfluviais, e a organização hipsométrica atual deixa bem assinalado o avanço da dissecação, com classes altimétricas marcando de forma realçada os fundos de vale atuais. Ainda que não seja segura uma reconstituição paleohidrográfica a partir dos resultados obtidos da reconstrução paleotopográfica (embora tecnicamente seja possível), o conjunto de evidências exposto e discutido aponta para a importância das capturas na morfogênese desses interflúvios. É uma realidade geomórfica que intensifica os processos de remoção e transporte de material intemperizado ao transferir fluxos de uma bacia para outra, contribuindo para o entulhamento dos vales e concatenando a evolução dos planaltos, escarpas e depressões adjacentes em conectividades complexas.

5. Considerações finais

Zonas interfluviais figuram como sistemas geomorfológicos cruciais para o entendimento da evolução do relevo em várias escalas, dos grandes divisores que separam as principais bacias hidrográficas brasileiras até os pequenos interflúvios gerados pelo reafeiçoamento de morfologias denudacionais. Figuram como zonas dispersoras de fluxos de matéria e energia e estabelecem conectividade direta com a drenagem de mais baixa ordem.

As faixas móveis brasilianas do sudeste brasileiro, dadas as reativações tectônicas prevalentes ao longo do mesocenozoico, apresentam escarpamentos na forma de *horsts*, contínuos e festonados, grábens e hemigrabens, depressões interplanálticas com serras baixas e relevos mamelonizados, além de escarpas erosivas nas porções mais recuadas no contato com os domínios intracratônicos. Nessa última tipicidade geomorfológica regional, o presente trabalho aferiu o papel preponderante das capturas fluviais na evolução morfológica dos divisores, endossando estudos preexistentes e reforçando um padrão regional pelo qual as bacias voltadas para o leste possuem maior competência erosiva e capturam de forma mais copiosa porções das bacias interiores referenciadas em níveis de base mais elevados. Entre a bacia do rio Paraibuna e a bacia do rio Grande, entretanto, esse padrão não foi plenamente averiguado, tendo os resultados assinalado um considerável poder captor nesse setor do alto rio Grande. Considerando que o presente trabalho englobou uma extensão restrita da faixa interfluvial da referida bacia, recomenda-se a expansão das pesquisas para os terrenos drenados pelo rio Grande a fim de compreender os rearranjos mais locais da drenagem por micro e mesocapturas posteriormente à macrocaptura miocênica apresentada por Rezende (2018).

Dada a relação direta entre a dinamização das capturas e a expansão da dissecação dos interflúvios, postula-se pela aderência do referido processo com a reconstrução paleotopográfica, que em comparação às faixas hipsométricas atuais fornecem uma evidência plausível acerca da dissecação mais recente do relevo.

Para além do exposto, cumpre salientar que o papel das capturas na evolução

de sistemas geomorfológicos de interflúvio deve ser estudado em perspectivas cada vez mais interescalares, buscando as relações entre as integridades locais e o contexto morfogenético regional, procurando concatenar a cronologia das capturas em diálogo com a expressão espacial das áreas capturadas ao longo do tempo. Nessa missão, uma assinalada pluralidade de abordagens interessa para uma compreensão cada vez mais aprimorada sobre a gênese e evolução de interflúvios: mensuração de taxas denudacionais; estabelecimento da cronologia das superfícies somitais e a interpretação da constituição de suas coberturas superficiais; análise e datação de depósitos correlativos; abordagens geomorfológicas pautadas na interpretação do relevo e da drenagem, atinentes às análises morfotectônicas e morfoestruturais; técnicas cartográficas concernentes à cartografia geomorfológica e aos procedimentos de reconstrução paleotopográfica. Proporcionalmente às desafiadoras missões científicas demandadas para uma compreensão abrangente dos sistemas geomorfológicos interfluviais é a propriedade que esses sistemas têm em desvelar elementos fundamentais para a compreensão dos processos tectônicos e denudacionais cenozoicos que atuaram e vem atuando na evolução do relevo brasileiro.

Referências

AB'SABER, A. N. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. **Geomorfologia**, v. 26, p. 38-49, 1957.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion**. Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995. DOI: 10.1177/03091333950190002

CHEREM, L. F.; VARAJÃO, C. A.; MAGALHÃES JR. A.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas planálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013. DOI: http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i4.325

COUTO, E. V.; FORTES, E.; SORDI, M. V.; MARQUES, M. J.; CAMOLEZI, B. A. Seppômens maps for geomorphic developments analysis: the case of Parana Plateau border, Faxinal, State of Parana, Brazil. **Acta Scientarium Technology**, v. 34, n. 1, p. 71-18, 2012. DOI: https://doi.org/10.4025/actascitechnol.v34i1.9944

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. (1994) Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theorys of long-term landscape development. In: KIRKBY, M. J. (Ed.) **Process models and Theoretical Geomorphology**. Jon Wiley & Sons: p. 55-84.

HEINECK, C. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Carta Geológica. Folha Barbacena. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1991.

HEINECK, C. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Carta Geológica. Folha Rio Pomba. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1991.

LEVERINGTON, D. W.; TELLER, J. T. Paleotopographic reconstructions of the eastern outlets of glacial Lake Agassiz. **Canadian Journal Earth Science**, n. 40, p. 1259-1278, 2003. DOI: 10.1139/e03-043

MARENT, B. R.; VALADÃO, R. C. Compartimentação geomorfológica dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 255-269, 2015.

MARENT, B.; VALADÃO, R. C. Contribuição aos estudos da evolução da escarpa entre as bacias hidrográficas dos rios Doce e Paraíba do Sul, na Serra da Mantiqueira-MG-Brasil. **Geousp – Espaço e Tempo**, v. 26, n. 2, p. 417-434, 2019.

MARQUES NETO, R. O *horst* da Mantiqueira Meridional: proposta de compartimentação morfoestrutural para sua porção mineira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 561-577, 2017.

MOTOKI, A. G.; PETRAKIS, H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R.; MOTOKI, K. F. Origem dos relevos

do maciço sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.

MOTOKI, A. G.; CAMPOS, T. F. C.; FONSECA, V. P.; MOTOKI, K. F. Subvolcanic neck of Cabugi Peak, State of Rio Grande do Norte, Brazil, and origin of its landform. **Revista da Escola de Minas**, v. 62, n. 2, p. 195-206, 2012. DOI: http://dx.doi.org/10.1590/S0370-44672012000200008

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P. Evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **Geousp**, São Paulo, v. 22, p. 73-88, 2007.

OLIVEIRA, L. A. F.; COTA, G. E. M.; LIMA, L. B. S.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; CARVALHO, A. Aplicação da luminescência opticamente estimulada (LOE) como subsídio aos estudos de capturas fluviais Quaternárias: o caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 679-690, 2018.

REZENDE, E. A. **O papel da geodinâmica espaço-temporal da rede hidrográfica na evolução geomorfológica da alta/média bacia do Rio Grande, sudeste brasileiro**. Tese (Doutorado em Geologia Ambiental e Recursos Naturais), Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018. 194p.

RIBEIRO, M. C. S. **História tectônica e exumação das serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ**. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003. 124p.

SALGADO, A. A. R.; CHEREM, L. F. S.; SORDI, M. V. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. **Estudos do Quaternário**, v. 19, p. 23-31, 2018.

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999. 134p.

SILVA, T. A.; SALGADO, A. A. R.; SOUZA, F. C. R. Morfogênese do interflúvio Tocantins/São Francisco na região do rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, p. 273-285, 2019.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). **Revista do Instituto de Geociências**, v. 11, n. 1, p. 95-111, 2011. DOI: https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000100006

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms**. Essex, Longman & Scientific Technical, 1991. 537p.

VARGAS, K. B. **Superfícies geomorfológicas no centro norte paranaense e evolução do relevo regional**. Tese (Doutorado em Geografia), Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2017, 176p.

FEIÇÕES DE RELEVO EM CONTEXTOS LITO-ESTRUTURAIS DISTINTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO MATHEUS (ABADIA DOS DOURADOS – MG)

Fernando Resende Honorato
Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia (IG/UFU)
Monte Carmelo – MG (3850000)
E-mail: fernando.resende@ufu.br
Alan Silveira
Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia (IG/UFU)
Monte Carmelo – MG (3850000)
E-mail: alan.silveira@ufu.br
Filipe Goulart Lima
Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia (IG/UFU)
Monte Carmelo – MG (3850000)
E-mail: filipe.lima@ufu.br

Resumo

O trabalho teve o objetivo de identificar feições de relevo que evidenciem o controle lito-estrutural na bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus. A mesma localiza-se na mesorregião do Alto Paranaíba, no estado de Minas Gerais, estando inserida na zona interna da Faixa de Dobramentos Brasília. O procedimento metodológico contou com a extração de lineamentos de relevo por meio de fotointerpretação, a elaboração de um mapeamento hipsométrico e com trabalhos de campo. Entre as áreas reconhecidas e visitadas, foram selecionados quatro estudos de caso apresentados nesse trabalho. Observou-se que a lito-estrutura tem forte influência na gênese e evolução do relevo na área de estudo, onde três das feições encontradas refletem possíveis zonas de cisalhamento (Áreas I, II e III), enquanto uma área relaciona-se com processos superficiais de laterização (Área IV).

Palavras-chave: Lito-estrutura, evolução do relevo, feições geomorfológicas.

1. Introdução

As feições de relevo em domínios de orógenos antigos, como é o caso da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), são fortemente condicionadas pela interação das estruturas deformacionais com a natureza das rochas. Juntamente ao clima, estes fatores condicionam ao longo do tempo geológico, conjuntos de relevo com características próprias, que possuem relação direta das feições com a estrutura geológica subjacente (IBGE, 2009). A análise de feições estruturais, como formas de relevo, auxilia por vezes na interpretação dos condicionantes, muitas vezes tectônicos, que atuam na gênese e evolução da paisagem (PESSOTTI, 2018).

Os procedimentos de identificação e análise de lineamentos estruturais de relevo se mostram eficientes numa primeira etapa em estudos relacionados a feições de relevo e contextos lito-estruturais. Trabalhos como o de O'leary et al. (1976), Pupim (2010), Lima (2016) e Pessotti, (2018) exemplificam a importância dos mesmos para a análise de fenômenos de subsuperfície relacionados na evolução do relevo. A utilização de dados referentes a hipsometria, como sugerem os referidos autores, também se evidencia como uma parte importante aos estudos relacionados a feições de relevo.

A complexidade estrutural e litológica da FDB em seu setor meridional é notável, como demonstram os trabalhos de Brod et al. (1991), Brod et al. (1992), Seer (1999), Valeriano et al. (2000) e Uhlein et al. (2012). Logo, esta alta complexidade lito-estrutural se reflete na variedade de feições geomorfológicas. É neste sentido que o presente trabalho teve por objetivo identificar feições de relevo que denotem o controle lito-estrutural em bacia hidrográfica posicionada na FDB, no caso a bacia do Ribeirão Matheus.

Para isso, adotaram-se procedimentos de fotointerpretação, de mapeamento hipsométrico e de trabalhos de campo. Como resultado, exemplificam-se para a bacia hidrográfica pesquisada, quatro áreas que ilustram o controle lito-estrutural nas feições de relevo. A área I posiciona-se na baixa bacia em contexto dos granada-muscovita xistos, pertencentes ao Grupo Araxá. As áreas II e III localizam-se na média bacia e são, respectivamente, caracterizadas pelo domínio de sericita xistos e quartzitos ferruginosos do Complexo Abadia dos Dourados (CABD) e por uma estreita faixa correspondente a filitos carbonosos, pertencentes ao mesmo complexo. Por fim, a Área IV posiciona-se na alta bacia com domínio de granada-muscovita xistos do Grupo Araxá, além de pontuais ocorrências de coberturas detríticas quaternárias.

2. Área de Estudo

A Bacia Hidrográfica do Ribeirão Matheus localiza-se no estado de Minas Gerais, na Mesorregião do Triângulo Mineiro/ Noroeste do Alto Paranaíba, no município de Abadia dos Dourados, possuindo área equivalente a 78 Km² (Figura 1a). Conforme mencionado (Figura 1b), insere-se na zona interna da FDB (FUCK et al., 1994). A Faixa de Dobramentos Brasília, denominação atribuída por Almeida (1977), se caracteriza como um cinturão neoproterozoico desenvolvido na borda oeste do Cráton do São Francisco, sendo um dos compartimentos pertencentes ao Orógeno Tocantins (HASUI et al. 2012). Pimentel (2016) pontua que esse cinturão possui gênese relacionada a Orogênese Brasiliana, resultado de eventos compressivos da colisão entre os paleocontinentes Amazonas, São Francisco – Congo e Paranapanema assim como pequenos blocos alóctones.

Brod et al. (1991,1992) em mapeamento geológico na região de Abadia dos Dourados (MG), definiram uma complexa estruturação, correspondente a blocos tectônicos separados por falhas inversas de baixo ângulo, estas possuindo direção geral N40W e vergência para NE. Os referidos autores identificaram na região anfibolitos com características químicas compatíveis a basaltos de cadeia meso-oceânica, associados à meta-tufos ácidos, meta-cherts ferruginosos, micaxistos e xistos carbonosos, e denominaram essa associação litológica como

Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados. Seer et al. (2007) definiram para a região uma estruturação composta por três lascas tectônicas, onde essa sequência vulcano-sedimentar se caracteriza como a lasca tectônica mais a leste. Essa complexa estruturação foi interpretada como terrenos ofiolíticos e arcos magmáticos desmembrados e intrudidos por granitóides sin a tardi-tectônicos (SEER e MORAES, 2013).

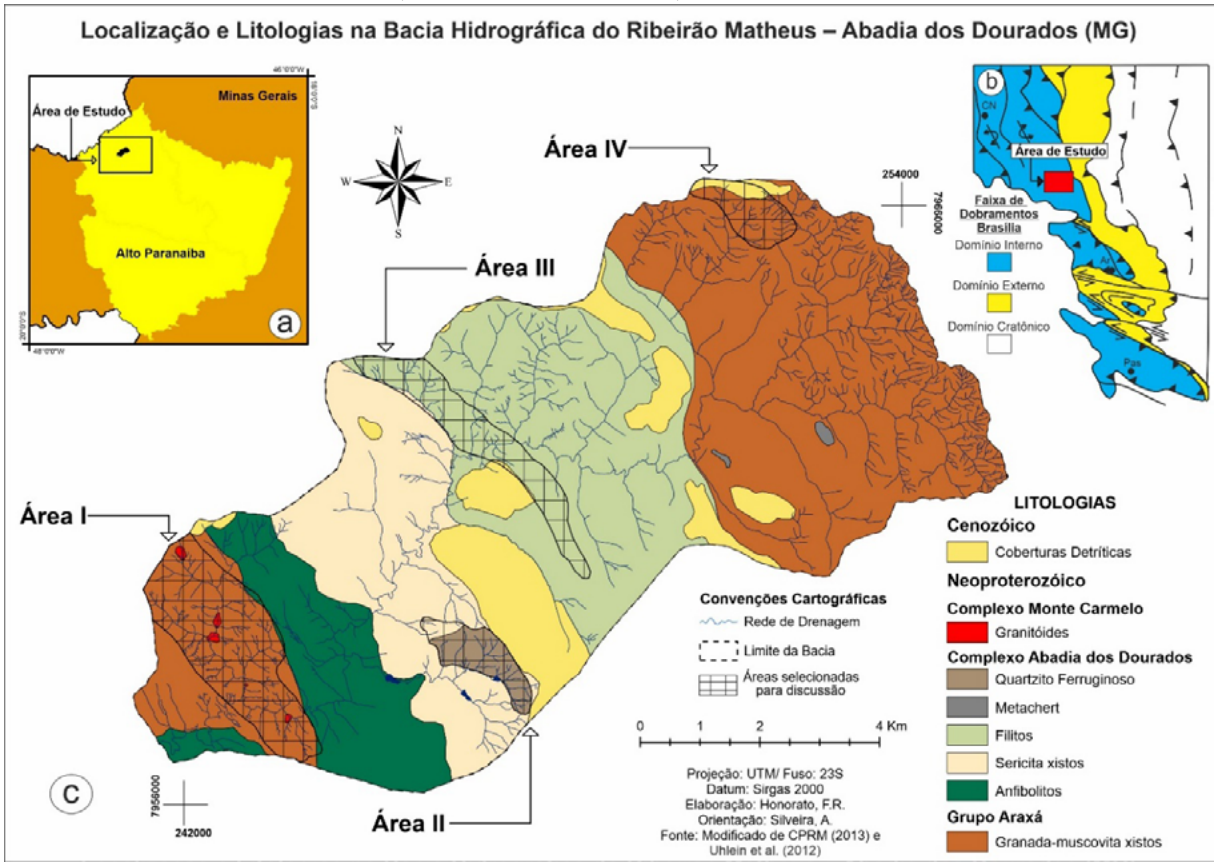


FIGURA 1: Localização geográfica **(1a);** contexto tectônico (CN: Caldas Novas; Ar: Araxá; Pas: Passos) **(1b);** e litologias da área de estudo **(1c)**.
Fonte: Modificado de CPRM (2013) e Uhlein et al. (2012)

Pinho et al. (2017) individualizaram o Grupo Araxá na região de Abadia dos Dourados, como constituído por granada-micaxistos com níveis de quartzito e turmalinito, tratando a sequência vulcano-sedimentar como Complexo Abadia dos Dourados, com a restrição de rochas vulcânicas ácidas (sericita xistos), filitos e anfibolitos.

Na bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus, os granada-muscovita xistos do Grupo Araxá afloram, nos setores de baixa e alta bacia, enquanto que os anfibolitos são concentrados majoritariamente no leito do Ribeirão Matheus, na baixa bacia (Figura 1c). Os sericita xistos estão presentes na média bacia, assim como os filitos carbonosos, e as lentes de quartzito ferruginoso. Ocorrem ainda, de maneira mais pontual, coberturas detríticas superficiais quaternárias, assim como são desenvolvidos perfis lateríticos nas porções mais elevadas.

Brod et al. (1991), Menezes et al. (1993) e Pinho et al. (2017) descreveram zonas de cisalhamento na região de Abadia dos Dourados. No que a vale a um maior detalhamento apenas a zona de cisalhamento desenvolvida nos filitos carbonosos foi melhor estudada, possuindo segundo Brod et al. (1991) largura aflorante de 500 a 3000 metros, com componente direcional dextral. Os mesmos autores pontuam que tais rochas atuaram como um plano preferencial de ruptura durante o evento de empurrões, relacionado a estruturação geral da região de Abadia dos Dourados.

Do ponto de vista geomorfológico, a área foi caracterizada como Planaltos Dissecados da Faixa de Dobramentos Brasília por Ferreira (2005), onde segundo a autora o padrão de relevo predominante é o denudacional convexo. Em trabalhos mais localizados, específicos para a bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus, Honorato et al. (2019); Honorato e Silveira (2019a) e Honorato e Silveira (2019b), identificaram, através de mapeamentos morfométricos, que os padrões de dissecação na área são relacionados diretamente a lito-estrutura, onde os granada-muscovita xistos do Grupo Araxá se mostram como as rochas mais suscetíveis ao desenvolvimento de processos morfogenéticos, em razão de uma maior fragilidade a processos erosivos por parte da rocha, assim como pela relação da mesma com a deformação e contexto estrutural da região. Por outro lado, nas áreas dos anfibolitos notaram menor dissecação, em função principalmente da alta resistência desse litotipo quanto aos processos intempéricos. Os sericita xistos e filitos apresentaram condições intermediarias quanto ao grau de dissecação.

Motta et al. (2004) em levantamento pedológico do Alto Paranaíba, identificaram para a área dois principais domínios de solos. No primeiro, encontram-se Argissolos Vermelho Distrófico em relevos suave ondulado e ondulado, correlacionados na área de estudo aos anfibolitos, sericita xistos e coberturas superficiais. Para o segundo domínio, registram-se os Cambissolos Háplico Tb Distrófico, presentes em relevos ondulados a fortemente ondulados, sendo associados na bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus aos filitos do CABD e aos granada-muscovita xistos do Grupo Araxá. São localizados ainda Neossolos Litólico e Plintossolos Pétrico nas áreas mais dissecadas do relevo, como é o caso da alta bacia.

3. Metodologia

Quanto aos procedimentos metodológicos, o presente trabalho contou com três etapas sequenciais, a saber: pré-campo (fotointerpretação e mapeamento), trabalhos de campo e pós-campo.

Na etapa pré-campo foi realizada a fotointerpretação de ortomosaicos, folhas SE.23-Y-A-II-3-SO e SE.23-Y-A-II-SE, disponibilizados pelo IBGE (2005), em escala de 1: 25.000. Por meio do software ArcGis 10.5, foram extraídos dados referentes aos lineamentos de relevo na área de estudo.

Os lineamentos de relevo, também conhecidos como lineamentos estruturais (Pupim, 2010; Lima, 2016; Pessotti, 2018), são feições mapeáveis, que podem representar planos de descontinuidades, como falhas, zonas de cisalhamento e foliações bem marcadas, sendo contínuos ou descontínuos, presentes na superfície terrestre, onde suas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo, o que faz com que os mesmos se distingam das feições de relevo adjacentes, refletindo fenômenos de subsuperfície, sendo interpretados como descontinuidades da crosta terrestre (O'LEARY et al., 1976). Esta etapa se consolida como uma primeira análise pré-campo, pautada na identificação de distintos padrões de relevo frente ao contexto geomorfológico da bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus.

Ainda na etapa pré-campo, com base na carta topográfica Abadia dos Dourados, folha SE.23-Y-A-II-3, em escala de 1: 50.000, disponibilizada pelo IBGE (2006), foram extraídas as curvas de nível, que posteriormente foram transformadas em um modelo digital TIN (*Triangulated Irregular Network*), por meio do software ArcGis 10.5. O modelo TIN tem por função a representação da superfície, no caso a elevação, por meio de uma rampa de cores gerando classes hipsométricas. As mesmas foram utilizadas com a finalidade de auxiliar na identificação de compartimentos de relevo diferenciados quanto a presença de morros alinhados e patamares elevados, que se diferenciam das áreas adjacentes, dominadas por

colinas amplas e médias.

Após esses procedimentos de fotointerpretação e mapeamento hipsométrico, foram realizadas investidas em campo nas áreas previamente identificadas como anômalas, com o intuito de analisar as feições encontradas. Em campo, foram coletadas e descritas amostras dos principais litotipos encontrados, assim como averiguado os padrões estruturais inicialmente analisados.

Em uma etapa pós-campo, os dados obtidos durante as fases anteriores foram compilados e comparados a outras informações presentes na literatura geológica e geomorfológica para a região de estudo. Por fim, entre as áreas selecionadas com feições de relevo que denotaram o controle lito-estrutural na bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus, foram eleitas as quatro áreas representativas tratadas na sequência do texto.

4. Resultados e Discussões

Conforme mencionado, foram selecionadas quatro áreas de maior interesse na bacia hidrográfica do Ribeirão Matheus, que podem ser localizadas na Figura 1c.

A Área I, compreende cerca de 5 Km^2 no setor de baixa bacia da área de estudo. A mesma está inserida majoritariamente sobre os granada-muscovita xistos, pertencentes ao Grupo Araxá. Do ponto de vista geomorfológico, é observado um relevo bem dissecado, com vertentes declivosas. Os lineamentos de relevo (Figura 2a) apresentam-se de maneira ordenada, dispostos em um *trend* NW-SE. Quanto à hipsometria (Figura 2b), não são registradas classes elevadas, destacando-se o intervalo de 750 – 800 m, que se relaciona aos lineamentos de relevo. Em trabalhos de campo, foi possível a observação dessas feições, que se configuram em morros alinhados com topos aguçados, como ilustra a Figura 2c e 2d.

Nesta área, a análise dos litotipos se mostrou bastante eficaz para a interpretação e comportamento do relevo. São aflorantes granada-muscovita xistos, que apresentam sinais de intensa deformação, como a presença de estiramento mineral e intensa crenulação. A foliação principal possui direção preferencial N30W/35SW, sendo que por vezes se apresenta com altos ângulos de mergulho, se aproximando da verticalização nos setores correspondentes aos lineamentos de relevo, a mesma é afetada ainda por dobras de pequeno a médio porte, sendo ambas as estruturas seccionadas por inúmeros fraturamentos.

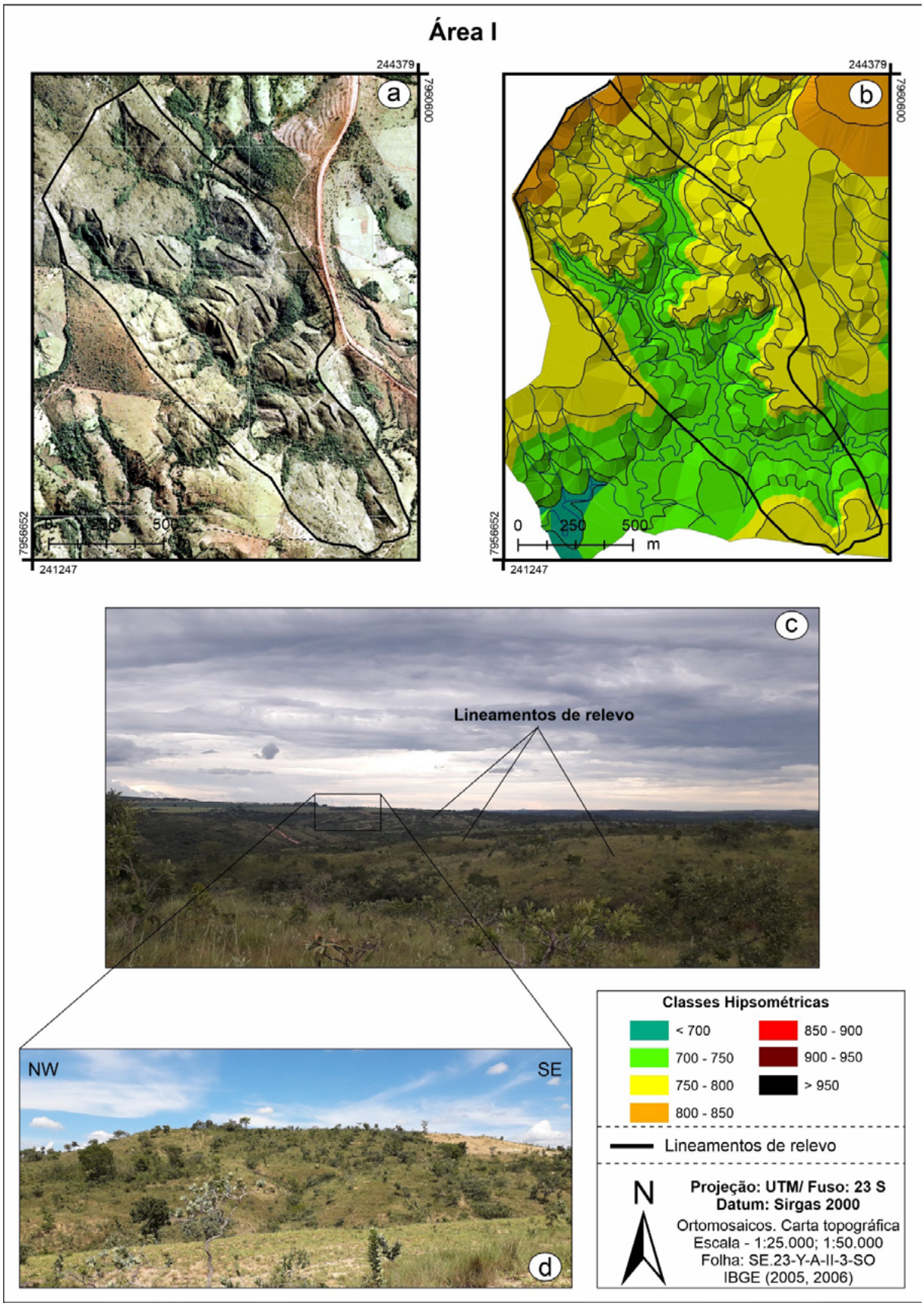


FIGURA 2: a) Lineamentos de relevo da Área I; **b)** Mapeamento hipsométrico; **c)** Registro em campo do alinhamento do relevo; **d)** Detalhe da fotografia (c), Morro de topo aguçado alinhado direção NW-SE.

Associados a estas rochas foram ainda descritos inúmeros veios quartzosos que na maioria dos casos se apresentam cisalhados, estando estes encaixados principalmente nos planos de foliação. Granitóides também foram descritos na área, estes são presentes principalmente no fundo de vale dos canais, com afloramentos métricos a decamétricos alinhados, assim como os lineamentos de relevo, em um *trend* NW-SE, apresentando também sinais de cisalhamento em todos os corpos, como a presença de estruturas S-C, e grãos estirados de quartzo e plagioclásio. Encontra-se ainda uma grande abundância de seixos de quartzo leitoso em toda a área.

A análise dos padrões de foliação juntamente a descrição dos litotipos, evidenciam uma interação dos padrões de relevo com as rochas e com a estrutura presente na Área I. Observa-se que os lineamentos de relevo, são correlacionados a altos ângulos de mergulho da foliação, assim como estes setores alinhados concentram os veios cisalhados e os granitóides com minerais estirados e estruturas S-C. Por meio destes fatores entende-se que os morros de topos aguçados presentes estão relacionados a uma possível zona de cisalhamento.

A Área II compreende cerca de 2 km^2 no setor de média bacia. Do ponto de vista geológico a área se localiza sobre sericita xistos e quartzitos ferruginosos do CABD. Quanto ao relevo, o mesmo se mostra bem dissecado, apresentando uma alta densidade de drenagem. Os lineamentos de relevo estão dispostos preferencialmente na direção NW-SE, apresentando morfologia suavemente curva (Figura 3a). As classes de hipsometria evidenciam valores superiores a 850 m (Figura 3b). Nesta área destaca-se a presença de pequenos morros com topos aguçados, sustentados por quartzitos ferruginosos e alinhados na direção NW-SE (Figura 3c), sendo facilmente identificados em campo.

Os quartzitos ferruginosos são característicos por apresentarem coloração cinza a avermelhado, possuem granulação fina, onde na maioria dos afloramentos é possível observar a presença de um bandamento composicional, que divide bandas mais claras e félsicas de bandas mais escuras e ferrosas. Tais rochas são ainda seccionadas por inúmeros fraturamentos, estes por vezes preenchidos principalmente por feldspatos. Foi observado que os quartzitos ferruginosos são localizados como lentes nos sericita xistos (Figura 3d). A alta resistência desse litotipo também é notada é campo.

Os sericita xistos são pertencentes a Unidade Vulcânica Ácida do CABD, sendo característicos pela coloração rosa amarelada, apresentam granulação fina, estando muitas vezes fortemente crenulados. A foliação principal é característica por mergulhos pouco acentuados para SW, com direção principal de N10W/30SW. Tais rochas apresentam por vezes dobramentos suaves que afetam a foliação principal. Pequenos pontos de coloração mais avermelhada presentes na matriz também foram identificados, estes relacionam-se a cristais de granada intemperizados.

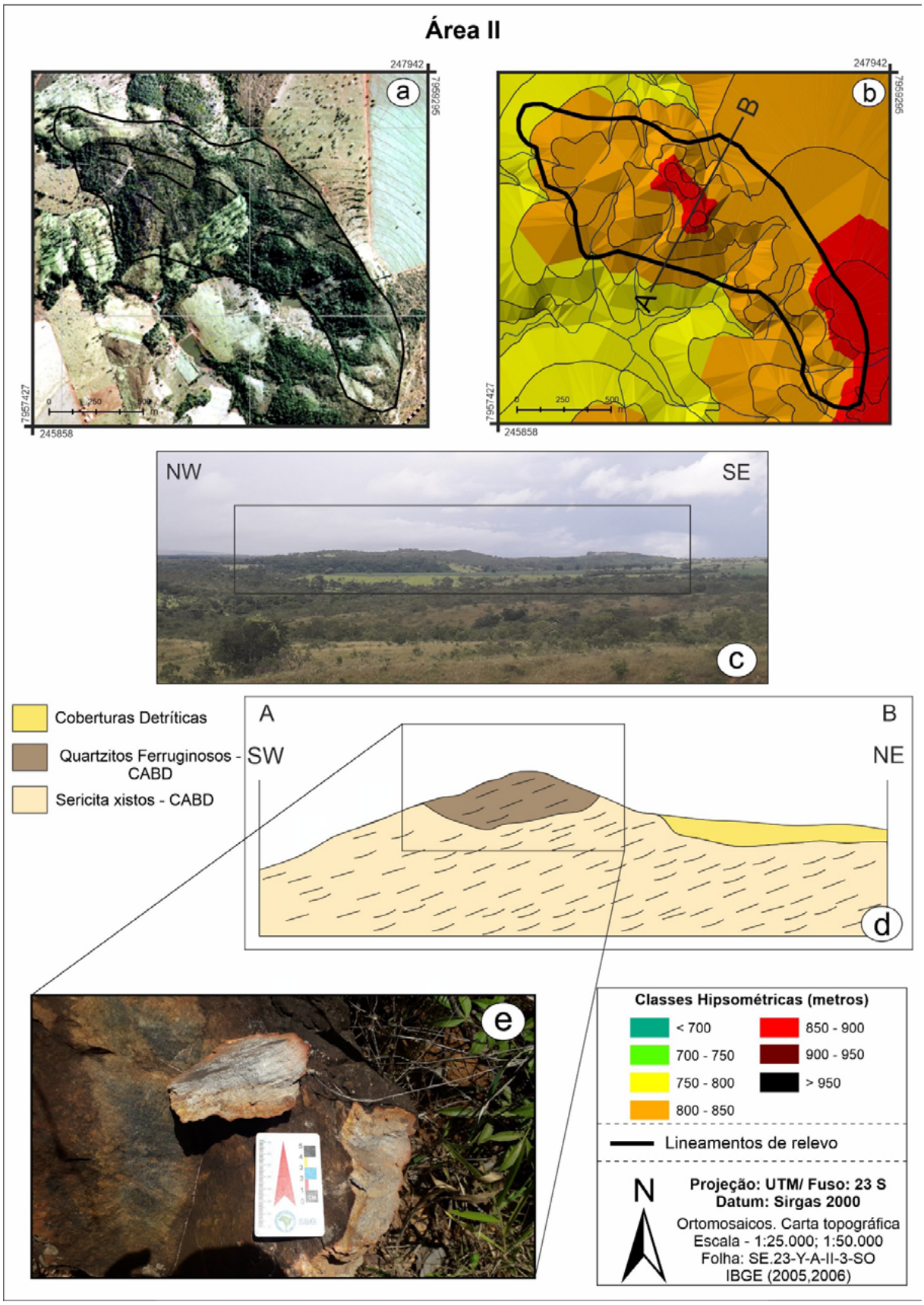


FIGURA 3: a) Lineamentos de relevo da Área II; **b)** Mapeamento hipsométrico; **c)** Vista panorâmica da feição de relevo da Área II; **d)** Seção geológica esquemática representando a configuração dos litotipos e a feição de relevo; **e)** Quartzito ferruginoso. (CABD: Complexo Abadia dos Dourados).

Observa-se para este setor, uma forte relação dos morros de topos aguçados com os lineamentos de relevo. Esta relação pode ser inferida a uma possível zona de cisalhamento, assim como a uma maior resistência deste litotipo a processos intempéricos, o que teria influenciado quanto a estruturação do relevo. As rochas mais xistosas apresentam maior suscetibilidade a erosão, logo são os primeiros setores a serem erodidos. Contrário a esta situação, os quartzitos ferruginosos, são mais resistentes a denudação e sustentam o relevo. Entende-se, portanto, que tais morros de topos aguçados na Área II estejam relacionados principalmente ao diferencial erosivo, onde os quartzitos ferruginosos (Figura 3e) se mostram mais resistentes do que os litotipos adjacentes, resultando em relevos residuais.

A Área III compreende cerca de 3 Km^2, sendo localizada na média bacia da área de estudo. As feições de morros aguçados estão alinhadas na direção NW-SE. Este conjunto de feições se desenvolvem em uma estreita faixa do CABD, sobre os filitos carbonosos. Os lineamentos de relevo identificados, se apresentam suavemente curvos, sendo frequentes em todo o setor de média bacia (Figura 4a). Destaca-se quanto a hipsometria, pequenos setores localizados no centro da Figura 4b, que registram altitudes mais elevadas, acima de 800 metros. Os três principais morros de topos aguçados da Área III podem ser visualizadas na Figura 4c, apresentando formatos alongados e extensos.

Conforme mencionado, a referida área se desenvolve sobre filitos carbonosos, que estão dispostos em uma estreita faixa com direção NW-SE, intercalados nos sericita filitos, que possuem maior expressão na área. Os mesmos se apresentam com cores acinzentadas a pretas, sendo na maioria das vezes homogêneos com granulação muito fina, onde a foliação principal possui alto ângulo de mergulho em toda sua extensão, com caimento para SW. Os filitos carbonosos se apresentam na maioria das vezes crenulados, sendo por vezes dobrados com veios quartzosos associados. São ainda seccionados por inúmeros fraturamentos, que por vezes causam brechação da rocha. Tal litotipo se apresenta por vezes como ultramilonitos de granulação muito fina, com veios de feldspato estirados, encontrados principalmente nos setores de morros aguçados.

Rochas com características quartzo ferruginosas, muito semelhantes aos quartzitos ferruginosos da Área II também foram descritas neste setor, sendo encontradas em pequenas lentes nos filitos carbonosos (Figura 4d), apresentando bandamento composicional e granulação fina, mostrando-se muito resistentes a denudação. Foi observado ainda que a foliação principal presente nos filitos, também pode ser reconhecida neste litotipo.

Foi observado em campo que tanto os filitos carbonosos com alto ângulo de mergulho da foliação principal, quanto os quartzitos ferruginosos, quando expostos, apresentam maior resistência se comparado aos filitos carbonosos do entorno, gerando feições de relevo residuais. Entende-se que os morros de topos aguçados identificados estão relacionados a uma zona de cisalhamento desenvolvida nos filitos carbonosos, já descrita inicialmente por Brod et al. (1991).

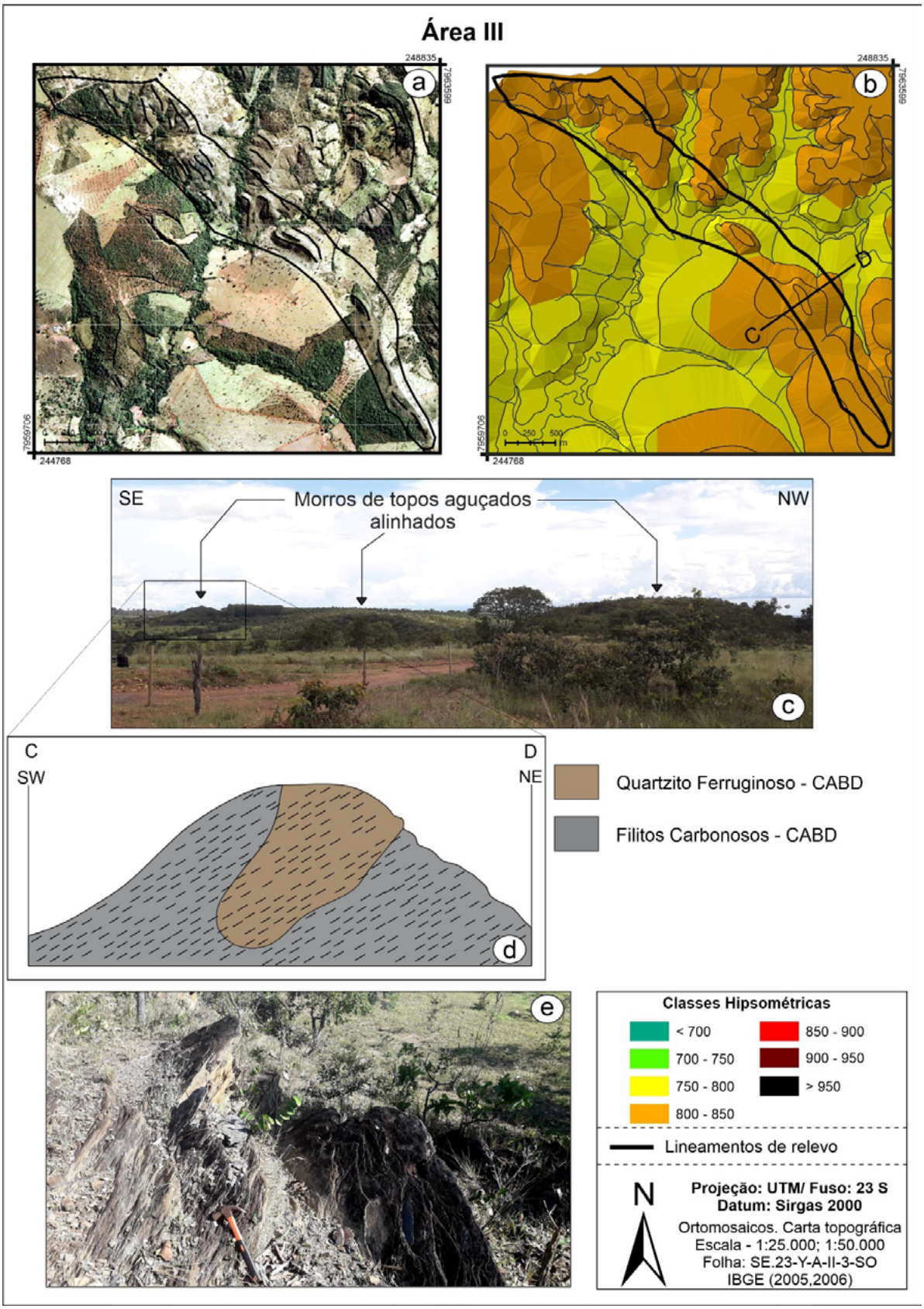


FIGURA 4: a) Lineamentos de relevo da Área III; **b)** Mapeamento hipsométrico; **c)** Vista panorâmica das principais feições de relevo da Área III, nota-se o alinhamento das mesmas na direção NW-SE; **d)** Seção geológica esquemática representando o mergulho acentuado para SW e a lente quartzo ferruginosa da crista mais a SE; **e)** Filitos carbonosos do Complexo Abadia dos Dourados apresentando mergulho acentuado. (CABD: Complexo Abadia dos Dourados)

Quando a estruturação dos mesmos, devem-se, tanto ao alto ângulo de mergulho das rochas presentes (Figura 4e), quanto a intercalação de rochas mais quartzosas, fatores que geram diferentes características quanto ao potencial erosivo. Logo, as características estruturais e litológicas fazem com que tais morros sejam preservados, destacando-se topograficamente neste setor da bacia do Ribeirão Matheus.

A Área IV apresenta cerca de 1 km², sendo localizada totalmente na alta bacia do Ribeirão Matheus. Quanto a litologia, são presentes granada-muscovita xistos do Grupo Araxá, e setores relacionados às coberturas detríticas quaternárias. Não foram identificados lineamentos de relevo para este setor e, em consequência disto, procurou-se a identificação de outros dados geomorfológicos, que auxiliassem na interpretação e análise das feições.

Para este caso, foram localizadas duas rupturas topográficas, vistas na Figura 5a. Quanto a hipsometria, a área apresenta os maiores valores de altitude para a bacia do Ribeirão Matheus, registrando cotas acima de 950 metros (Figura 5b). Logo, a principal feição de relevo, topo tabular com bordas dissecadas, presente está sustentada por um perfil laterítico.

A Figura 5c ilustra a disposição dos perfis lateríticos, que ocorrem principalmente em cotas acima de 950 m, tendo como embasamento os granada-muscovita xistos. A espessura deste perfil concrecionário é variável, com registro em campo de medidas superiores a quatro metros de altura (Figura 5d). Estas coberturas se apresentam com colorações que evidenciam um alto grau de oxidação (Figura 5e). Quanto a composição, nota-se que a maioria dos fragmentos são derivados de rochas mais quartzosas, predominantemente angulosos, entretanto, fragmentos arredondados também são comuns no perfil.

Os granada-muscovita xistos presentes na Área IV, a uma primeira análise, possuem características litológicas muito semelhantes aos encontrados na Área I, entretanto foi observado que estes se apresentam menos deformados e na maioria dos afloramentos estão mais intemperizados. A ausência de lineamentos estruturais e estruturas deformacionais indicativas de zonas de cisalhamento, é um fator importante quanto as condições de formação do setor, visto que podem ter relação direta com o desenvolvimento do perfil laterítico. Além disso, condições paleoclimáticas certamente colaboraram para o desenvolvimento dessa cobertura superficial.

Logo, esse perfil laterítico superficial apresenta-se mais resistente em relação aos granada-muscovita xistos do Grupo Araxá, onde as rochas mais xistosas são mais suscetíveis quanto aos processos erosivos. No contexto geológico/geomorfológico, tanto as cotas altimétricas elevadas, quanto a ausência de uma zona de cisalhamento, o que consequentemente caracteriza uma menor deformação das rochas presentes, propiciam condições para o desenvolvimento dos perfis lateríticos, os quais barram o avanço da erosão regressiva predominante nos granada-muscovita xistos, refletindo em vertentes bem dissecadas com topos mais aplainados, como é evidenciado pelas rupturas abruptas de relevo.

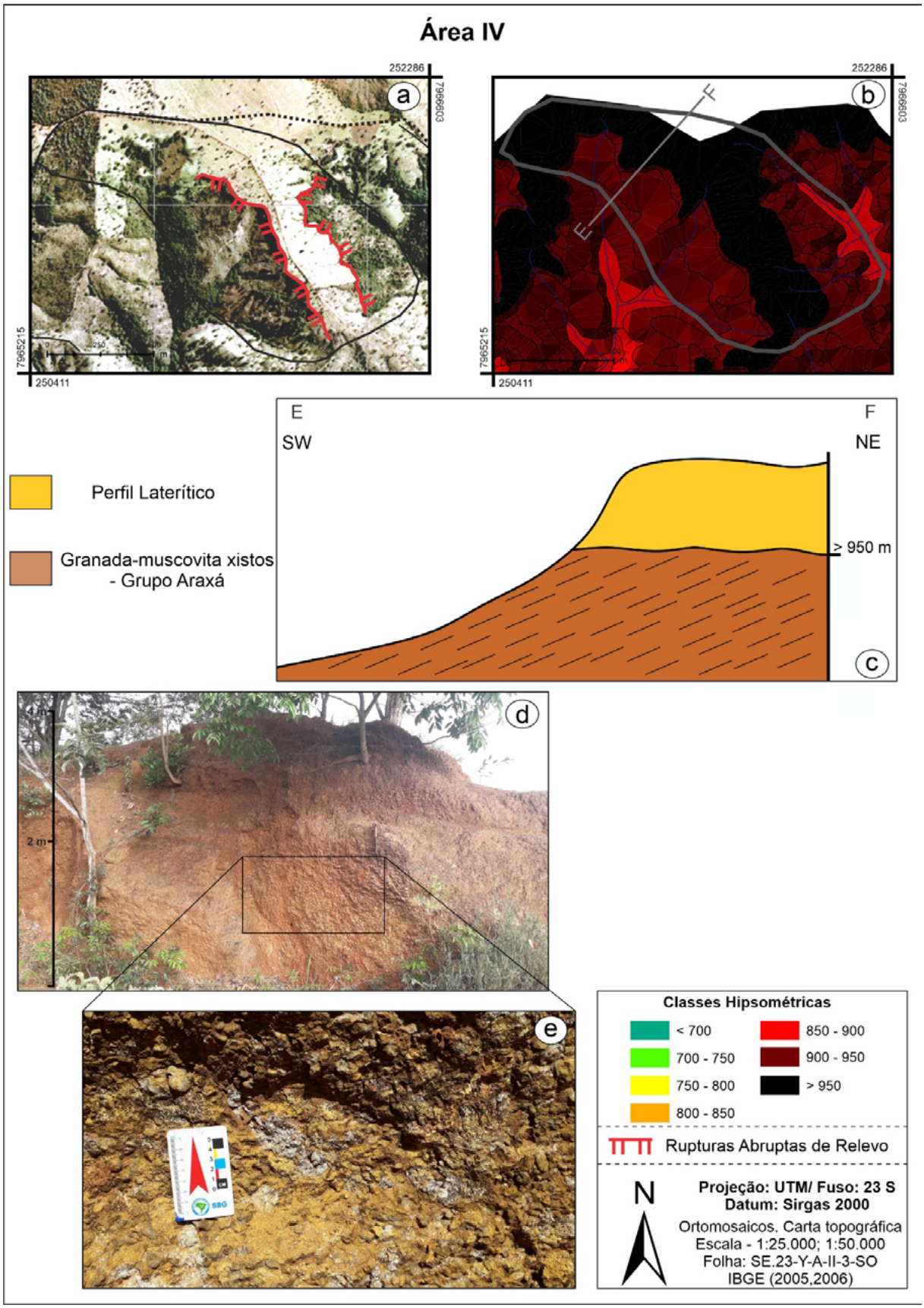


FIGURA 5: a) Rupturas topográficas abruptas da Área IV; **b)** Mapeamento hipsométrico; **c)** Seção geológica esquemática representando a relação dos perfis lateríticos com o embasamento e a feição de relevo; **d)** Perfil laterítico na alta bacia; **e)** Detalhe da fotografia "d", destaque os fragmentos angulosos no perfil.

5. Considerações Finais

Observa-se que as feições de relevo destacadas no trabalho estão condicionadas aos fatores lito-estruturais. Nas Áreas I, II e III, as feições derivam de três possíveis zonas de cisalhamento, que apesar de próximas, se mostram distintas quanto a estruturação e litotipos presentes. Entende-se que o alto ângulo de mergulho apresentado por estas rochas é um dos principais fatores que culminam para a estruturação do relevo na Área I e III. A Área II é destacada principalmente pelo contraste de resistência dos litotipos quanto aos processos erosivos. A área IV, deriva de um contexto de perfil laterítico que sustenta a escarpa frente à erosão regressiva.

Por meio dos resultados obtidos, corrobora-se a complexa estruturação da região de Abadia dos Dourados, onde os processos de subsuperfície denotam controle na gênese e evolução do relevo. A interação dos lineamentos de relevo com os dados hipsométricos culminaram em uma boa base de identificação pré-campo. Os trabalhos de campo foram essenciais, como a análise dos litotipos, padrões estruturais e reconhecimento das feições de relevo. Entende-se que região de estudo ainda carece de trabalhos mais aprofundados, principalmente quanto a gênese e comportamento tectônico dos litotipos do Complexo Abadia dos Dourados.

Agradecimentos

Os autores agradecem a bolsa PIBIC CNPq/UFU (Edital nº 02/2019) pelo apoio financeiro que permitiu a realização da presente pesquisa.

Referências

ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.7, n.4, p. 349-364. [s.m.]. 1977.

BROD J.A., LEONARDOS O.H., MENESES P.R., ALBURQUERQUE M.A.C., ALMEIDA R., ARAÚJO R.N.G., BLANCO S. B., CARDOSO F.B.F., CARVALHO JUNIOR O.A., JUNQUEIRA F.F., RIEHL JUNIOR W., SOUZA J.C.F., TALLARICO F.H.T., THOMSEM F.P.R., BERBET M.L.C., CERQUEIRA M.R.S., CHAGAS M.A., DIAS R.R., LIMA C.V., NAKAMURA E.T., PORTO S.G., ROMÃO P.A., SANTOS P.C.V. 1991. **Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba**. In: 3° Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá, Anais, p.155-168.

BROD, J.A., LEONARDOS, O.H., MESESES, P.R., ALBUQUERQUE, M.A.C., ALMEIDA, R., BLANCO, S.B., CARDOSO, F.B.F., ROMÃO, P.A., TALLARICO, F.H.B., THOMSEN, F.P.R. 1992. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada dos Perdizes, Triangulo Mineiro – MG. **Rev. Esc. Minas**, Ouro Preto, 45(1,2): 164 – 166.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Projeto Vazante - Paracatu. Folha Coromandel SE.23-Y-AII**. Belo Horizonte: CPRM, CODEMIG, GOVERNO DE MINAS, UFMG e CPMT, 2013. Escala: 1:100.000.

FERREIRA, I. L. **Estudos geomorfológicos em áreas amostrais da bacia do Rio Araguari – MG. Uma abordagem da cartografia geomorfológica**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geografia e Gestão do Território) – Instituto de Geografia – Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos – LAGES. Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2005.

FUCK, R., PIMENTEL, M., D'EL-REY SILVA, L. J. 1994. **Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins**. In XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG. Boletim Resumos Expandidos SBG. 1. 215-217.

HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R. (Org.), ALMEIDA, F. F. M. (Org.), BARTORELLI, A. (Org.). 2012. **Geologia do Brasil**. 1. ed. São Paulo: Editora Beca, 2012. v. 1. 900p.

HONORATO, F. R., SILVEIRA, A. **A Dissecação Vertical na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Matheus, Abadia Dos Dourados (MG): Subsídio a Identificação de Processos Morfogenéticos e de Controles Lito-Estruturais.** In: III Simpósio da Pós-Graduação em Qualidade Ambiental e IV Simpósio da Graduação em Engenharia Ambiental, 2019, Uberlândia. Anais do Simpósio Ambiental, 2019. v. 1.

HONORATO, F. R., SILVEIRA, A. **Declividade, Fator de Assimetria e Características Litológicas na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Matheus (MG).** In: Simpósio de Ciências Agrárias e Ambientais, 2019, Monte Carmelo. Anais do Simpósio de Ciências Agrárias e Ambientais, 2019. v. 1.

HONORATO, F. R., SILVEIRA, A., SILVA, B. F. **Análise da Dissecação Horizontal na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Matheus - Abadia dos Dourados (MG): Contribuição à Investigação dos Processos Morfogenéticos.** In: III SIMPÓSIO IBERO-AFRO-AMERICANO DE RISCOS - Riscos e Sociedade: da apropriação do espaço à criação de territórios em risco, 2019, Uberlândia. Anais do III Simpósio Ibero-Afro-Americano de Riscos, 2019. v. 1.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA - IBGE. **Folha topográfica de Abadia dos Dourados**. Rio de1 Janeiro: IBGE, 2006. Escala: 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA - IBGE. 2009. **Manual técnico de Geomorfologia**. – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA - IBGE. **Ortomosaicos**. Rio de Janeiro: IBGE, 2005. Escala: 1:25.000.

LIMA, M. M. De. **Estudo do Meio Físico e Caracterização da Região de Pirasssununga/ SP**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP). Rio Claro, 2016. 123p.

MENESES, P.R., SILVA, F.H.F., PARADELLA, W.R., FERREIRA JUNIOR, L.G. **O comportamento espectral e radiométrico dos filitos carbonosos portadores de mineralizações auríferas na faixa Brasília**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 7, 1993, Curitiba. Anais... [s.l.]: [s.n], 1993. p.266-274.

MOTTA, P. E. F., BARUQUI, A. M., SANTOS, H. G. dos. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da região do Alto Paranaíba, Minas Gerais**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004.

O'LEARY, D. W., FRIEDMAN, J. D., POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for olds terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, n. 10, p.1463-1469, 1976.

PESSOTI, P.R.R. **Evolução da Paisagem do Centro-Leste Paulista - Região de Araras**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP). Rio Claro, 2018. 77p.

PINHO, J. M. M., FÉBOLI, W. L., TULLER, M. P., BRITO, D. C., RIBEIRO, J. H., BAPTISTA, M. C., SILVA, R. N. **Geologia e recursos minerais das folhas: Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas**. Belo Horizonte: CPRM, 2017. Escala 1:100.000.

PIMENTEL, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**. 46 (1), 67–82.

PUPIM, F. N. **Aspectos Fisiográficos do Município de Rio Claro-SP**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP). Rio Claro, 2010. 121p.

SEER, H.J. **Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais**.1999. Tese (Doutorado em Geociências) - IGC, Universidade de Brasília, Brasília, 1999. 267p.

SEER, H. J., MORAES, L.C. 2013. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, **Brazilian Journal of Geology**, 43(2): 333-354.

SEER H.J., MORAES L.C., CARNEIRO A.C. 2007. **Geologia e deformação do Grupo Araxá na região de Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados, Minas Gerais**. In: SBG, Simpósio de Geologia, Sudeste, 10:37

VALERIANO, C. M., SIMÕES, L. S. A., TEIXEIRA, W. & HEILBRON, M. 2000. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K– Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasíliano orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, 30, 195–199.

UHLEIN, A., FONSECA, M. A., SEER, H. J., DARDENNE, M. A Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.

GEOMORFOGÊNESE E ESTRUTURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DOS RELEVOS ESCALONADOS DO SUDESTE BRASILEIRO: ENFOQUES NA EVOLUÇÃO DE ESCARPAS CRISTALINAS

Roberto Marques Neto
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG). CEP – 36036-900
E-mail: roberto.marques@ufjf.edu.br
Felipe Pacheco da Silva
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Avenida Athos da Silveira Ramos, 274 – Cidade Universitária – Ilha do Fundão, Rio de Janeiro (RJ). CEP – 21941-916
E-mail: feliipe.p@hotmail.com
Juliana Alves Moreira
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG). CEP – 36036-900
E-mail: julianaalvesmoreira22@gmail.com
Juliana Costa Baptista Barreto
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG). CEP – 36036-900

E-mail: julianacbbarreto@gmail.com
Matheus da Silva Frauches
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG).
CEP – 36036-900
E-mail: matheus.frauches@hotmail.com
Tainá Goulart Franchini
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua José Lourenço Kelmer, s\n, bairro São Pedro, Juiz de Fora (MG).
CEP – 36036-900
E-mail: tainagoular@yahoo.com.br

Resumo

Os compartimentos planálticos do sudeste brasileiro são marcados por escalonamentos topográficos e pela presença de grandes escarpamentos em retração, porém sustentados por reativações e soerguimentos epirogenéticos de influência tectônica. O presente artigo tem por objetivo discutir aspectos concernentes à evolução dos aludidos sistemas montanhosos a luz de modelos paleotopográficos associados a procedimentos de análise estrutural e geocronológica. Para tanto, as aplicações foram verticalizadas em três compartimentos montanhosos que ocupam diferentes posições no contexto da margem rifte sudeste, um deles concernente a Serra do Mar (Serra dos Órgãos, RJ) e os outros dois a compartimentos específicos da Serra da Mantiqueira (Serra do Relógio e Serra do Ibitipoca, MG). Os resultados apontaram para dinâmica retrativa das escarpas, bem marcada na migração dos knickspoints mostradas nos paleomodelos, bem como pelas capturas fluviais remodelando os interflúvios no neoquaternário. Apesar dos processos erosivos diferenciais controlados por diferentes níveis de base, as evidências também apontaram para forte influência tectônica sustentando as elevações montanhosas na fachada atlântica do Brasil Sudeste.

Palavras-chave: Grandes escarpamentos; paleotopografia; controle tectônico.

1. Introdução

Os terrenos cristalinos do sudeste brasileiro conformam sistemas geomorfológicos caracterizados por escalonamento regional bem marcado, controlado por diferentes níveis de base que encerram organizações distintas em termos morfogenéticos e de processos de superfície. Do nível de base definido no Oceano Atlântico até os interflúvios mais recuados das bacias que demandam em direção ao nível oceânico, avulta um relevo escalonado marcado por altas cristas em *horsts* contínuos, morrarias estruturais, depressões erosivas interplanálticas, depressões tectônicas (grábens), e outros fatos geomórficos talhados em estruturas antigas e em grande medida influenciados por esforços neotectônicos.

A tectônica distensiva que engendrou a separação da paleoplaca Afro-brasileira a partir do Mesozoico remobilizou as estruturas proterozoicas herdadas da orogênese brasiliano-pan-africana mediante esforços epirogenéticos que definiram os níveis planálticos da fachada atlântica, a incluir a tectônica tafrogênica responsável pela geração da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar, além da depressão tectônica do rio Paraíba do Sul. Tal evento geodinâmico é bastante conhecido, e tem sido definido mediante diferentes terminologias, como reativação wealdeniana (ALMEIDA, 1964), evento sul-atlântico (SCHOBBENHAUS et al., 1984) e rifte continental do sudeste brasileiro (RICCOMINI, 1989), termo adotado na presente exposição. Com a franca abertura do Oceano Atlântico, tomou curso a evolução das bacias hidrográficas que drenam em direção ao Atlântico, e que no contexto do sistema rifte tem no rio Paraíba do Sul seu principal coletor regional, cujo nível de base encontra-se definido desde o Eoceno.

Embora o abatimento tectônico tenha imposto um nível de base ainda no Paleógeno, os níveis de base não tem sido estáveis na região por efeito dos esforços deformacionais neotectônicos (HASUI, 1990; SAADI et al., 2005), com evidências bem documentadas na região dos grandes escarpamentos do sudeste brasileiro (SANTOS, 1999; CHIESSI, 2004; ZALAN e OLIVEIRA, 2005; SILVA e MELLO, 2011; MARQUES NETO et al. 2019).

Conjumina-se, portanto, um forte imperativo erosivo definido pela proximidade com o Oceano Atlântico em parte diferencial devido aos contrastes litoestruturais, incrementado um controle morfotectônico responsável pela reativação de cabeceiras, re-hierarquização da drenagem, migração lateral de canais por basculamento de blocos, coluvionamento nas vertentes, entre outros processos. Entre os principais resultados desse emaranhado de controles cumpre elencar alguns a serem preferencialmente sublinhados: (1) a fachada atlântica cristalina do sudeste brasileiro é geomorfologicamente caracterizada por níveis planálticos escalonados definidos em sucessivos níveis de base regionais; (2) os referidos níveis de base não são propriamente estáveis, tendo sido submetido às influências da tectônica pós-miocênica; (3) as escarpas litorâneas e sublitorâneas têm seus processos de retração condicionados pelos níveis de base sucessivos delimitados em diferentes blocos tectono-estruturais, o que repercute em distintos comportamentos erosivos e configurações geomorfológicas; (4) a migração remontante dos *knickpoints* tende a ser mais evidente nos segmentos rochosos dos canais fluviais, o que tem repercutido na manutenção dos declives ao longo dos escarpamentos em recuo; (5) no transcurso da retração das escarpas e da morfogênese dos interflúvios, tem sido comum a interceptação de canais pela drenagem transversal que adentra remontantemente ao interior do continente, promovendo capturas fluviais de variadas grandezas (CHEREM et al. 2013; REZENDE, 2018; SALGADO et al. 2018; MARENT e VALADÃO, 2019), processo este que tem se mostrado copioso na geomorfogênese regional.

Com foco nas premissas acima elencadas, a presente comunicação discute a evolução e a estruturação geomorfológica em grandes escarpamentos da

margem passiva brasileira, colocando a lupa em três extensões escarpadas de expressão regional posicionadas em diferentes compartimentos de planalto e submetidas a níveis de base distintos, conformando especificidades geomorfológicas bastante representativas da geomorfogênese regional: Serra dos Órgãos, no contexto da Serra do Mar, Serra do Ibitipoca, no contexto da Serra da Mantiqueira, e Serra do Relógio, alinhamento NE-SW correspondente às estruturas festonadas da chamada Mantiqueira Setentrional (sensu GATTO et al. 1983), cortadas em epigenias profundas pelas drenagens transversais que remontam as depressões erosivas interplanálticas.

2. Materiais e métodos

A seleção dos compartimentos geomorfológicos cotejados no presente artigo levou em conta (1) o caráter homólogo da gênese dessas estruturas, (2) os diferentes aspectos evolutivos ligados a níveis de base regionais distintos, (3) a representatividade regional no contexto da margem rifte sudeste. Nesse sentido, as estruturas analisadas foram geradas durante as reativações vinculadas ao rifteamento plataformal, mas evoluíram em função de controles específicos: a Serra dos Órgãos (Serra do Mar) com referência direta no nível do mar, a serra do Ibitipoca (Serra da Mantiqueira), com nível de base referenciado pelo rio do Peixe (afluente direto do rio Preto), e a Serra do Relógio, que delimita dois patamares concernentes à depressão interplanáltica do rio Pomba.

Primeiramente, foi elaborado um banco de dados para cada área a partir de imagens Landsat e dados SRTM (*Suttle Radar Topography Mission*) para geração do relevo sombreado, disponíveis para download no site da USGS (*United States Geological Service*), bem como as bases planialtimétricas disponibilizadas pela Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Os produtos de sensoriamento remoto serviram de base para a geração de informações basilares de hidrografia, declividade e hipsometria, com seus respectivos documentos cartográficos processados em software ArcGIS condizentes com a escala de 1/50.000. As bases planialtimétricas, juntamente aos mapas base que foram gerados, serviram à compartimentação geomorfológica e à geração de mapas paleotopográficos para os três sistemas geomorfológicos estudados.

A extração dos lineamentos estruturais foi executada para subsidiar a interpretação da estruturação geomorfológica das áreas e suas diferenças. Os lineamentos do relevo e da drenagem foram interpretados com base no relevo sombreado gerado a partir SRTM. A interpretação levou em conta quatro ângulos de iluminação azimutal (45°, 90°, 315° e 360°), uma vez que cada uma dessas angulações realça de forma mais contundente algumas orientações de lineamentos em detrimento de outras, permitindo assim uma interpretação mais segura e abrangente. Os diagramas de roseta foram gerados em intervalos angulares de 10°, lançando-se mão do software Georient©.

O relevo atual foi discutido em relação ao quadro paleotopográfico obtido a partir da aplicação da técnica Sêppomen (MOTOKI et al. 2008), abordagem cartográfica que estima o paleorrelevo a partir do preenchimento de vales (LEVERINGTON e TELLER, 2003; COUTO *et al*., 2014; VARGAS, 2017). A metodologia consiste na divisão da área de estudo em células quadráticas sobrepostas às bases planialtimétricas na escala de 1/50.000, para a qual os mapas são gerados. Para cada célula é considerada a curva de nível mais elevada, o que implica na remoção das demais curvas e na consequente eliminação do efeito da dissecação fluvial, resultando assim em uma configuração geomorfológica anterior a abertura mais recente do vale pelo entalhe vertical dos canais. O mapa paleotopográfico é gerado por procedimentos de interpolação, aqui executados pelo protocolo IDW (*Inverse of Distance Weighted*) do ArcGIS. Para a presente proposta optou-se pelo mapeamento a partir de uma malha intermediária de 1 km

x 1 km, que presumivelmente indica uma temporalidade mais recente do relevo, enfaticamente neoquaternária, mas que revela a contento situações pregressas das altimetrias locais e regionais.

A interpretação da evolução das escarpas e dos interflúvios também foi subsidiada pela averiguação das capturas fluviais, apreendidas a partir dos indícios expressos na configuração da drenagem contida nas folhas topográficas na escala de 1/50.000, complementada pelo controle de campo. Os seguintes critérios foram considerados: (1) presença de curva anômala (*elbow of capture*) vinculada ou não a um deslocamento transcorrente; (2) ocorrência de vale cego (*wind gap*) visível nas bases planialtimétricas (logo, dependente da escala trabalhada) e\ou em campo; (3) mesma posição altimétrica ao longo da superfície onde ocorreu a captura, entre a bacia capturada e a bacia captora.

Para o contexto da Serra do Ibitipoca, a presença de terraços gerados pelo entalhe fluvial pós-captura ainda preservados possibilitou a datação do depósito por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), permitindo, por conseguinte, colocar em lume aspectos geocronológicos da morfogênese quaternária local e regional. O material coletado em campo seguiu os protocolos usuais (JACOBS e ROBERTS, 2007; SALLUN, 2007; ANDERSON e ANDERSON, 2010; BIERMAN e MONTGOMERY, 2014; SOUZA e PEREZ FILHO, 2018), retirando a massa sedimentar mediante a incisão de tubo de plástico de cor escura no depósito a 1,05 metros de profundidade, imediatamente vedado para evitar quaisquer contatos com a radiação solar. Em seguida, o material coletado foi enviado ao laboratório Datações, Comércio e Prestação de Serviços Ltda., onde foi realizado o ensaio de datação a partir do protocolo SAR (*Single Aliquot Regenerative Doses*) em quinze alíquotas.

3. Área de estudo

A região focada no presente estudo compreende a área influenciada pelo rifte continental do sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989). A estruturação geomorfológica na margem rifte sudeste é comandada por estruturas pré-cambrianas sucessivamente reativadas de orientação geral NNE-SSW, a dominante no sistema rifte continental. Tais estruturas interceptam diferentes compartimentos geomorfológicos evoluídos ao longo do Cenozoico e controlam níveis de base regionais dispostos em posições altimétricas distintas (figura 1). Indefectivelmente, tratam-se dos principais condicionantes estruturais nos escalonamentos vigentes na medida em que os principais alinhamentos correspondem aos grandes compartimentos geomorfológicos regionais, definidos nos *horsts* da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira e na depressão tectônica do rio Paraíba do Sul. Secundariamente, um controle tectônico tem favorecido o reafeiçoamento das escarpas e a geração de patamares escalonados e, por fim, um controle majoritariamente erosivo se relaciona à retração dos escarpamentos e consequente abertura de depressões interplanálticas na orientação E-W.

Os compartimentos geomorfológicos selecionados compreendem terrenos inseridos em diferentes bacias hidrográficas de importância regional. A bacia do rio Piabanha, totalmente adstrita ao estado do Rio de Janeiro, asila grande parte do reverso escalonado da Serra dos Órgãos, cujas vertentes voltadas para a Baixada Fluminense são dissecadas por canais de menor extensão. A Serra do Ibitipoca posiciona-se em um importante segmento interfluvial da bacia do rio do Peixe, afluente direto do rio Preto. Quanto à Serra do Relógio, fica destacada sua localização na parte central da bacia do rio Pomba, marcando os limites entre diferentes níveis altimétricos da depressão interplanáltica vinculada ao aludido canal fluvial. As três bacias hidrográficas mencionadas, direta ou indiretamente, imbricam no rio Paraíba do Sul, principal tronco coletor regional.

Variação altimétrica, orientação das vertentes, litologia e distância em relação ao Oceano Atlântico são fatores que definem diferenciações mesoclimáticas e na cobertura vegetal, dominando as florestas ombrófilas no âmbito da Serra do Mar (enfaticamente no ramo concernente à Serra dos Órgãos) e as florestas estacionais semideciduais nos degraus orográficos interiores, tal como ocorre na Serra do Relógio na forma de fragmentos remanescentes. A Serra do Ibitipoca, por seu turno, figura como uma estrutura mais elevada sustentada em quartzitos, ostentando assim florestas ombrófilas sobre xistos sotopostos em vertentes a barlavento mais elevadas, além de campos rupestres nos somitais quartzíticos, onde variam em diferentes arranjos florísticos e fitofisionômicos.

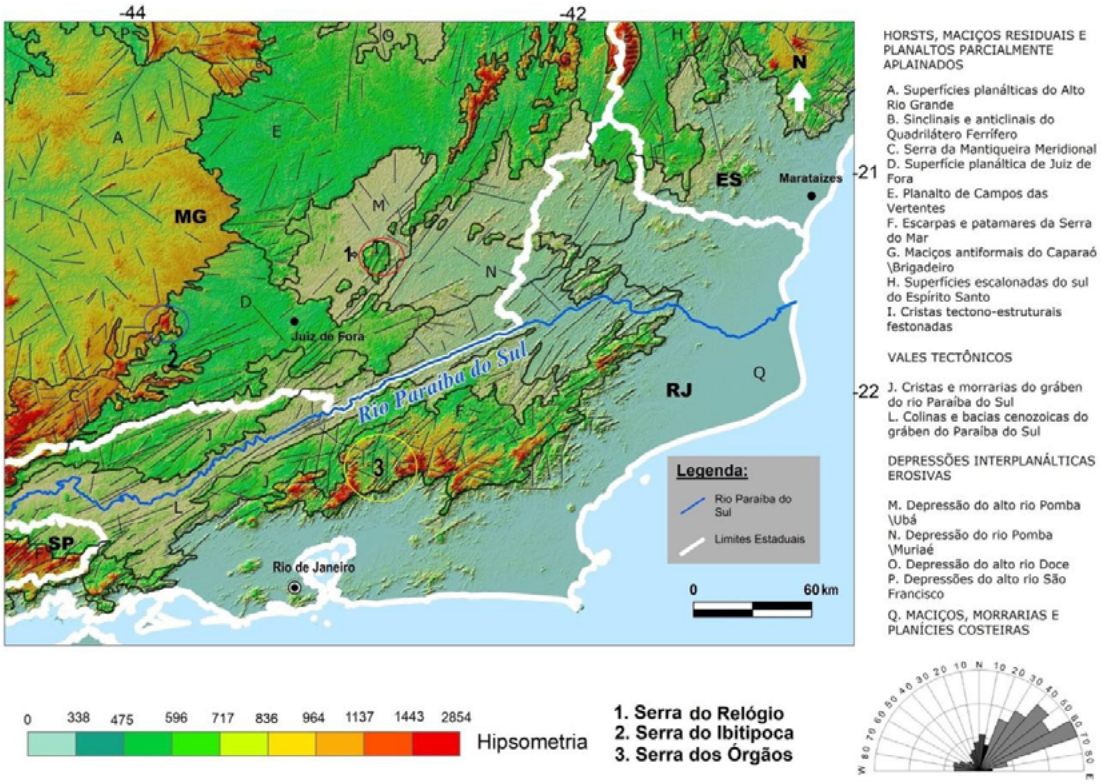


Figura 1. Estruturação e compartimentação geomorfológica regional.

4. Resultados

Os três compartimentos analisados de forma mais verticalizada replicam a tipicidade regional, conforme fica explícito na observação dos lineamentos estruturais extraídos para as áreas em apreço (figura 2), fundamentalmente aqueles concernentes ao relevo, apontando o forte controle das zonas de cisalhamento NE-SW na organização geomorfológica regional. A estruturação NW-SE, por sua vez, é explorada de forma mais recorrente pela drenagem de menor nível hierárquico que demanda os principais troncos coletores vinculados ao rifte, entre os quais o próprio rio Paraíba do Sul. Tais estruturas são dominantemente neotectônicas (SILVA e MELLO, 2011), e revelam a sobreposição de campos de tensão pós-miocênicos sobre as estruturas pré-cambrianas reativadas no Cretáceo-Paleoceno. Na Serra dos Órgãos e na Serra do Ibitipoca as formas de relevo assumem destacadamente a orientação N50E, e na Serra do Relógio N30E.

Também é explicitamente notório que a orientação da drenagem herdada do rifte, alinhada no sentido NE-SW em paralelismo aos grandes escarpamentos, diminui na direção do interior continental, sendo conspícua na Serra dos Órgãos e inexpressiva na região dos interflúvios limítrofes à bacia do rio Grande, onde os rios ficam confinados às falhas regionais até adentrarem a depressão interplanáltica do rio Pomba, quando a drenagem passa a correr em orientação transversa às estruturas geneticamente vinculadas ao rifte continental.

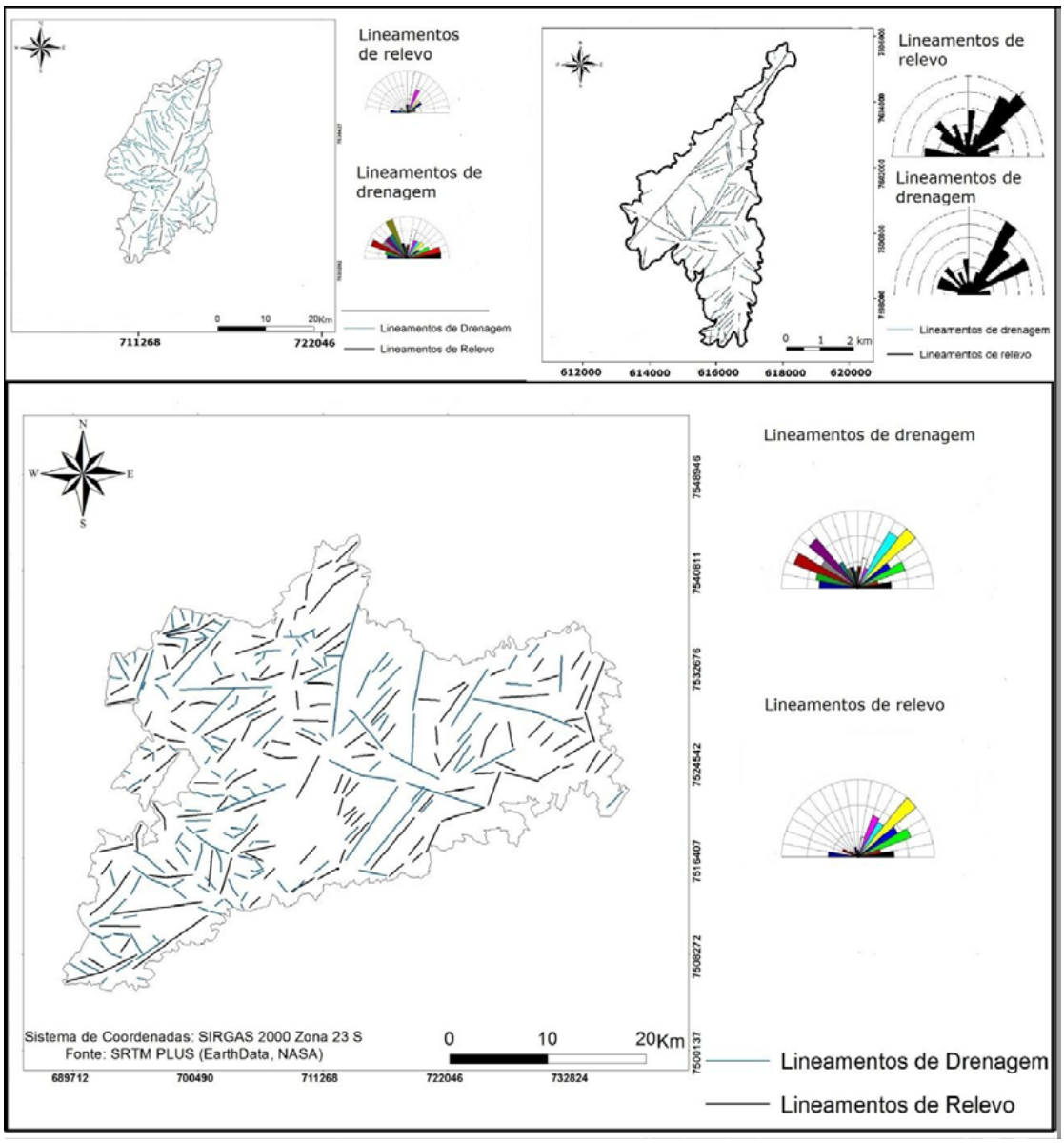


Figura 2. Lineamentos do relevo e da drenagem extraídos para (1) Serra do Relógio, (2) Serra do Ibitipoca e (3) Serra dos Órgãos.

As unidades apresentadas em maior detalhe figuram como três superfícies de gênese tectônica comum dada pelo soerguimento plataformal, posicionadas em diferentes setores do rifte continental e, por conseguinte, submetidas a diferentes níveis de base. A organização erosiva da Serra dos Órgãos é dada pelo nível de base geral do Oceano Atlântico, a da Serra do Relógio pelo segundo nível da depressão interplanáltica do rio Pomba, na faixa de 300 metros de altitude, e da Serra do Ibitipoca pelo rio do Peixe, que nas adjacências do bloco disseca o relevo na faixa de 700 metros. Essas

diferentes posições na paisagem denotam o escalonamento regional convergente ao vale do rio Paraíba do Sul, onde se dá a imbricação dos reversos escalonados da Serra do Mar e das escarpas da Mantiqueira.

Na parte central da área abrangida nesse estudo abre-se o principal front erosivo regional, que segundo Paixão et al. (2020) diminui de NE para SW, o que pode ser bem observado na figura 1, que assinala ainda a vaga remontante em sentido E-W festonando transversalmente os altos estruturais de orientação NNE-SSW, a incluir a Serra do Relógio.

A expansão SW da aludida entrada erosiva é obstaculizada pela soleira tectônica do rio Paraíba do Sul, posicionada no limite sudeste do gráben que o referido rio disseca no seu médio curso, bem como por *nicks* ao longo do rio do Peixe e outros afluentes. Ainda assim, o rio do Peixe apresenta pronunciada agressividade erosiva capaz de adentrar os interflúvios da Serra da Mantiqueira, formando amplos arcos retrativos em litologias gnáissico-graníticas que se diferenciam das morfologias das escarpas retilíneas nas serras quartzíticas, entre as quais a Serra do Ibitipoca figura como o bloco mais elevado. Malgrado a sustentação propiciada pelos resistentes quartzitos, a dissecação é bem ativa nas superfícies somitais, promovendo a captura de um canal pertencente à bacia do rio Grande, e que atualmente figura como o principal curso d'água a dissecar as cimeiras em questão. A transposição da imensa soleira favoreceu o entalhe vertical e a formação de terraços com horizontes orgânicos preservados, datados por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em 23.000 anos.

Além dos aspectos erosivos e estruturais, as evidências de controle morfotectônico também sobejam na região, sobretudo na Serra do Mar (RICCOMINI, 1989; GONTIJO, 1999; HARTWIG, 2006; NASCIMENTO et al. 2013) e na Serra da Mantiqueira (SAADI, 1991; SANTOS, 1999; MORALES, 2005; MARQUES NETO, 2017). A presença de facetamentos em diferentes superfícies, tanto em altas escarpas como em colinas estruturais de superfícies intermontanas, se associa a outras evidências, como *shutter ridges*, afloramentos em terraços e baixas vertentes, migração lateral de canais, estrangulamento de planícies fluviais, vales suspensos desarticulados dos níveis de base locais, desalinhamento de interflúvios, etc. As interpretações integradas aliadas às pesquisas pregressas sugerem que a estruturação atual do relevo e seu caráter escalonado se devem a uma imbricação de fatores tectônicos, litológicos e erosivos.

A morfogênese retrativa das escarpas e interflúvios, associada ao soerguimento tectônico e reativação de cabeceiras, têm partilhado da evolução cenozoica do relevo regional. As interpretações estruturais e geocronológicas têm sido associadas às abordagens pautadas na denudação geoquímica (REZENDE et al. 2013) para um entendimento mais abrangente da evolução morfológica regional. As reconstituições paleotopográficas, embora sejam técnicas cartográficas e não propriamente geocronológicas, podem auxiliar outras abordagens metodológicas na medida em que espacializam uma organização altimétrica e de dissecação pretéritas.

Processos neotectônicos incidem visivelmente na estruturação geomorfológica da Serra dos Órgãos, que ostenta evidências morfológicas de tais efeitos na forma de vales profundos e encaixados, soleiras e vales altimontanos, escarpas com facetas trapezoidais, etc. O mapa paleotopográfico gerado para a área (figura 3) denota a manutenção das altimetrias a despeito dos processos retrativos das escarpas, que tem apresentado uma assinalada conservação dos declives com a migração remontante dos *knickpoints*, com dominância de rios de leito rochoso no interior do aludido compartimento.

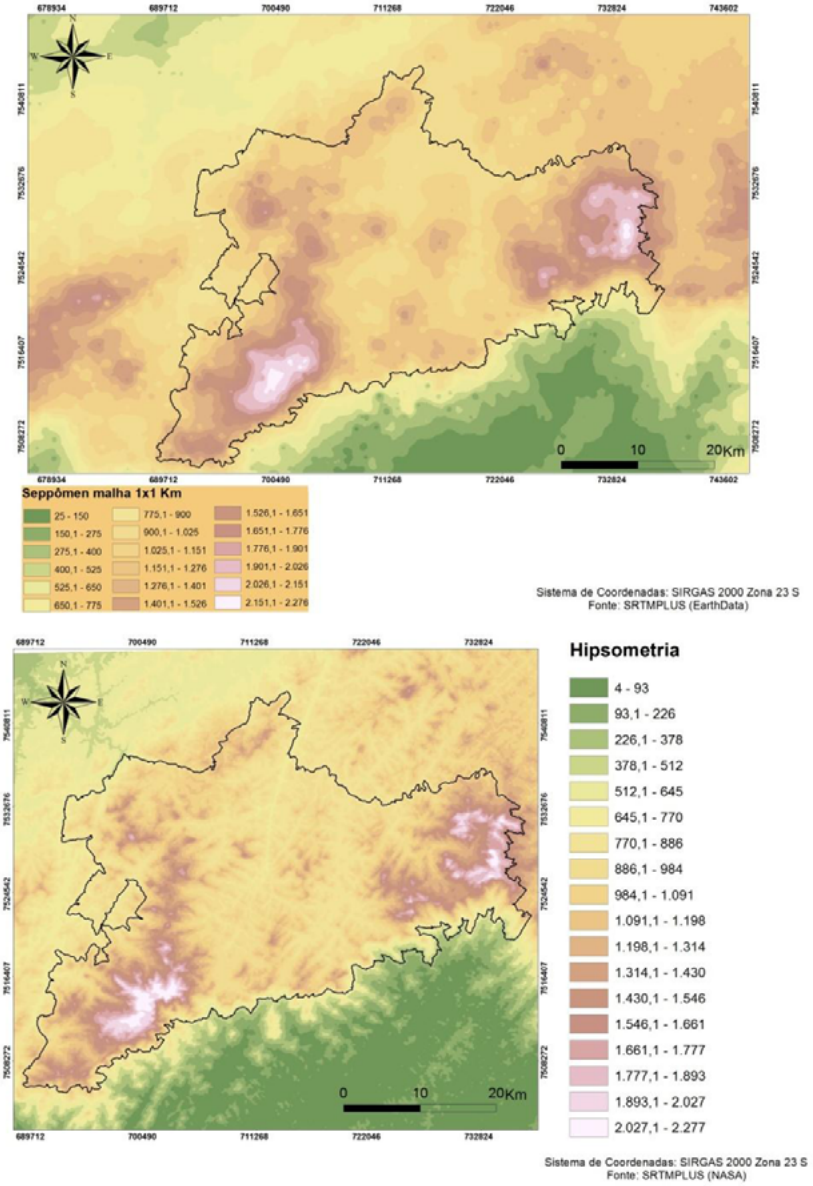


Figura 3. Reconstituição paleotopográfica da Serra dos Órgãos (RJ) comparada à altimetria atual.

Atualmente, os níveis altimétricos da Serra dos Órgãos excedem 2200 metros nos patamares culminantes, figurando como um dos compartimentos mais elevados de toda a Serra do Mar, mantendo vertiginoso desnivelamento em relação ao gráben da Guanabara. A altitude vai progressivamente diminuindo ao longo dos patamares escalonados que imbricam em direção ao vale tectônico do rio Paraíba do Sul, posicionado abaixo de 700 metros. A partir da interpretação dos mapas paleotopográficos e da comparação dos mesmos com a topografia atual é possível averiguar um processo pelo qual a evolução dos vales tende a acentuar os declives. Sincronicamente, o aumento dos declives é acompanhado de um aumento da densidade de dissecação, revelando intensa rehierarquização e entalhe vertical em canais de maior ordem em função do soerguimento prevalente, configuração esta que coaduna com outros resultados que apontam controle morfotectônico regional, tanto na Serra dos Órgãos (HARTWIG, 2006; HARTWIG e RICCOMINI, 2010), como no Vale do Paraíba do Sul (SILVA e MELO, 2011). Os próprios lineamentos vinculados ao rio Piabanha e principais formadores, bem marcados no mapa hipsométrico atual, não aparecem bem definidos no mapa paleoto-

pográfico, sugerindo uma intensificação relativamente recente do entalhe fluvial.

Embora os patamares mais elevados tenham se revelado um pouco mais alargados e contínuos no mapa paleotopográfico, é perceptível que as cotas altimétricas foram mantidas, malgrado a intensa atividade de dissecação averiguada, com formação de vales profundos de cimeira que não são observados nas linhas paleotopográficas. Tais fatos geomórficos, no entanto, são copiosamente observáveis em campo, e indicam poderosa capacidade de entalhe na drenagem mais recente, representada pelos canais de mais baixa ordem.

A manutenção das linhas interfluviais associada ao aumento dos declives sugere evolução vertical da paisagem comandada pelo entalhe fluvial, e o remonte das cabeceiras pelos principais canais vem retrabalhando parcialmente os interflúvios sustentados por soerguimento. Por outro lado, os patamares escalonados revelam controles locais exercidos por várias soleiras, que se sobrepõem ao controle regional e implicam em remodelamento erosivo interfluvial não apenas das faces voltadas para a Baía da Guanabara, mas também daquelas voltadas para o vale do Paraíba do Sul. Tal organização geomorfológica reflete, por exemplo, na superimposição do rio Paquequer a uma estrutura NW-SE bem marcada por alinhamento do relevo concernente a um prolongamento das cristas escarpadas do reverso da Serra dos Órgãos, evidenciando a existência de um patamar mais elevado a montante que confinava uma depressão altimontana, limitada por uma soleira local que foi obliterada com o corte epigênico de superimposição. Na topográfica atual, o referido processo resultou em um maior nivelamento do fundo do vale e reafeiçoou o esporão da crista em morros locais.

Transposta a Serra do Mar, a Serra da Mantiqueira avulta como o segundo degrau orográfico do Brasil Sudeste. A Serra do Ibitipoca posiciona-se na extremidade nordeste do *horst* concernente ao referido degrau, uma das estruturas geomorfológicas continuamente mais elevadas de todo o território brasileiro. Seu limite é dado por soleira estrutural que figura como um contundente obstáculo erosivo para a drenagem que vem engendrando o recuo desse setor da Serra da Mantiqueira controlado pelos níveis de base impostos aos rios capturados pelas bacias que demandam o rio Paraíba do Sul. As altimetrias elevadas são sustentadas pelos quartzitos, que ladeados por biotita-gnaisses e xistos estabelecem amplitudes superiores a 700 metros com os níveis de base mais próximos na bacia do rio Paraíba do Sul. O rio do Salto é o principal canal que disseca o bloco, transpondo soleiras escalonadas até afluir no rio do Peixe, o primeiro nível de base que avulta no escalonamento regional até o Oceano Atlântico. O canal em questão drenava em demanda ao rio Grande, partilhando das bacias hidrográficas que drenam para o interior, tendo sido capturado pela vaga erosiva que vem forçando a retração das escarpas da Serra da Mantiqueira, conforme relatado anteriormente.

Geralmente, quartzitos sustentam serras elevadas e se relacionam a enclaves altimontanos, engendrando paisagens de exceção e de estrutura complexa que no contexto do Brasil oriental tem forte relação com a ocorrência de campos rupestres. Embora tais paisagens sejam marcadamente resilientes, apresentando assim um forte significado estrutural, evidências de efeitos diastróficos neotectônicos são presentes na Serra do Ibitipoca e em todo o contexto regional. Tal como ocorre na Serra dos Órgãos, cristas “vivas” e com facetas preservadas encarcerando vales suspensos e desarticulados dos níveis de base locais são comuns, associados a entalhes verticais que aprofundam os cânions estruturais. A reconstituição paleotopográfica do bloco em apreço (figura 4) indica setores nos quais a altimetria atual é mais elevada que suas correspondentes pretéritas, sugerindo um soerguimento preferencial desse bloco limitado por frentes escarpadas. Em compensação, é nítida a entrada erosiva do rio do Salto, cuja incisão na escarpa forma um “V” invertido que não é observado no paleomodelo, o que sugere um acentuado reafeiçoamento pós-captura.

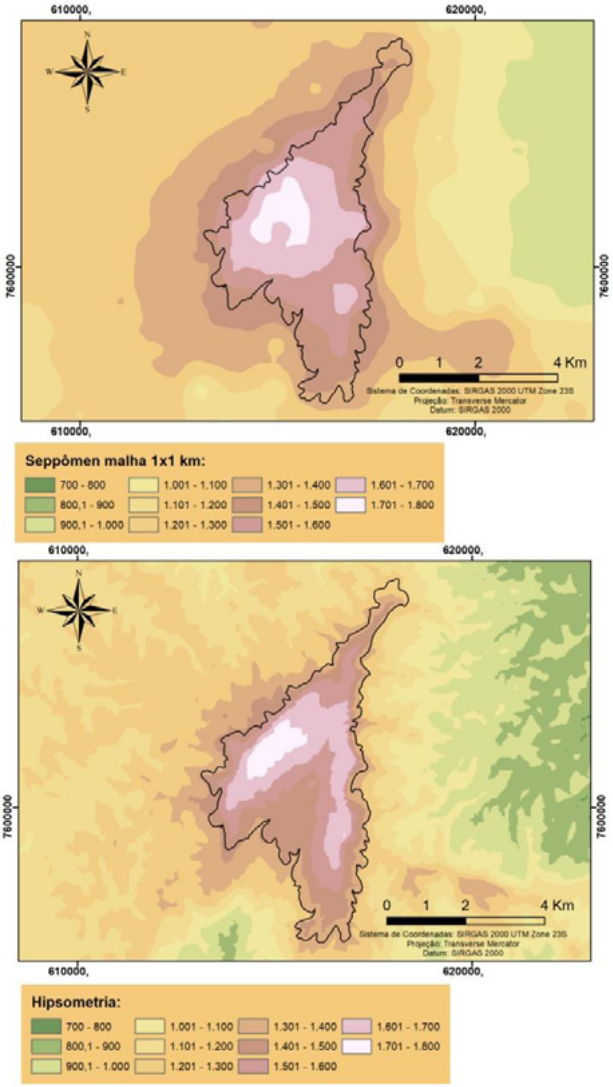


Figura 4. Reconstituição paleotopográfica da Serra do Ibitipoca (MG) e entorno comparada à altimetria atual.

O bloco que corresponde à Serra do Ibitipoca marca flagrantemente os limites da continuidade do relevo elevado da Serra da Mantiqueira e a passagem para as morrarias dos níveis planálticos mais baixos que se escalonam até o gráben do rio Paraíba do Sul. Na superfície geomórfica em questão, a orientação regional NE-SW é mantida, mas cristas elevadas são bem mais descontínuas, faltando na bacia do rio Paraibuna e sobressaindo-se na média bacia do rio Pomba, onde se encontram festonadas pela passagem dos rios Pomba e Novo. Nesse contexto se inscreve a Serra do Relógio, maciço gnáissico-granítico que figura como herança geomorfológica de alinhamentos mais contínuos bastante desnudados pela rede hidrográfica que se arranjou nas depressões interplanálticas.

A Serra do Relógio marca o contato de dois patamares geomorfológicos desnivelados em aproximadamente 200 metros, e que concernem aos dois principais níveis da depressão interplanáltica do rio Pomba, sendo o mais elevado alçado em torno de 500 metros de altitude na retaguarda dos altos estruturais e o mais rebaixado em altitudes médias de 300 metros, mais próximo do rio Paraíba do Sul e figurando como nível de base funcional para o compartimento mais elevado posicionado a montante do corte epigênico.

Convergentemente ao que se averiguou nas outras duas estruturas analisadas, a reconstituição paleotopográfica sugeriu que a Serra do Relógio não sofreu perda altimétrica, apesar do avanço das superfícies rebaixadas de seu entorno (figura 5), sugerindo sustentação tectônica para a estrutura em questão. Esse comportamento se dá a revelia de sua posição nas principais frentes erosivas regionais, conforme demonstrado por Paixão et al. (2020), pelas quais a morfogênese erosiva na bacia do rio Paraíba do Sul aumenta de SW para NE, sendo mais intensa nas depressões interplanálticas e perdendo força em direção às bacias dos rios Paraibuna e Peixe, obstaculizadas por soleiras mais eficientes. Embora o próprio rio do Peixe apresente um comportamento transversal e uma posição bem próxima da linha interfluvial com a bacia do rio Grande, as grandes soleiras ainda não foram cortadas por superimposições nesse setor, ficando o relevo mais preservado em contraste aos grandes festonamentos a nordeste, contexto este no qual se inscreve a Serra do Relógio e um conjunto de cristas NE-SW e NNE-SSW separadas por cortes epigênicos (vide figura 1), mas que ainda assim sobressaem-se no relevo.

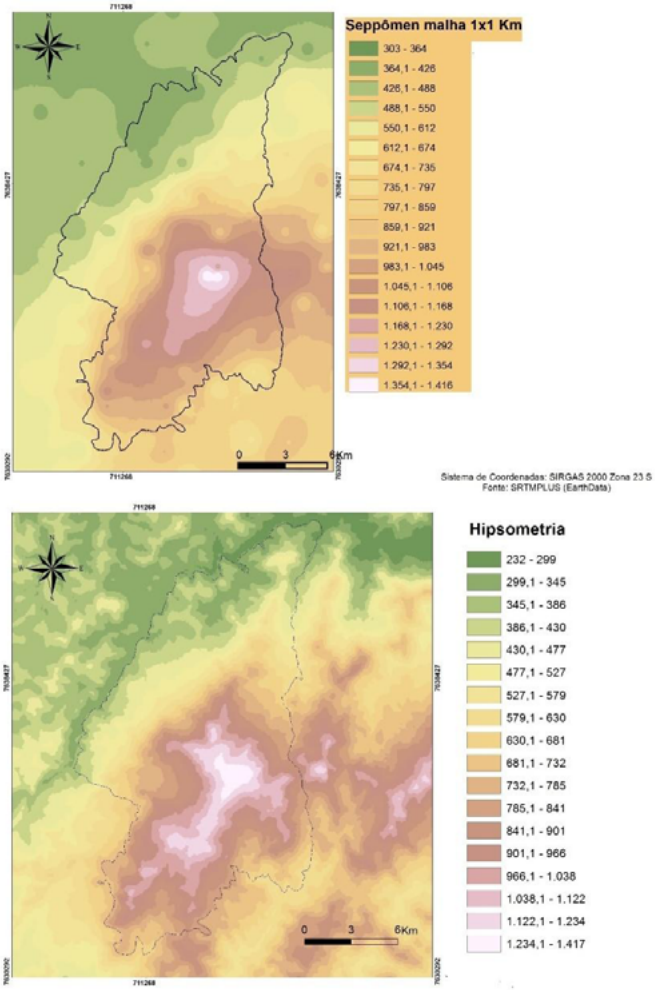


Figura 5. Reconstituição paleotopográfica da Serra do Relógio e entorno comparada à altimetria atual.

5. Considerações finais

Os procedimentos metodológicos empregados revelaram importantes aspectos concernentes aos controles influentes na evolução do modelado regional, que aninha sistemas geomorfológicos de vínculo genético tanto erosivo como tectônico. Os compartimentos analisados em caráter mais específico realçam o papel dos níveis de base escalonados divergindo processos evolutivos em unidades geomorfológicas de mesmo vínculo genético.

De forma sumarizada, pode-se considerar que a morfogênese dos interflúvios e das áreas intermontanas no domínio dos grandes escarpamentos do Brasil Sudeste é marcadamente controlada por soerguimento tectônico associado ao recuo das escarpas, indicando que não é apenas o reequilíbrio por balanço de massa que influi na manutenção de topografias elevadas, mas também esforços crustais distensivos, compressivos e transpressivos bem marcados nas formas de relevo, arranjo da drenagem e afloramentos. Os resultados provenientes das análises empreendidas para os três compartimentos sinalizaram a aludida concomitância entre *uplift* e retração dos escarpamentos, resultando em relevos elevados, desnivelados e profundamente dissecados. O maior rebaixamento averiguado no entorno da Serra do Relógio indica que a zona de denudação mais agressiva que se estabelece entre a depressão erosiva do rio Pomba e a depressão tectônica do rio Paraíba do Sul pode ser antiga e remeter aos processos de superimposição que engendraram cortes epigênicos nas estruturas NNE-SSW.

Na bacia do rio Paraíba do Sul e adentrando as bacias que dissecam a Serra da Mantiqueira (rio do Peixe e rio Preto), a entrada erosiva ainda não reduziu a volumetria topográfica tal como na bacia do rio Pomba. Dessa forma, os processos morfogenéticos interfluviais apresentam arranjos mais recentes, com capturas neoquaternárias tal como foi datado nas cimeiras de bloco quartzítico, o que sinaliza o imperativo erosivo dessas bacias e o avanço da denudação sobre a superfície planáltica de Juiz de Fora em direção aos interflúvios da bacia do rio Grande. A continuidade da regressão erosiva, enfim, pode retroceder o rio do Peixe a ponto de consumar um processo de captura do alto rio Grande à montante de sua intersecção, o que se mostra bastante provável em face ao imperativo morfogenético aqui apurado.

Referências

ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Estado de São Paulo. **Boletim nº 41**, 1964. 263p.

ALMEIDA, F. F. M; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, 1998.

ANDERSON, R. S.; ANDERSON, S. P. **Geomorphology: the mechanics and chemistry of landscapes**. UK: Cambridge University Press, 2010. 637p.

BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. **Key concepts in Geomorphology**. New York: Freeman and Company, 2014. 494p.

COUTO, E. V.; FORTES, E.; SORDI, M. V.; MARQUES, M. J.; CAMOLEZI, B. A. Seppômens maps for geomorphic developments analysis: the case of Parana Plateau border, Faxinal, State of Parana, Brazil. **Acta Scientarium Technology**, v. 34, n. 1, p. 71-18, 2012. DOI: https://doi.org/10.4025/actascitechnol.v34i1.9944

GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L. B. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

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). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual

Paulista. Rio Claro, 1999. 259p.

HARTWIG, M. E. **Tectônica rúptil mesozoico-cenozoica na região da Serra dos Órgãos, RJ**. 2006. 117p. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Análise morfotectônica da região da Serra dos Órgãos, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, p. 11-20, 2010.

JACOBS, Z.; ROBERTS, R. G. Advances in optically stimulated luminescence dating of individual grains of quartz from archeological deposits. **Evolutionary Anthropology**, v. 1, n. 6, p. 210-223, 2007. doi.org/10.1002/evan.20150

LEVERINGTON, D. W.; TELLER, J. T. Paleotopographic reconstructions of the eastern outlets of glacial Lake Agassiz. **Canadian Journal Earth Science**, n. 40, p. 1259-1278, 2003. DOI: 10.1139/e03-043

MARQUES NETO, R. O *horst* da Mantiqueira Meridional: proposta de compartimentação morfoestrutural para sua porção mineira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 561-577, 2017.

MARQUES NETO, R.; MOREIRA, J. A.; SILVA, F. P. Evolução de escarpamentos em margens rifte: uma discussão sobre soerguimento e desnudação na Mantiqueira Meridional a partir de mapas paleotopográficos e parâmetros geomorfométricos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p. 877-890, 2019.

MARQUES NETO, R.; MOREIRA, J. A.; FRAUCHES, M. S. Reconstrução paleotopográfica em domínio de grandes escarpamentos de margens rifte: abordagens geomorfométricas na bacia do córrego Piabanha (RJ), sudeste do Brasil. In: XVIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. **Anais...** Fortaleza, 2019.

MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005. 201p.

MOTOKI, A. G.; PETRAKIS, H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R.; MOTOKI, K. F. Origem dos relevos do maciço sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.

NASCIMENTO, E. R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, P. A. H.; FIORI, A. P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, p. 287-299, 2013.

PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M.; ALMEIDA, J. C. H. Possibilidade de endorreísmo e capturas fluviais na morfogênese da bacia do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, p. 821-834, 2020.

REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, J. R.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; LÉANNI, L. Fatores controladores na evolução do relevo no flanco NNW do rif continental do sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração de processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 221-234, 2013. DOI: http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i2.416

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989. 256p.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese (Professor Titular), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1991. 285p.

SALLUN, A. E. M. **Aloformação Paranavaí: depósitos coluviais quaternários da bacia hidrográfica do alto Rio Paraná (SP, PR e MS)**. São Paulo, 2007. 176p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999. 134p.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**. Brasília: MME/DNPM, 1984. 501p.

SILVA, F. P. **Papel da tectônica pós-miocênica na configuração morfológica de sistemas hidrográficos – avaliação morfo-tectônica no contexto de margens rifte**. Dissertação (mestrado em Geografia). Rio de Janeiro, 2019. 195f. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). **Revista do Instituto de Geociências**, v. 11, n. 1, p. 95-111, 2011. DOI: https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000100006

SOARES, A. C. P; NOCE, C. M; TROUW, R. A. J; HEILBRON, M. **Projeto Sul de Minas**. COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ, 2002.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos e terraços fluviais na bacia do ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, p. 107-126, 2018.

VARGAS, K. B. **Superfícies geomorfológicas no centro norte paranaense e evolução do relevo regional**. Tese (Doutorado em Geografia), Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2017, 176p.

ZALAN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

IDENTIFICAÇÃO DE ANOMALIAS DE DRENAGEM COMO AUXÍLIO À INVESTIGAÇÃO MORFOTECTÔNICA NO GRÁBEN DE BARRA DE SÃO JOÃO (REGIÃO DAS BAIXADAS LITORÂNEAS/RJ)

Carolline Bastos Corrêa
Departamento de Geografia de Campos. Universidade Federal Fluminense
Rua José do Patrocínio, 71, Centro, Campos dos Goytacazes, RJ. CEP: 28010-385
E-mail: cbastos@id.uff.br
Thiago Pinto da Silva
Departamento de Geografia de Campos. Universidade Federal Fluminense
Rua José do Patrocínio, 71, Centro, Campos dos Goytacazes, RJ. CEP: 28010-385
E-mail: thiagopintosilva@id.uff.br

Resumo

A caracterização da área deprimida de direção ENE, no litoral do Sudeste do Brasil tem sido realizada por diversos autores e fora delimitada como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. O gráben de Barra de São João, localizado no leste do Rio de Janeiro, está inserido no contexto de reativações de falhas pré-existentes, durante o Cenozoico, que contribuíram para a reorganização da drenagem regional. Através da análise de quatro cartas topográficas 1:50.000 e mapeamento das anomalias de drenagem elaborado no *software QGIS*, busca-se compreender as características morfotectônicas presentes na parte emersa do gráben. Foram demarcadas, no GBSJ, 28 anomalias de drenagem em canais colineares com vales secos, 49 anomalias não colineares com vales secos e 34 capturas por cotovelos com vales secos, apontando para Morfotectônica na parte emersa do gráben.

Palavras-chave: Anomalias de Drenagem; Morfotectônica; Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil; Gráben de Barra de São João.

1. Introdução

O que hoje constitui a região Sudeste do Brasil passou por processos morfotectônicos que remodelaram a paisagem regional a partir das alterações ocorridas durante o Cenozoico, propiciando o processo de fragmentação do Continente Gondwana, e acarretou a reativação de falhas normais e extensionais preteritamente estabelecidas, instaurando o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (Zalán e Oliveira, 2005). As redes de drenagem são afetadas por processos endogenéticos e climáticos, capazes de alterar o fluxo dos canais e reconfigurar partes significativas do sistema de drenagem, deixando cicatrizes na paisagem ao longo de anos. Ao relacioná-las ao estudos morfoestruturais possibilitam o melhor entendimento da evolução tectônica regional.

Silva (2006) estabeleceu que as movimentações tectônicas recentes com influência na configuração da morfologia atual, a partir do Terciário tardio para a ocorrência desses movimentos, é o que caracteriza o conceito de Neotectônica. Hasui (1990) relacionou a neotectônica no Brasil a processos que culminaram com a deriva do continente sul-americano (após meados do Terciário), estando relacionada à movimentação ainda vigente, com manifestações em ambiente intraplaca, concordando com o período de deformação do rifte Cenozóico definido por Riccomini *et al.* (2004), que será descrito em breve.

Silva (2004) definiu morfotectônica como o relacionamento entre tectônica e formas e feições geomorfológicas por ela controladas, usando evidências morfológicas para a identificação de locais de ocorrência e de padrões dessas atividades tectônicas. Logo, o escopo morfotectônico da pesquisa é justificado uma vez que busca-se a compreensão da compartimentação morfoestrutural do Gráben de Barra de São João (GBSJ) a partir das feições geomorfológicas que a área apresenta.

Riccomini *et al.* (2004) definiu uma área estreita e deprimida, alongada segundo direção ENE, desenvolvida entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa defronte Macaé, no estado do Rio de Janeiro, designado Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), relacionado a esforços distensionais NNW-SSE que reativaram zonas de cisalhamento pré-existentes. Os autores elaboraram um modelo genético evolutivo para explicar o RCSB. A primeira fase tectônica ocorreu a partir da distenção NNW-SSE (Eoceno/Oligoceno) gerador de falhas transcorrentes ou de empurrão, que teriam sido impostas pelo basculamento termomecânico da bacia de Santos, mecanismo formador da feição rifte, com a deposição de uma sucessão sedimentar de leques aluviais e rios entrelaçados. A segunda fase ocorreu a partir da transcorrência sinistral E-W, falhas inversas e/ou de empurrão com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW, e foi o mecanismo deformador do RCSB. A terceira se deu a partir da distensão de direção WNW-ESE (Pleistoceno tardio a Holoceno), que contribui com os depósitos sedimentar nas bacias; e a última envolveu a compressão E-W, que causou reativações de falhas inversas (Holoceno) de direção próxima de N-E, atingindo os depósitos holocênicos preservados em terraços baixos.

Zalán e Oliveira (2005), posteriormente, caracterizaram a associação das serras do Mar e Mantiqueira com corredores tectônicos deprimidos ao longo de falhamentos normais planares e rotacionais intervenientes, como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB – Figura 1). Neste sistema há a delimitação dos riftes Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo. O rifte Litorâneo abrange os grábens de Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá. Mohriak e Barros (1990) delimitaram o Gráben de Barra de São João na região da plataforma continental, caracterizado por notável assimetria, com depocentro local controlado por falhamentos normais na porção Sul, demarcada pela Falha do Pai Vitório (Riccomini *et al* 2004), que vai da porção marítima até a continental. Os dados estruturais da Falha do Pai Vitório elaborados por Heilbron *et al.* (1982) e Rubim (2004) (*apud* MATTIODA, 2005) sugerem que esta possa ser o prolongamento do Gráben de Barra de São João.

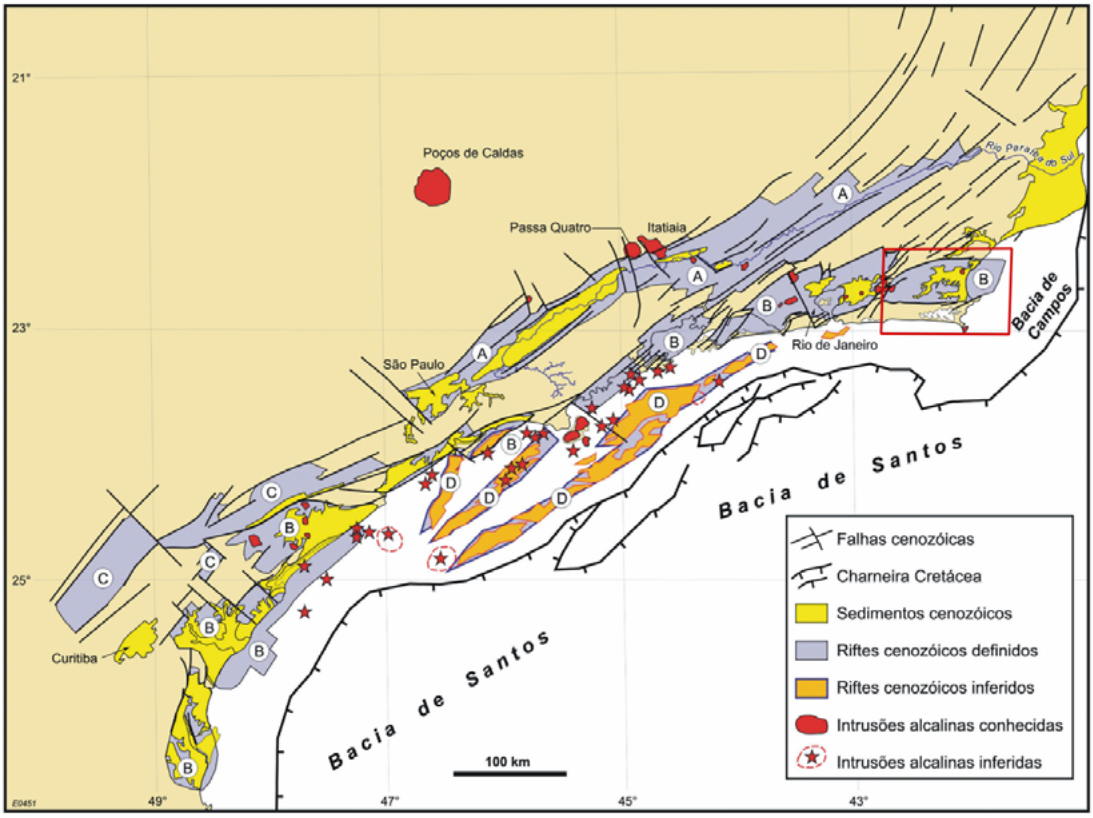


FIGURA 1: Mapa de delimitação dos riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul. Em destaque área do presente trabalho. Elaborado por Zalán & Oliveira (2005).

A discussão sobre as relações entre geomorfologia e tectônica dentro do cenário evolutivo da margem continental do Sudeste do Brasil e a tentativa de compreensão dos eventos geológicos e geomorfológicos processados nos riftes cenozoicos e em seu entorno estimularam a idealização deste trabalho.

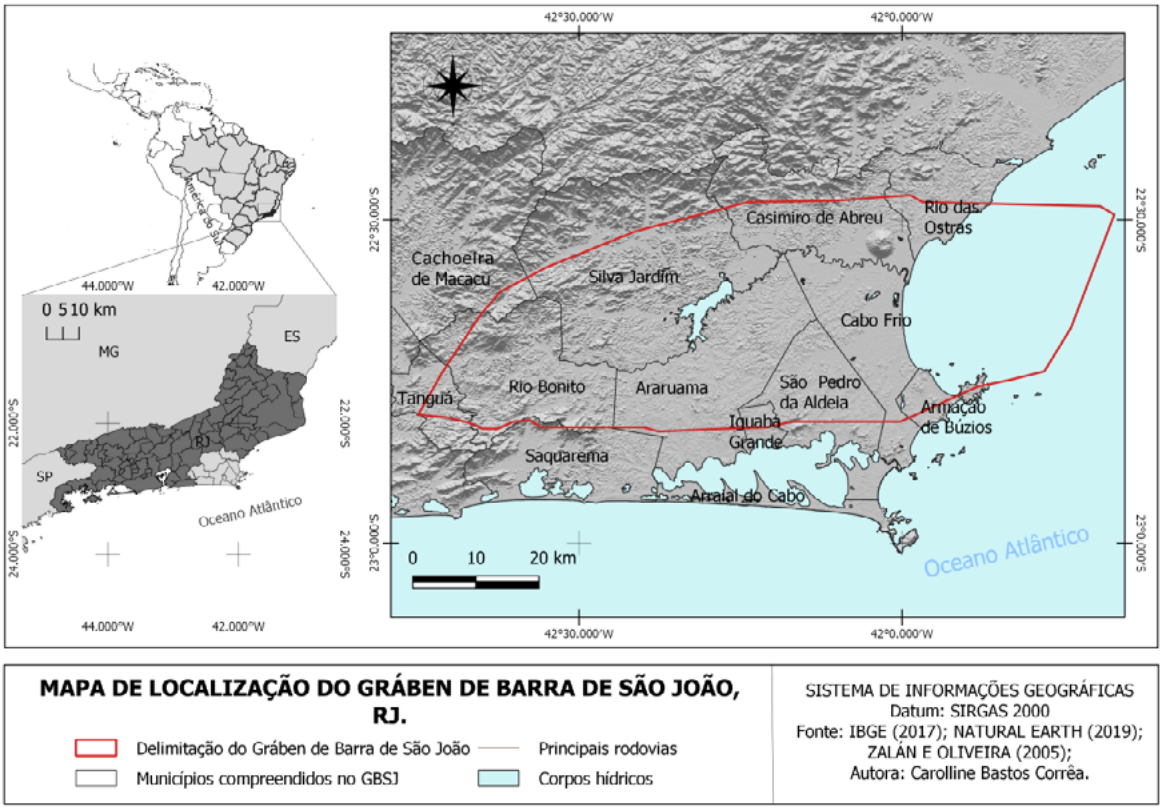
Além disso, as evidências de reativações neotectônicas em regiões imediatamente adjacentes em relação à presente área de estudo, particularmente no médio vale do rio Paraíba do Sul e porção submersa do rifte Litorâneo e Marítimo (Zalán & Oliveira, 2005), aliada à ausência de trabalhos de cunho morfotectônico nesta área de notável controle morfoestrutural constituem sua principal motivação.

O presente estudo tem por objetivo caracterizar a atuação de mecanismos morfotectônicos na parte emersa do Gráben de Barra de São João, RJ, uma vez inserido no contexto tectônico do SRCSB, além de compreender o sistema de drenagem da área do estudo a fim de caracterizar possíveis anomalias de drenagem causadas por movimentação tectônicas que reativaram as falhas pré-existentes, e a partir do entendimento da drenagem regional apontar a movimentação tectônica recente (a partir do Terciário tardio) na parte emersa do gráben.

Os estudos de caráter morfotectônico e neotectônico são, geralmente, focalizados na parte submersa do gráben, nas bacias sedimentares de Campos e Santos ou em regiões adjacentes, como o gráben da Guanabara e a Serra do Mar, e desta forma, há a necessidade de trabalhos que propiciem a compreensão das características morfoestruturais desta área, já tectonicamente caracterizada, gerando recursos para o contínuo aprofundamento do entendimento do relevo da região, tendo em vista sua importância econômica e geográfica.

2. Área de Estudo

A área de estudo delimitada pela parte emersa do gráben de Barra de São João inclui 11 municípios da mesorregião da Baixada Litorânea, além do município de Tanguá, pertencente à Região Metropolitana do Rio de Janeiro. As principais vias de acesso que interligam estes municípios são a BR-101, RJ-106 e RJ-140.



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO GRÁBEN DE BARRA DE SÃO JOÃO, RJ.

Delimitação do Gráben de Barra de São João
Municípios compreendidos no GBSJ
Principais rodovias
Corpos hídricos

SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS
Datum: SIRGAS 2000
Fonte: IBGE (2017); NATURAL EARTH (2019); ZALÁN E OLIVEIRA (2005);
Autora: Carolline Bastos Corrêa.

FIGURA 2: Mapa de localização do Gráben de Barra de São João. Delimitado por Zalán e Oliveira (2005).

A área de estudo está contida na Província da Mantiqueira e sofreu grande influência do Ciclo Orogênico Brasiliano (CPRM, 2001). Esta província foi desenvolvida durante a orogenia Neoproterozoica Brasiliana-Pan Africana e encontra-se situada no Sul e Sudeste do Brasil, com direção NE-SW. O presente estudo abrange a faixa móvel Ribeira, localizado na porção central do Sistema Orogênico Mantiqueira. O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos, delimitados por falhas e zonas de cisalhamento. A compartimentação tectônica da área de estudo engloba as rochas pertencentes aos Terrenos Oriental (Domínio Serra do Mar) e Cabo Frio (HEILBRON *et al*. 2004) um dos cinco terrenos tectono-estratigráficos do Orógeno Ribeira, sendo este último embasado pelo Complexo Região dos Lagos e cobertura metassedimentar das Sucessões Búzios-Palmital. As características morfológicas presentes na região da Baixada Litorânea (e do Gráben de Barra de São João) são produtos da evolução orogênica "responsável pela deformação, metamorfismo, magmatismo e articulação dos diversos terrenos" (CPRM, 2001, p. 07). No domínio costeiro do Terreno Oriental, predominam as rochas do Complexo Paraíba do Sul, Búzios, Rio Negro, as alcalinas cretácicas/terciárias e os granitoides pós-tectônicos, descritas pelo CPRM (2001). O Terreno Cabo Frio, localizado na parte oriental da Província Mantiqueira, é constituído por ortognaisses paleoproterozóicos e por supracrustais do Complexo Búzios, e extensivo magmatismo alcalino. Apresenta desenvolvimento de formações superficiais terciárias e quaternárias

continentais, e sedimentos quaternários da plataforma continental, além de ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Durante o Quaternário, a região Sudeste do Brasil se tornou um grande ambiente de sedimentação, com deposição de detritos continentais e marinhos (CPRM, 2001). Em contato com as litologias do embasamento continental e seguindo a direção estrutural deste, a planície costeira formada apresenta vales de fundo plano, preenchidos por sedimentos fluviais grosseiros, que se intercalam com depósitos coluvionares de encosta, leques aluviais com sedimentos deltaicos, lagunares e marinhos nas suas porções distais (CPRM, 2001).

Na tentativa de setorizar relevos que apresentam características geomorfológicas semelhantes, Gatto *et al.* (1983) definiu os domínios morfoestruturais e caracterizou as Faixas de Dobramentos Remobilizados pelas evidências de movimentos crustais, com marcas de falhas, deslocamentos de blocos e falhamentos transversos, impondo nítido controle estrutural sobre a morfologia atual. Segundo a subdivisão feita pelos autores, são predominantes na área de estudo colinas e maciços costeiros. Este domínio morfoestrutural é o que caracteriza grande parte do GBSJ tendo em vista a delimitação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) e suas unidades geomorfológicas topograficamente deprimidas em relação a Serra do Mar. No Gráben de Barra de São João ocorre, também, o Domínio das bacias e coberturas sedimentares, uma vez que é uma área tectonicamente rebaixada e encontra-se a jusante da Serra do Mar recebendo os detritos da área e do oceano. Os depósitos sedimentares são subdivididos pelos autores a partir de suas características morfoestruturais e morfoclimáticas em Tabuleiros Costeiros e Planícies Costeiras. Os autores descrevem a constituição da Unidade Planícies Litorâneas por material acumulativo, do tipo aluvial e coluvial, com larguras e extensões variáveis. O Rio São João é o principal da área de estudo. Gatto *et al.* (1983, p. 314) o caracterizou por "apresentar uma larga planície fluvial, baixos terraços, cordões marinhos e uma extensa planície marinha em sua foz", e apesar de ter sofrido influências antrópicas em parte dos seus canais, continua servindo como um balizador para as alterações morfotectônicas na região.

3. Metodologia

3.1 Compartimentação Geomorfológica Regional ***- Análise*** *Hipsométrica*

Pelo fato de a área de estudo incluir variações de altitude que alcançam cerca de 950 metros, optou-se por iniciar as análises pela confecção de um mapa hipsométrico, com o intuito de reconhecer e organizar espacialmente essas grandes diferenças de altitudes e ressaltar as áreas topograficamente deprimidas, mais favoráveis à preservação do registro sedimentar cenozoico. Esta metodologia segue o enfoque de análise empregado por Mello (1997), Silva (2006) e Silva (2012).

O mapa hipsométrico, permite a representação de áreas que possuem a mesma medida de altura da superfície terrestre com relação a um determinado nível horizontal referencial ou *datum*, no caso, o nível médio do mar. A visualização direta da organização espacial dos diferentes compartimentos altimétricos é um bom instrumento para a percepção de indicadores a respeito do controle do substrato litológico e estrutural na dinâmica evolutiva do relevo, já que as diferentes altitudes estão intimamente associadas a variações litoestruturais ou tectônicas.

A delimitação de classes altimétricas selecionadas será realizada a partir de modelo digital de elevação com dados do *SRTM/NASA* (*Shuttle Radar Topography Mission*), disponível em: http://www.dsr.inpe.br/topodata/. As classes altimétricas selecionadas serão realçadas, com auxílio de cores distintas, para a visualização do arranjo espacial das principais unidades do relevo. Para tal, foi utilizado o programa *Qgis 3.4.14*.

3.2 Análise da Rede de Drenagem

A rede de drenagem de determinada região é influenciada por fatores como o clima e a constituição litológica, tendo as estruturas geológicas como os fatores condicionantes mais importantes para a configuração desta rede (Howard, 1967; Summerfield, 1986, 1991). Além disso, a drenagem apresenta um controle tão importante das estruturas geológicas que suas características são frequentemente usadas como uma base de reconhecimento e classificação dessas estruturas na análise de mapas, fotos aéreas e imagens de satélites.

As características da rede de drenagem ilustram mais claramente as atividades tectônicas, em detrimento das feições apresentadas pelo relevo, como descrito por Ollier (1981), Cox (1994), Bishop (1995) e Burbank & Anderson (2001). Este condicionamento tectônico pode ser refletido por anomalias de drenagem, principalmente como: divisores planos; vales secos ou abandonados; vales assimétricos; cotovelos; canais afluentes com ângulos obtusos; confluência de mais de dois tributários; e estrangulamentos na bacia de drenagem.

Na região Sudeste do Brasil, os movimentos crustais recentes implicaram diretamente nas características da rede de drenagem, conforme estudado por Gontijo (1999), na Serra da Bocaina (SP); Mello *et al*. (1999), na região de Bananal (SP); Hiruma *et al*. (2001) e Modenesi-Gauttieri *et al*. (2002), no planalto de Campos do Jordão (SP); Mendes *et al*. (2007), em uma porção da Serra dos Órgãos; Ribeiro (2010), na região costeira do norte do estado do Rio de Janeiro e do sul e centro-leste do estado do Espírito Santo; e Ignácio (2017) e Moraes (2018), na bacia hidrográfica do Rio Pomba.

Segundo Bishop (1995), as anomalias de drenagem resultam no processo de reorganização da rede de drenagem. Esta pode ser entendida como a transferência de parte ou o todo do fluxo do canal por outro, podendo alterar a quantidade e a procedência dos sedimentos transportados pelos rios. O rearranjo da drenagem pode ser averiguado por materiais e/ou estruturas sedimentares, relacionando com a configuração da paleodrenagem ou pelas características atuais da plataforma (morfologia). O autor caracteriza três tipos de rearranjo da drenagem: captura, desvio e decapitação. Quando um rio é capturado por um rio adjacente, erodindo mais agressivamente a cabeceira, provoca-se uma mudança acentuada na direção do canal, o que caracteriza um cotovelo de captura. Os cotovelos são evidências de captura de drenagem mais comuns, sendo as feições geomorfológicas facilmente identificáveis em fotos aéreas ou em cartas topográficas. Apresentam-se quase sempre perpendiculares ao canal pretérito. Outra feição encontrada na paisagem é o vale seco com depósitos fluviais entre o cotovelo e a nova cabeceira do rio e o nível de base local (*knickpoint*) identificado a montante do cotovelo, refletindo na altura diferencial necessária para ocorrer a captura entre os rios (BISHOP, 1995).

O desvio envolve o redirecionamento da drenagem por uma por um sistema de drenagem adjacente, com a transferência da área de captação e a preservação das linhas de drenagem. Pode ser relacionado ao rompimento do canal desviado, resultado da migração do canal, tectonismo e fluxo catastrófico. O autor ainda descreve a decapitação como o processo de reorganização da bacia hidrográfica de um rio e das linhas de drenagem. Ignácio (2017) descreve que no que se refere à bacia, pode ocorrer uma progressiva invasão de uma das bordas de cabeceira para a cabeceira divisora, resultando na transferência de uma área capturada para outro sistema. No caso das linhas de drenagem há a transferência de parte desta ou de toda ela e também da cabeceira. A reorganização da drenagem pode ser delimitada a partir das evidências geomorfológicas, sendo as mais comuns os cotovelos e os vales secos (BISHOP, 1995).

A delimitação da área de estudo foi definida através da caracterização feita por Zalán e Oliveira (2005), com a esquematização do SRCSB e, concomitantemente, a delimitação do Gráben de Barra de São João. Desta forma, os procedimentos para a análise da rede de drenagem estão embasados por quatro cartas topográficas do IBGE com escala de 1:50.000: Araruama, Cabo Frio, Silva Jardim e Morro de São João. A elaboração do mapa de anomalias de drenagem se deu a partir dos *shapefiles* disponibilizados pelo IBGE, pela Agência Nacional de Águas (ANA), que forneceu os recursos cartográficos a respeito das massas de água, mais especificamente as lagoas de Araruama, Saquarema, Jaconé e a foz do rio São João, Instituto Estadual do Ambiente (INEA), que forneceu os *shapefiles* de curva de nível e drenagem na mesma escala que as cartas topográficas, servindo de subsídio para o mapeamento das anomalias a partir do *software QGIS 3.4* dos divisores planos. Além disso, utilizaram-se imagens de satélites do *Google Earth Pro* a fim de averiguar a atual configuração da paisagem e ilustrar as feições presente em cada captura delimitada. A metodologia do estudo baseia-se em Mello (1995), ao analisar o sistema de capturas de drenagem, relacionando a configuração da paisagem quaternária aos movimentos tectônicos regionais e Castro (2004), Ignácio (2017) e Moraes (2018), para a definição das anomalias.

4. Resultados e Discussão

4.1 Análise Hipsométrica

O mapa hipsométrico (Figura 3) mostrou-se adequado para individualizar a compartimentação topográfica regional, deixando evidentes os limites das áreas deprimidas, sendo a principal aquela em que está encaixado GBSJ.

Na porção Leste do gráben apresenta-se a área topograficamente deprimida, com altitudes variando do nível do mar até 100 m, sendo a cota entre 80 e 100 m restrita a pequenas porções de depósitos colúvio-aluvionares. Nas cotas entre 20 e 40 m com as drenagens marcadamente alinhadas para NE-SW e NNE-SSW correspondentes à região da depressão onde os rios Una e São João fluíram, erodindo o embasamento e depositando sedimentos fluvio-lagunares quaternários, sendo este último marcadamente E-W. A porção Oeste corresponde ao limite entre o Complexo Búzios, os granitoides pós-tectônicos referentes ao Brasiliano III, de idade paleozoica e ao Complexo Paraíba do Sul. Com direção NE-SW e ENE-WSW no limite Oeste com a Serra de Rio Bonito, o recorte do gráben que apresenta amplitude altimétrica entre 60 a 930 m, pode ser explicado a partir da diferença litológica dos compartimentos e mecanismos morfotectônicos atuantes.

O limite Norte do Gráben apresenta a direção ENE-WSW, com contato entre o Complexo Região dos Lagos, que se apresenta na maior extensão do Gráben, com o Complexo Búzios, na fronteira entre a depressão do GBSJ e a serra do Mar. No limite Sul, há o delineamento preferencial de direção E-W na Serra de Sapiatiba, no município de São Pedro da Aldeia. Neste limite há, ainda, a presença de uma área pertencente ao Complexo Região dos Lagos com cotas entre 60 e 100 metros, cota essa que não se aplica em nenhum recorte do gráben com o mesmo tipo litológico. Aparentemente, um mecanismo exógeno não pode ser o único fator que explique essa diferenciação altimétrica, apontando para controles tectônicos ativos na compartimentação geomorfológica.

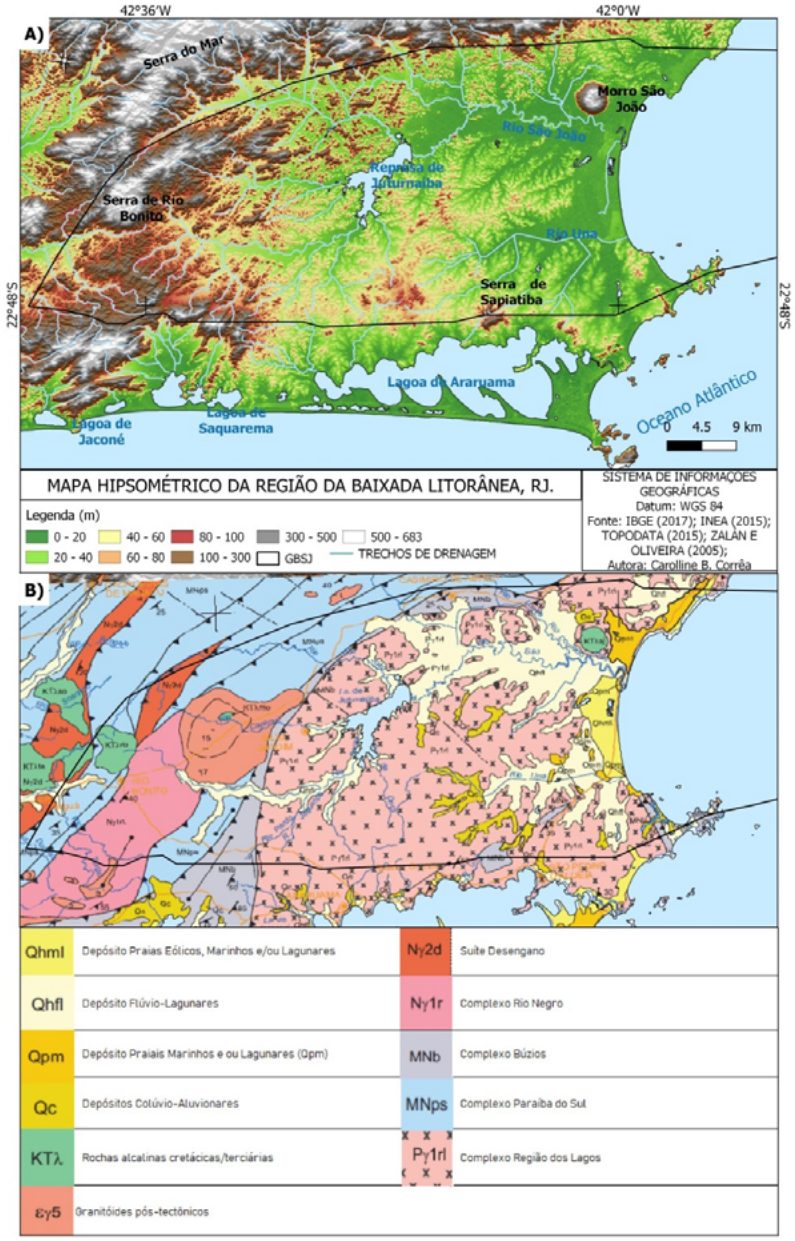


FIGURA 3: A) Mapa hipsométrico da área compreendida pelo Gráben de Barra de São João, RJ; B) Mapa Geolológico (modificado de CPRM, 2001). Qhml: Areias quartzosas e depósitos eólicos. Qhfl: Areias, cascalhos e lamas e/ou sedimentos lamosos de fundo lagunar; Qpm: Areias quartzosas marinhas e/ou lagunares recobertas por areias eólicas em matriz argilosa; Qc - Cascalhos, areias e lamas de fluxos gravitacionais e aluviais. KTλ: Sienitos, fonolitos e traquitos: Maciço Alcalino de Tanguá (KTλta); Maciço Alcalino de Soarinho (KTλso); Maciço Alcalino de Rio Bonito (KTλrb); Maciço Alcalino Morro dos Gatos (KTλmo); Maciço Alcalino do Morro São João (KTλsj). εγ5: (Hornblenda)--biotita granitoides: (15) Granito Cesário Alvim; (17) Granito Silva Jardim; Ny2d: Granito com granada, muscovita e biotita; Ny1r: Ortognaisses e anfibolitos deformados: Gnaisse Tingüi (Ny1rt); MNb: Cianita-sillimanita-granada-biotita xisto e gnaisse quartzo-feldspático; MNps: Granada-biotita-sillimanita gnaisse quartzo-feldspático e sillimanita kinzigito; PY1rl: Hornblenda-biotita ortognaisse cálci-alcalino, paleodiques máficos (anfibolitos) dobrados.

4.2 Análise da Rede de Drenagem

A resposta direta e evidente da rede de drenagem a uma possível estruturação tectônica regional torna este elemento geomorfológico uma ferramenta de alta confiabilidade (SUMMERFIELD, 1987), e, por este motivo, a análise da rede de drenagem se estabelece como o principal foco deste trabalho.

Quando examinadas detalhadamente, são observadas importantes anomalias na conformação destas bacias hidrográficas, relacionadas a trechos retilíneos ou com expressivas assimetrias de drenagem, inflexões abruptas e estrangulamentos do vale, feições reconhecidamente ligadas a regiões tectonicamente ativas.

Foi realizada a identificação, com base na proposta de classificação apresentada por Castro (2004) e Ignácio (2017), e mapeamento de anomalias percebidas na rede de drenagem, a partir do reconhecimento de divisores de drenagem planos e rebaixados e pela orientação das drenagens a partir desses.

A partir da análise das cartas topográficas do IBGE com escala de 1:50.000 de Araruama, Cabo Frio, Silva Jardim e Morro de São João, foram identificadas feições de anomalia com a seguinte classificação: canais colineares com divisores planos; canais não colineares com divisor plano; canais com presença de cotovelos, associados a divisores planos (Figura 4).

As anomalias foram caracterizadas a partir da análise da rede de drenagem, identificando o fluxo atual e antigo dos canais separado por um vale seco, sem a presença de uma curva de nível que os delimitem. Foram demarcadas, no GBSJ, 28 capturas de drenagem de canais colineares, 49 não colineares e 34 capturas por cotovelos, demonstradas no mapa de anomalias (Figura 5).

A partir da visualização dos mapas, pode-se perceber que as anomalias de drenagem ocorrem principalmente entre cotas de 40 a 80 metros. Em alguns casos há a presença de anomalias colineares e não colineares em altitudes a cima dos 100m metros na porção Sul do Gráben, nestas áreas cotovelos não ocorrem. Neste limite ainda ocorre a concentração de anomalias, nas drenagens preferencialmente NE-SW acompanhando o limite da Falha do Pai Vitório, corroborando com o forte controle morfoestrutural da área.

A área de estudo está inserida num contexto de lineamentos estruturais com sentido NE-SW, assim como observado nas cartas topográficas. Esse resultado aponta para a configuração de uma rede de drenagem influenciada pela tectônica recente na parte emersa do gráben, uma vez que a área é tectonicamente caracterizada por diversos autores (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005; MOHRIAK e BARROS, 1990), possuindo falhamentos normais nas compartimentações adjacentes, propiciando, no mínimo, um forte controle estrutural regional.

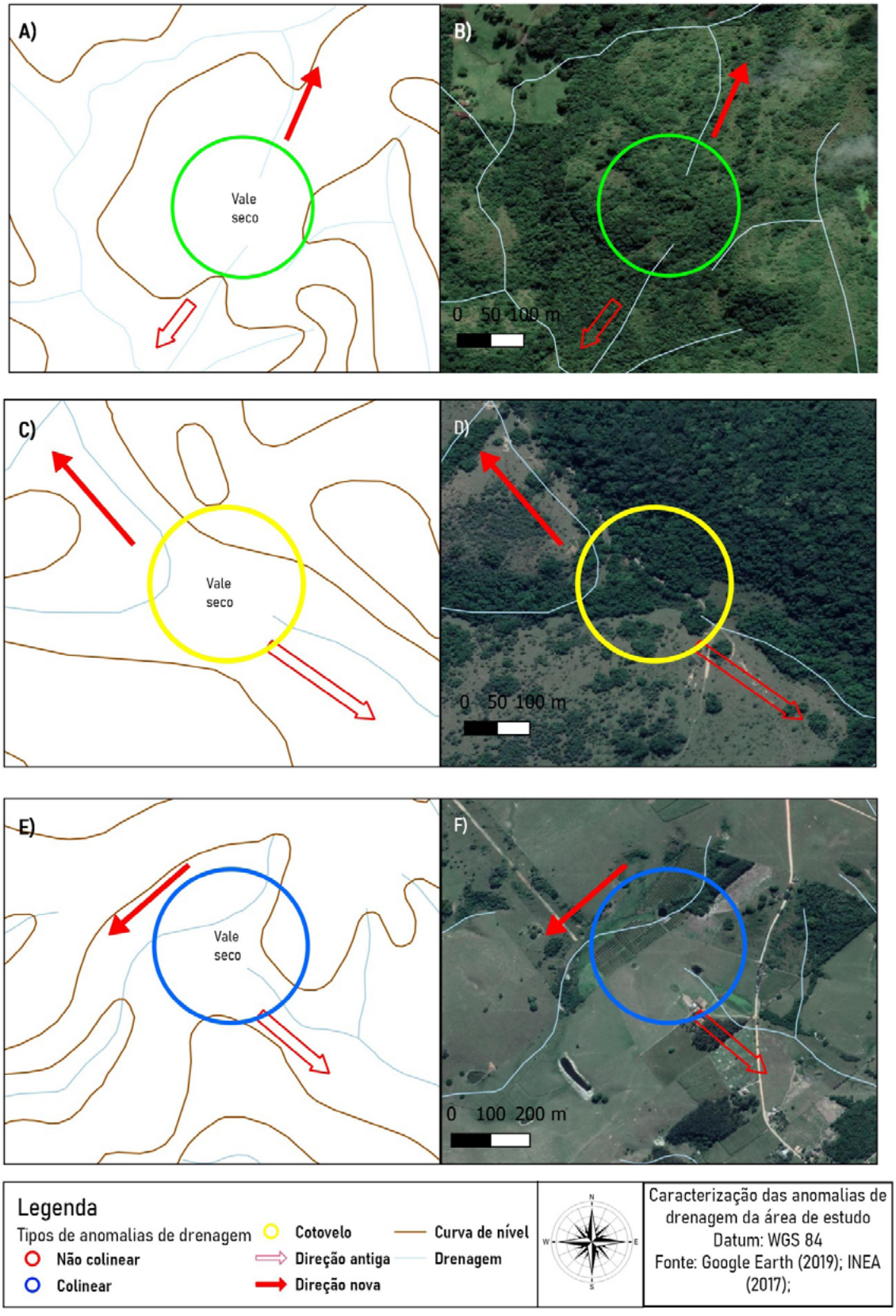


FIGURA 4: Anomalias com os tipos de drenagem e o vale seco que as individualizam, identificadas no Gráben de Barra de São João.

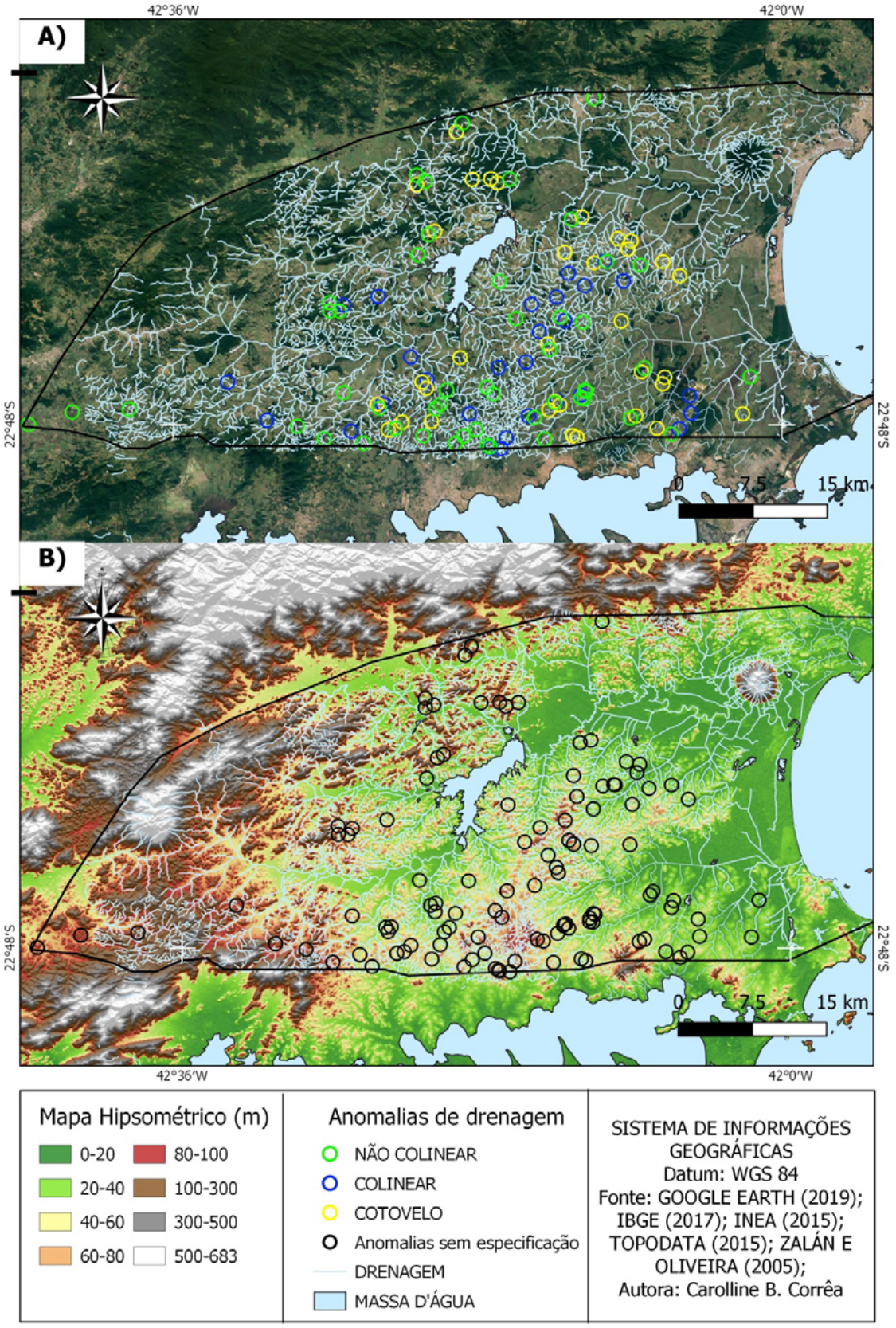


FIGURA 5: (A) Mapa de anomalias de drenagem sobre as imagens de satélite; (B) Mapa de anomalias de drenagem sobre o mapa hipsométrico do GBSJ, limitado pela serra do Mar no limite Norte, pela serra de Rio Bonito a Oeste, e depósitos sedimentares quaternários na porção centro-oriental.

A orientação das drenagens de menor hierarquia e das áreas com a presença de capturas fluviais da área de estudo está, majoritariamente, localizada ortogonalmente em relação ao direcionamento das falhas com sentido NE-SW, de abrangência regional, descritas anteriormente. Inclusive, a anomalia de drenagem (B) demonstrada na figura 4, possui o vale seco demarcado exatamente no meio da delimitação do GBSJ, feito por Zalán e Oliveira (2005) corroborando com a proposição feita por Mello (1995), de que processos erosivos provoquem a captura da drenagem em sentido ortogonal ao plano de falha.

Vale destacar, além disso, que as anomalias mapeadas neste trabalho podem mais claramente indicar um controle morfotectônico na área, uma vez que as idades neogênicas podem ser atribuídas aos vales fluviais que funcionam com divisores topográficos anômalos de drenagens pela forma não remodelada destes.

5. Considerações finais

O Gráben de Barra de São João está localizado na Região das Baixadas Litorâneas do estado do Rio de Janeiro e ocupa grande parte da área emersa adjacente às bacias de Santos e Campos.

Inserido no contexto geotectônico de evolução da margem continental do Brasil compondo parte do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil, Essa feição apresenta uma forma alongada de direção principal E-W, com limites de bordas bem marcaddos com lineamentos retilíneos expressos no relevo.

A existência de fraturamento afetando a cobertura sedimentar cenozoica e de marcantes feições lineares no relevo sugerem que a influência da tectônica atuante no mesozoico-cenozoico nas áreas de entorno se estende também para essa região.

A partir do reconhecimento das anomalias de drenagem existentes na área que compreende o Gráben de Barra de São João, com orientações preferencialmente para NW-SE, sendo ortogonais as falhas inferidas em estudos anteriores, apontam para o controle morfotectônico na *área*, provavelmente causadas por reativações ocorridas durante o Neógeno. A maioria das anomalias identificadas no mapa est*á* localizada na parte do embasamento cristalino e acompanham as bordas do gráben, principalmente a sul, o que aponta para a predominância de controles tectônicos na reorganização da drenagem, apesar da sedimentação cenozoica ter propiciado a deposição de sedimentos em sua extensão.

Diversos autores têm se dedicado ao entendimento do sistema de drenagem regional, tendo apontado para o forte controle estrutural da área. O Gráben de Barra de São João é limitado por falhas reativadas no Cenozoico, sobretudo após o Terciário tardio. A compreensão das anomalias de drenagem sugere a compartimentação do relevo a partir de falhas na porção interna do Gráben, entretanto, há a necessidade do aprofundamento da análise Morfotectônica, capaz de definir os lineamentos e inferir o direcionamento de falhamentos neotectônicos.

Referências

BAIENSE, M. C. **Condicionantes geológicos da configuração do relevo na Depressão dos rios Pomba e Muriaé (RJ/MG).** Rio de Janeiro, 2011. 74 p. (Trabalho Final de Curso (Geologia)) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

BISHOP, P. **Drainage Rearrangement by River Capture, Beheading and Diversion.** 1995. In: Progress in Physical Geography. 19(4). p.449-473.

Burbank, d. w. & Anderson, R.S. 2001. **Tectonic Geomorphology**. Blackwell Science. Malden, Massachusetts. 274 p.

CASTRO, A. J. de; MELLO, C. L.; SILVA, T. P. da**. Investigação morfotectônica a partir de anomalias de drenagem em um setor dos Alinhamentos de Cristas do rio Paraíba do Sul, Juiz de Fora (MG).**2004. In: XXVI Jornada de Iniciação Científica – UFRJ. Rio de Janeiro, RJ.

COX, R. T. 1994. **Analysis of Drainage Basin Symmetry as a Rapid Technique to Identify Areas of Possible Quaternary Tilt – Block Tectonics:** An Example of Mississipi Enbayment. Geological Society of America Bulletin, 106: 571-581.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro.** Brasília: 2001. 614p.

FILHO, A. T.; RODRIGUES, A. L. **O Alinhamento De Rochas Alcalinas Poços De Caldas-Cabo Frio (Rj) E Sua Continuidade Na Cadeia Vitória-Trindade.** Revista Brasileira de Geociências. Volume 29,1999, p. 189-194.

GATTO, A. RADAMBRASIL. 1983. Folhas SF23/24: Rio de Janeiro/Vitória; **Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra.** MME, Rio deJaneiro, RJ. 32, 780p.

GONTIJO, A.H.F. 1999. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul:** Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. Rio Claro (SP). 259p.

Hasui, Y. 1990. **Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil**. In: SBG/MG, Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1., 1990. Belo Horizonte. Boletim... Belo Horizonte : SBG/MG, p. 11-31.

HASUI, Y. **Compartimentação Geológica do Brasil**. In: Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012. p. 112-122.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004, p. 203-234.

HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTIERI, M.C. 2001. **Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP.** Rev. Bras Geoc. 31(3): 375-384.

HOWARD, A.D. 1967. **Drainage Analysis in Geologic Interpretation**: a Summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 51 (11): 2246-2259.

IGNÁCIO, B. F. **Investigação Morfotectônica com Base Em Anomalias de Drenagem em um Trecho da Bacia do Rio Pomba (Santo Antônio De Pádua/Rj)**. 2017. Campos dos Goytacazes: Universidade Federal Fluminense. 42p.

MELLO, C.L. 1997. **Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP. São Paulo, 275p.

MELLO, C. L., *et al.* **Neotectonic Control on a River Capture System in the Paraíba do Sul River Middle Valley- Bananal-(SP/RJ)**. 1995.

MELLO, C.L.; HEES, F.J. MOURA, J.R.S.; METELO, C.M.S. 1999**. Neotectonic control on a river capture system in the Paraíba do Sul middle valley - Bananal (SP).** In: GEOVEG99 - IGU Meeting on Geomorphic Responses to Environmental (Vegetation) Changes, problems and remedial work. Rio de Janeiro, Brasil.

Mendes, L. D.; Fernandes, N. F.; Gontijo-Pascutti, A. H. F. 2007. **Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ.**Revista Brasileira de Geomorfologia, v.8, n.1, p.63-77.

MODENESI-GAUTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. 2002. **Morphotectonics of a High Plateau on the Northwestern flank of theContinetal Rift of Southeastern Brazil.** Geomorphology, 43: 257-271.

MOHRIAK, W. U. BARROS, Ana Zélia Nunes de. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico do Sudeste do Brasil: **O gráben de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio, RJ**. Revista Brasileira de Geociências, v. 20, 1990, p. 187-196.

MORAES, J. M. **Geologia do Granito Silva Jardim (RJ) Implicações na evolução tectônica dos Terrenos Oriental e Cabo Frio.** Dissertação de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis – UERJ. Rio de Janeiro, 2009, p. 76.

MORAES, R. G. de. **Análise Morfotectônica com Base no Reconhecimento De Anomalias de Drenagem em um Trecho da Bacia do Rio Pomba (Miracema/Rj). 2018.** Campos dos Goytacazes: Universidade Federal Fluminense, p. 52.

OLLIER, C.D. 1981. Tectonics and Landforms. Geomorphology Texts. Longman inc. London: 57-161.

RIBEIRO, C. S**. Influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da Formação Barreiras entre o rio Paraíba do Sul (RJ) e o rio Doce (ES)**. 2010. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L.**. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil.** 2004. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R; BRITO NEVES, B.B. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p.383-405.

SADOWSKI, G. R.; NETO, C. de M. D. **O Lineamento Sismo-Tectônico De Cabo Frio.** Revista Brasileira de Geociências. São Paulo: 1981. Volume 11(4), 209-212p.

SILVA, T. M. *et al***. Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP)**. 2006. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Vol. 29 - 2 / 2006 p. 210-224.

SILVA, T. P. da**. Neotectônica na Região da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e Áreas Adjacentes, entre Miguel Pereira e Juiz de Fora (MG).** 2006.125f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SILVA, T. P. da; MELLO, C. L. **Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil).** 2011. Geologia USP: Série Científica. Série Científica, v. 11, p. 1-20.

SILVA, T. P. 2012. **Modelo Geológico-Geomorfológico da Evolução da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia - Instituto de Geociências. UFRJ. 139p.

SUMMERFIELD, M.A. 1986. **Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives**. Prog. in Phys. Geog., 10(2):227-238.

SUMMERFIELD, M.A. 1987**. Neotectonics and Landform Genesis**. Prog. in Phys. Geog., 11: 384-397.

Summerfield, m. a. 1991. **Global Geomorphology. Longman Scientific & Technical**. New York. p. 537.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. de. **Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira.** Revista Brasileira de Geociências, Volume 15,1985, p. 273-286.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. de. **Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil.** Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro: 2005, v. 13, n. 2, p. 269-300.

IDENTIFICAÇÃO DE NÍVEIS DE BAIXOS TERRAÇOS FLUVIOMARINHOS E MARINHOS NO BAIXO CURSO DO RIO SÃO FRANCISCO

Bruno Araujo Torres
Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas
Rua Carlos Gomes, 250, Campinas, São Paulo, CEP: 13083-855, Brasil
E-mail: b229463@dac.unicamp.br
Archimedes Perez Filho
Instituto de Geociências Universidade Estadual de Campinas
Rua Carlos Gomes, 250, Campinas, São Paulo, CEP: 13083-855, Brasil
E-mail: archi@ige.unicamp.br

1. Introdução

Ao longo do tempo a gênese e espacialização de terraços tem sido alvo de estudo da geomorfologia, sendo a análise de terraços, principalmente os fluviomarinhos e marinhos, relevantes no possível fornecimento de informações acerca de movimentos tectônicos ou eustáticos, Suguio (2010), associados aos avanços e recuos do NRM decorridos entre períodos glaciais e interglaciais (FAIRBRIDGE, 1961; MÖRNER, 1980).

O terraço é definido como um patamar aplainado que interrompe um declive contínuo, onde ocorreu depósito sedimentar de origem fluvial, lacustre ou marinha. Os terraços fluviomarinhos se caracterizam pela atuação de duas dinâmicas, uma delas é a incisão do canal fluvial, responsável pela deposição de areia, argila e silte, enquanto a outra se baseia em movimentos eustáticos, onde o mar é o agente responsável por produzir depósito arenoso a medida em que avança e recua na costa, processo que também é responsável pela gênese de terraços marinhos (CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA e GUERRA, 1997).

Tais processos dão origem a coberturas superficiais, que se tornam o principal objeto de análise para a identificação e caracterização dos respectivos terraços aos quais elas pertencem. As coberturas superficiais são compostas por material inconsolidado sem uma definição exata de camadas sedimentares, porém com a possibilidade de apresentar horizontes resultantes de processos pedogenéticos (PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; PEREZ FILHO et. al, 2021).

Significativos estudos demonstraram que as mudanças climáticas e eustáticas durante o Quaternário desempenharam importante papel na produção de depósitos em terraços no litoral brasileiro (Bigarella e Andrade, 1963; Suguio et al., 1985). Pesquisas recentes também caracterizaram níveis de baixos terraços para melhor entendimento do papel desempenhado pelas variações do nível marinho, relacionadas as pulsações climáticas Holocênicas, fomentando uma melhor compreensão sobre a gênese e dinâmica evolutiva da paisagem (PEREZ FILHO e RUBIRA, 2017; PEREZ FILHO et. al, 2021).

2. Material e Métodos

Para a identificação dos diferentes níveis de terraços inerentes ao baixo curso do Rio São Francisco, na região do delta, foram obtidos perfis de elevação utilizando o software Global Mapper em sua versão 18.2 com a ferramenta "Path Profile" fazendo uso do modelo digital de elevação ASTER GDEM v2 com resolução espacial de 15 metros.

Foram elaborados dois perfis, nas margens esquerda e direita. A partir dos perfis gerados no software, foi feita uma análise dos possíveis níveis de baixos terraços a serem encontrados ao longo da feição de delta na foz do São Francisco, identificando-os e delimitando-os na forma de linhas nomeadas da seguinte maneira: N(X), onde N se refere ao nível e X a numeração do mesmo. Levando-se em consideração que para identificar e caracterizar um nível de terraço, também é necessário a aplicação de outras técnicas tais como: LOE, granulometria e campo.

3. Resultados

A partir da década de 70 pesquisas sobre as variações no nível do mar tiveram um aumento considerável. Pesquisadores brasileiros analisaram aplainamentos e depósitos pretéritos relacionando-os com a ocorrência de eventos climáticos significativos ao longo do Quaternário (COLTRIANI, 1994; BIGARELLA et al., 1994; PESSENDA et al., 2012). Tais eventos climáticos exerceram importante papel transformador no ambiente, originando assim a paisagem atual, sendo estes responsáveis por gerar períodos úmidos e semiúmidos, no qual o Holoceno é apontado como o memento da atuação de processos de formação e alteração das feições do relevo (DIAS e PEREZ FILHO, 2015).

O perfil traçado ao longo da margem esquerda (AB) apresentou dois níveis identificáveis (Figura 1), tendo N(1) uma variação de altitude entre 15 e 25 metros, podendo ser caracterizado como um nível que está possivelmente ligado ao último máximo transgressivo no limite entre o Pleistoceno e Holoceno (SUGUIO, 1985). Há também a presença de um segundo nível mais baixo, variando entre 5 e 10 metros de altitude, que segue o mesmo padrão altimétrico até o nível do mar e que pode estar ligado a eventos eustáticos que se deram ao longo do Holoceno.

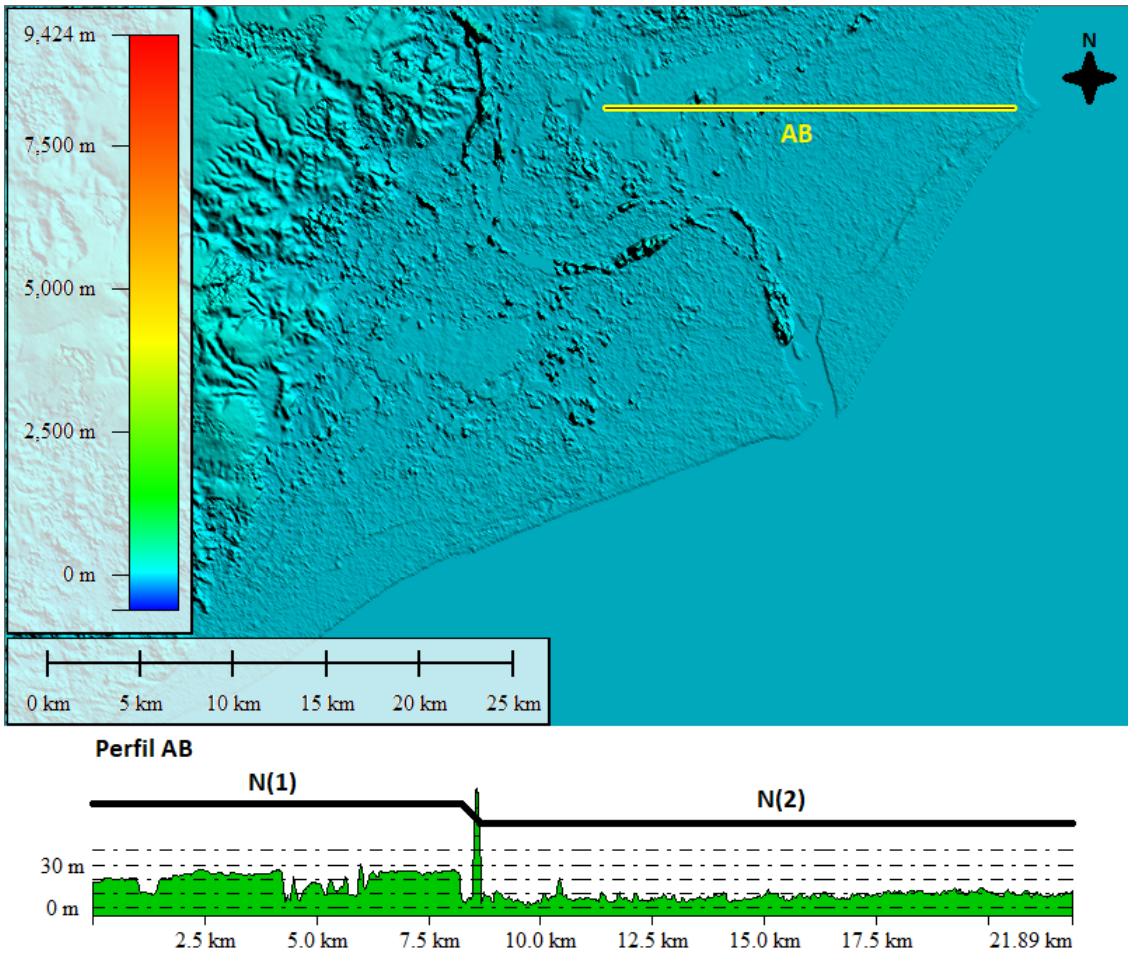


FIGURA 1: Localização do perfil AB e identificação dos níveis de terraço. Fonte: Global Mapper, modificado pelo autor.

O segundo perfil traçado (CD) referente a margem direita (Figura 2), apresentou um pouco mais de irregularidades ao longo das cotas referentes a este perfil, porém foram identificados 2 grandes níveis, assim como na figura anterior. O nível N (1) está entre as cotas de 10 e 15 metros, com ressalvas para uma possível região de depósito eólico e este nível possui um maior nível de dissecação em sua porção mais próxima ao canal do rio devido a variação altimétrica apresentada no perfil. N(2) apresenta-se como nível mais baixo, com altitudes que variam de 5 a 10 metros e com presença de possíveis depósitos eólicos recobrindo o nível ao longo de sua extensão.

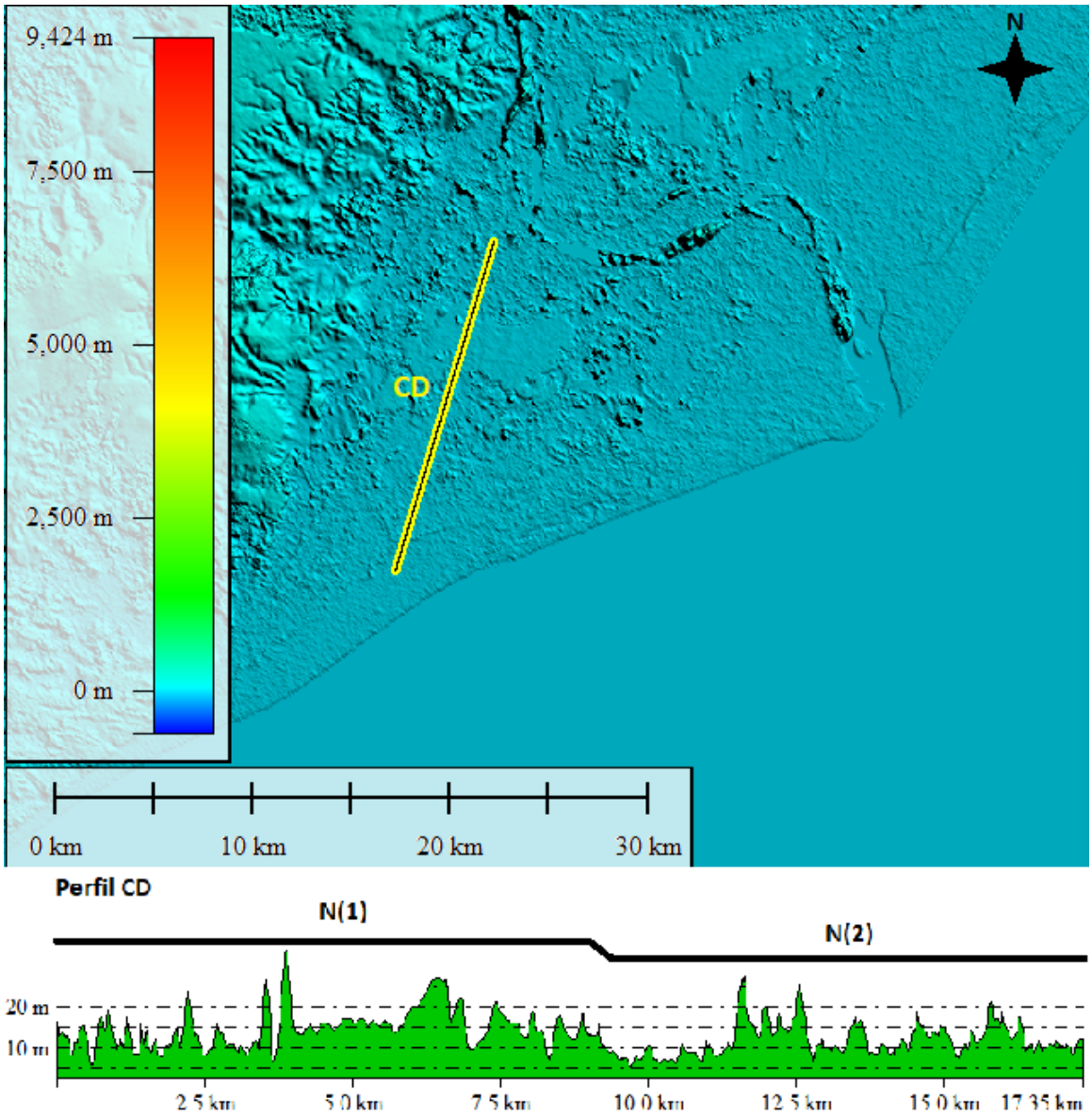


FIGURA 2: Localização do perfil CD e identificação dos níveis de terraço. Fonte: Global Mapper, modificado pelo autor.

Acredita-se que os dois níveis de terraço identificados por meio do traçado de perfis sob MDTs estejam associados à dois eventos discutidos na literatura, um sendo o ótimo climático holocênico, Dominguez (1996), Wanner (2011) e Castro et al. (2014), discutindo o último máximo transgressivo que se deu na área de estudo, como um rápido momento transgressivo ocorrido por volta dos 4000-3600 anos a.p., como apresentado por Suguio (2008). O principal momento responsável por criar a descontinuidade identificável na área e responsável pela formação do primeiro nível de terraço foi o fim do Holoceno médio, fim do período nortegripiano, marcando assim o início do Holoceno superior, onde posteriormente, se deu a segunda transgressão, que foi responsável por estabilizar o NRM, dando origem ao segundo nível de terraço identificado.

4. Considerações Finais

Considerando os terraços marinhos e fluviomarinhos como importantes portadores de evidências de eventos paleoclimáticos, sua identificação e caracterização tornam-se instrumentos de relevância para o entendimento da gênese de paisagens pretéritas, assim como os processos envolvidos nessa formação. É importante ressaltar que um conjunto de dados é capaz de fornecer maiores informações acerca da hipótese de pulsos climáticos como regentes da paisagem local.

Os dados fornecidos pela análise apontam para a presença de dois níveis distintos de terraços marinhos, encontrados ao longo das cristas praiais e demais formas que recobrem esta feição. Sendo assim, é fomentada a hipótese de que oscilações, na forma de pulsos climáticos ocorridos no Holoceno foram responsáveis por modificar a dinâmica atuante no sistema geomorfológico, deixando assim evidências na forma dos terraços.

Agradecimentos

Agradecemos à Fundação de Amparo e Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (Fapesp) pelo apoio e pelo financiamento à pesquisa, por meio do projeto número 2018/25249-5.

Referências

BIGARELLA, J.J; ANDRADE, G.O., Contribuitions to the study of the Brazilian Quaternary. Geol. Co. Am. SPec. Publ. 84, p. 433-451. 1965.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais – Vol. 1, Florianópolis, 1994.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blücher, 2ª ed., 1980.

COLTRINARI, L. Paleoambientes quaternários na América do Sul: primeira aproximação. Anais 3 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Belo Horizonte, 1991.

DIAS, R; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de Terraços Fluviais na Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí-SP a Partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Revista Brasileira de Geomorfologia. 16. 2015.

FAIRBRIDGE, R. W. Eustatic changes of sea level. **Physics and Chemestry of the Earth**. n.4, p. 99-185, 1961.

GUERRA, A.T. & GUERRA, A.J.T. Novo dicionário geológico-geomorfológico. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1997.

MÖRNER, N.A. Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In: MÖRNER, N.A. cd. *Earth rheology, isostasy and eustasy.* Londres, John Wiley & Sons. p. 5 35-553. 1980

PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G. Avaliação de Variáveis Pedológicas como Subsídio para Interpretação do Tempo das Superfícies Geomorfológicas em Sistemas Deposicionais Marinhos de Clima Tropical Úmido. REVISTA DO DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA, v. Especial, p. 85-95, 2017.

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.

PEREZ FILHO, A.; MOREIRA, V. B.; LÄMLE, L.; TORRES, B. A.; VALEZIO, E.; RUBIRA, F. G. ADERALDO, P. I. C.; SOUZA, A. O. Depositional rates obtained from absolute dating on surficial covers in the paulista peripheral depression, SE-Brazil, Journal of South American Earth Sciences, 103491, ISSN 0895-9811, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103491, Volume 111, 2021.

PESSENDA, L.C.R.; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P.E.; BUSO JR, A.A.; COHEN, M.C.L.; ROSSETI, D. F.; RICARDI-BRANCO, F. Late Quaternary vegetation and coastal enviromental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 363-364, 57-68, 2012.

SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

SUGUIO, K; MARTIN, L; BITTERNCOURT, A.C.S.P; DOMINGUEZ, J.M.L; FLEXOR, J.M; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Ver. Bras. Geoci. 15. 273-286, 1985.

ÍNDICE DE ATIVIDADE TECTÔNICA (IAT) NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO LOURENÇO VELHO, SUL DE MINAS GERAIS: SUBSÍDIO PARA A INTERPRETAÇÃO DA MORFOTECTÔNICA NA MARGEM RIFTE DO SUDESTE

André Luiz Baldutti Campagnacci
Universidade Federal de Juiz de Fora
Travessa Pedro Paulo, 70, CEP:36045100
andre.balduttic@ich.ufjf.br
Lídia Helena Ferreira de Souza
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua do Acre, 78, CEP: 36026310
E-mail: lidia.souza@ich.ufjf.br
Thaigro Caíque de Paiva Cardoso
Universidade Federal de Juiz de Fora
Rua das Marcasitas, 260, CEP:36039-290
E-mail: thaigro@outlook.com.br
Roberto Marques Neto
Universidade Federal de Juiz de Fora
E-mail: roberto.marques@ufjf.edu.br
Thomaz Alvisi de Oliveira
Instituto Federal do Sul de Minas Gerais
E-mail: thomaz.oliveira@ifsuldeminas.edu.br

RESUMO

Os estudos neotectônicos contam com diversas metodologias de pesquisa que fundamentam a compreensão da evolução do relevo a partir do último grande quadro de soerguimento ou subsidência de blocos em determinado contexto plataformal. Dessa forma, a presente pesquisa objetiva aplicar o Índice de Atividade Tectônica como subsídio à interpretação do controle morfotectônico vigente na bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho (MG). Primeiramente foram mensurados os índices Relação Declividade - Extensão (RDE), Fator Assimétrico (Af), Integral Hipsométrica (Hi) e Sinuosidade da Frente de Montanha (SfM), gerando-se suas respectivas categorias de intensidade tectônica (Cit). Por fim, os índices quantificados foram agregados ao Índice de Atividade Tectônica (IAT), calculado para as principais sub bacias subordinadas à bacia em questão, obtendo-se os seguintes resultados de IAT: 4 altíssimas, 6 altas e 13 moderadas. Tanto os índices individuais como agregados indicam um controle tectônico expressivo para a bacia.

Palavras-Chave: Neotectônica; Índice de Atividade Tectônica; Bacia do rio Lourenço Velho.

1. Introdução

Nas últimas décadas tem se disseminado os estudos interessados na investigação do quadro neotectônico vigente na Plataforma Brasileira, com inserção contundente da Geomorfologia. Vita-Finzi (1986) exalta a abordagem geomorfológica enquanto método importante na investigação neotectônica, pois evidencia as relações entre as feições fisiográficas e as estruturas neotectônicas de uma região. Dentre as técnicas de estudo, estão os índices geomorfométricos, utilizados em diversos trabalhos (ETCHEBEHERE *et al*., 2004; EL HAMDOUNI *et a*l.,2008; MARQUES NETO & PEREZ FILHO, 2013).

Diversos índices morfométricos podem ser utilizados para identificar indícios de tectônica recente ou ativa. Entre eles destaca-se a Relação Declividade-Extensão (HACK,1973), utilizado para detectar alterações no curso d'água decorrentes de atividade tectônica; o Fator assimétrico (HARE & GARDNER, 1985), que indica a assimetria de bacias hidrográficas de acordo com a migração lateral dos canais; a Integral hipsométrica (KELLER & PINTER, 1996), que dialoga com a intensidade de dissecação da bacia; a Sinuosidade de frente montanhosa (BULL e WALLACE, 1985), que quantifica o grau de retrabalhamento/preservação de escarpas.

Os referidos parâmetros podem ser agregados pelo Índice de atividade tectônica (EL HAMDOUNI *et al.* 2008), voltado para a valoração da atividade tectônica de uma determinada área, permitindo uma avaliação mais integrada e eficaz do quadro tectônico (SANTOS *et al.*, 2019). Para Andrades Filho e Rossetti (2015), seus resultados contribuem na reconstituição do arcabouço estrutural, possibilitando o reconhecimento de estruturas tectônicas como fraturas, falhas e dobras, formadas em diferentes momentos do passado geológico. A utilização de parâmetros geomórficos também auxilia o reconhecimento de estruturas de difícil identificação em campo, auxiliando assim nos mapeamentos geológicos.

O presente trabalho tem por objetivo investigar o controle morfotectônico vigente na bacia do rio Lourenço Velho, que drena terrenos pertencentes ao *horst* da Serra da Mantiqueira, lançando mão do Índice de Atividade Tectônica (Iat) (EL HAMDOUNI *et al.* 2008). A seleção da respectiva área de estudo foi motivada pela existência de pesquisas precedentes (OLIVEIRA 2013; MOURA *et al*., 2013) que já apontaram efeitos diastróficos neotectônicos na área, almejando assim aprofundar os conhecimentos acerca do controle morfotectônico local e suas correlações regionais.

2. Área de Estudo

A bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho (Figura 1), ente sistêmico que ocupa área superior a 650 km2, se inscreve no contexto hidrográfico do alto rio Grande, e segundo Oliveira (2013) apresenta uma sequência de serras e superfícies escalonadas herdadas de estruturas pré-cambrianas, reativadas e retrabalhadas pela tectônica cenozóica. Abrange territórios pertencentes aos municípios de Passa Quatro, Virgínia, Marmelópolis, Maria da Fé, Itajubá e São Jorge do Alegre, onde encontra-se seu exutório na confluência com o rio Sapucaí.

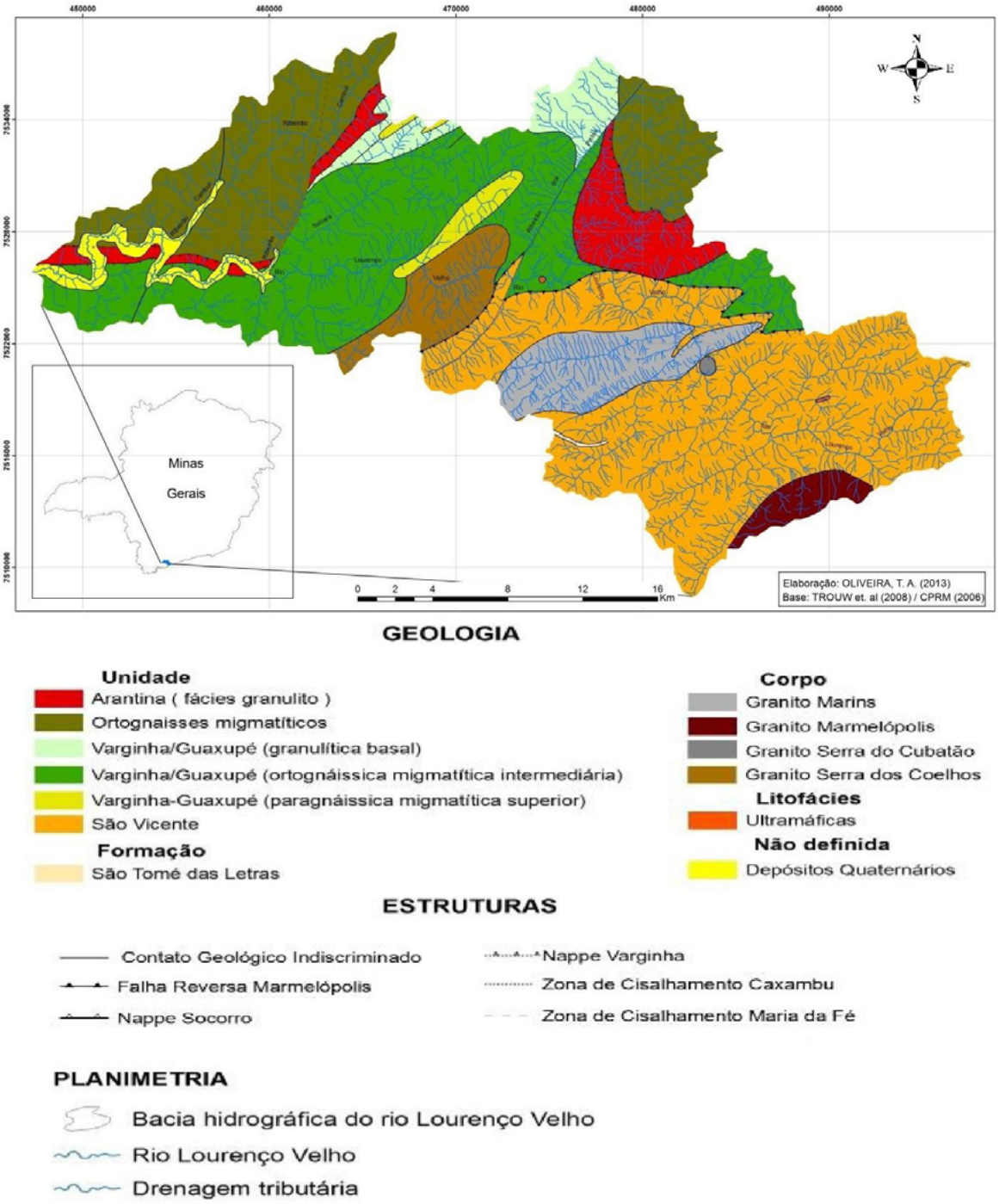


FIGURA 1: Localização e base geológica da bacia do Rio Lourenço Velho.
Fonte: Adaptado de OLIVEIRA, T. A. (2003)

O rio Lourenço Velho é o principal tronco coletor dessa bacia posicionada na porção meridional da Serra da Mantiqueira, que devido à sua gênese tectônica associada à remobilização de antigas faixas dobradas no Ciclo Brasiliano, originou-se um relevo marcado pelo escalonamento topográfico com elevações que ultrapassam 1800 metros, onde encontram-se as nascentes de seus principais afluentes (OLIVEIRA, 2013; MOURA *et al*, 2013). Esse relevo é emoldurado em conjuntos litológicos pré-cambrianos dominantemente gnáissico-graníticos,

migmatizados ou não. Os depósitos aluvionares neoquaternários presentes nas calhas das principais drenagens preenchem as planícies aluviais, que na área apresentam forte controle tectônico.

O relevo falhado que marca a organização geomorfológica da bacia vincula-se à coberturas superficiais imaturas, formadas por Neossolos Litólicos associados à Cambissolos, com ocorrência de Latossolos em baixas vertentes em grande parte correspondentes a colúvios pedogeneizados. Sobre essas coberturas medram fitofisionomias aderentes ao clima tropical de altitude da região, sucedendo-se altitudinalmente florestas semidecíduas e florestas ombrófilas mistas e densas.

3. Metodologia

O escopo metodológico do presente artigo perpassou pela aquisição de referenciais bibliográficos e de dados georreferenciados, organizados em banco de dados estruturado em software GIS. Os aludidos dados foram adquiridos através do Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEx), incluindo as cartas topográficas vetoriais (utilizando-se dos *shapefiles* Hidrologia e Curvas de Nível) e as cartas topográficas matriciais Santa Rita do Sapucaí (SF-23-Y-B-II-4), Virgínia (SF-23-Y-B-III-4), Itajubá (SF-23-Y-B-III-3) e Lorena (SF-23-Y-B-VI-2), em escala 1:50000. Subsequentemente foi delimitada a bacia referente ao Rio Lourenço Velho e suas 22 sub bacias de maior expressão.

A fase seguinte compreendeu a aplicação dos índices geomorfométricos, sendo eles: Relação Declividade X Extensão do Canal (RDE) (HACK, 1973; ETCHEBEHERE, 2000), Fator Assimétrico (Af) (HARE & GARDNER, 1985), Integral Hipsométrica (Hi) (KELLER & PINTER, 1996) e Sinuosidade de Frente de Montanha (Smf) (BULL & WALLACE, 1995). Os índices foram qualificados segundo suas respectivas *Categorias de intensidade tectônica (CIt)*, e, por fim, agrupados para derivação do Índice de atividade tectônica (Iat), conforme orientações de El Hamdouni *et al*. (2008) e Andrades Filho e Rossetti (2015). Nessa combinação, as Cit's de valor 1 indicam *alta atividade tectônica*, 2 *moderada atividade tectônica* e 3 *baixa atividade tectônica*. Os valores de Iat resultantes foram qualificados em intensidade de atividade tectônica *altíssima*, *alta* e *moderada*.

O índice RDE correlaciona as amplitudes altimétricas para cada extensão de segmento do canal (RDE trecho), assim como sua amplitude e extensão total (RDE total) visando a detecção de deformações crustais (ETCHEBEHERE, 2004). O RDE trecho pode ser obtido pela fórmula:

RDE trecho =

Onde corresponde à amplitude altimétrica de cada trecho, *L* à extensão horizontal entre os trechos e *L* à extensão do curso d'água até a nascente. Posteriormente, foi calculado o RDE total (SEEBER & GORNITZ, 1983), pela fórmula abaixo.

RDE total =

A relação entre o RDE trecho e o RDE total indicam possíveis anomalias nos cursos d'água, conforme a seguinte lógica: (ausência de anomalias); > 2 e ≤ 10 (anomalias de 2ª ordem); (anomalias de 1ª ordem). Os valores de Cit relacionados ao RDE foram definidos a partir da somatória das anomalias, resultando na seguinte categorização: Cit 1 para valores > 6 anomalias, Cit 2 para valores 5 anomalias, e Cit 3 para valores 4 anomalias.

O Fator Assimétrico ou Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) (HARE & GARDNER, 1985) é utilizado para se revelar padrões quanto à migração lateral do canal principal em uma bacia hidrográfica, podendo ser associado a situações de basculamento preferencial de blocos reorganizando a drenagem. O índice relaciona a área total da bacia hidrográfica (At) à área de sua margem direita (Ad):

Af = AdAt 100

Os valores < 45 sugerem que o curso principal migrou lateralmente à margem direita da bacia hidrográfica, enquanto valores > 55 indicam provável migração em direção à margem esquerda; valores 45 e 55 apontam que a bacia é simétrica em relação ao seu curso principal. Para a implementação do fator assimétrico os resultados são apresentados em módulo, subtraindo-se o valor 50: |*Af 15*| Cit 1; |*7 Af < 15*| Cit 2; |*Af < 7*|, Cit 3.

O índice Hi indica o grau de preservação de determinado relevo frente aos processos erosivos, fornecendo indícios de diferentes estágios evolutivos. Dessa forma, valores mais elevados denotam um relevo mais "jovem", com maior controle tectônico e baixa influência erosiva, enquanto valores mais baixos sugerem controle tectônico mais brando, denotando estágios evolutivos mais avançados, afetados por tempos prolongados de erosão e retrabalhamento com implicações no rebaixamento do relevo (KELLER & PINTER, 1996). Para o estabelecimento de tais valores, será utilizada a seguinte fórmula:

H médio - H mínimo H máximo - H mínimo

Onde *H mínimo* representa a altitude mínima, *H médio* representa a altitude média e *H máximo* a altitude máxima. Para definir a altitude média foram estabelecidos 50 valores de altitude aleatórios em cada sub bacia pertencente ao sistema hidrográfico principal, dividindo-os pela quantidade de valores, conforme sugerido por El Hamdouni *et al.* (2008). Os valores > 0,4 remetem a esforços tectônicos menos significativos (Cit 3), entre 0,4 e 0,5 esforços moderados (Cit 2), e valores < 0,5 indicam esforços mais expressivos (Cit 1).

O índice *Sinuosidade de Frente de Montanha (Smf)* (BULL & WALLACE, 1995) visa compreender se as forças tectônicas se sobrepõem à ação erosiva mensurando o grau de retrabalhamento de escarpas. Relaciona o comprimento da escarpa medida no seu sopé a partir do *nick* (Lmf) com a sua projeção retilínea (Ls), conforme a fórmula abaixo.

Smf = Lmf/Ls

A partir da equação, os resultados serão classificados como *baixo* (Smf > 1,5), Cit 3, *moderado* (valores 1,2 < Smf ≤ 1,5), Cit 2, e *alto* (1,2 ≥ Smf), Cit 1.

O Índice de Atividade Tectônica (IAT) relativo à cada bacia delimitada foi estabelecido a partir da somatória de todas as Cit's em relação a quantidade de parâmetros utilizados, conforme o Quadro 1.

QUADRO 1.
Exemplo de somatório das Cit's pelo número de parâmetros para definição do IAT.

PARÂMETRO	RDE	Af	Hi	Smf	ΣCit/n	IAT	QUALIFICAÇÃO
Cit	1	1	1	2	1,25	1	ALTÍSSIMA
	2	1	2	1	1,5	2	ALTA
	3	1	3	2	2,25	5	MODERADA

Seguindo a proposta de El Hamdouni *et al*. (2008), também utilizada por Andrades Filho e Rossetti (2015), o Índice de Atividade Tectônica terá sua classificação segundo as seguintes parametrizações, que distinguem duas categorias para as intensidades *alta* e *moderada*:

Atividade Altíssima (IAT=1) - ΣCit/n ≤ 1,25

Atividade Alta (IAT=2) - 1,25 < ΣCit/n 1,5

Atividade Alta (IAT=3) - 1,5 < ΣCit/n 1,75

Atividade Moderada (IAT=4) - 1,75 < ΣCit/n 2,0

Atividade Moderada (IAT=5) - 2,0 < ΣCit/n 2,5

4. Resultados e Discussões

O sistema geomorfológico da bacia do rio Lourenço Velho é caracterizado por cristas retilíneas talhadas em escarpas de falha com facetas triangulares a trapezoidais e vales encaixados em profundo entalhe vertical, indicando expressivo controle tectônico. Oliveira (2013) aponta que lineamentos estruturais influenciam a configuração e orientação dos vales e interflúvios, com notórias adaptações da drenagem também condicionadas a contatos litológicos.

O controle neotectônico na bacia do Lourenço Velho é fortemente indicado pelos índices geomórficos mensurados, conforme a figura 2 e sua espacialização na figura 3.

Nº Bacia	Curso D'água	Hi	Af	RDE	SmF	Σ/n	IAT	Intensidade
3	Córrego Retiro	1	1	1	1	1,00	1	Altíssimo
9	Ribeirão Cubatão	1	1	1	2	1,25	1	Altíssimo
10	Córrego Filipes	2	1	1	1	1,25	1	Altíssimo
20	Córrego Pedralva	2	1	1	1	1,25	1	Altíssimo
14	Ribeirão dos Pintos	1	2	1	2	1,50	2	Alto
1	Ribeirão do Sagui	1	2	1	2	1,50	2	Alto
8	Córrego Do Marques	1	1	3	1	1,50	2	Alto
16	Córrego do Paiol	1	1	2	2	1,50	2	Alto
22	Córrego do Cambuí	1	2	1	2	1,50	2	Alto
0	**Lourenço Velho**	**2**	**2**	**1**	**2**	**1,75**	**3**	**Alto**
21	Ribeirão Sabará ou das Posses	2	2	1	3	2,00	4	Moderado
2	Ribeirão Jacuzinho	1	2	3	2	2,00	4	Moderado
4	Córrego da Correia	1	2	3	2	2,00	4	Moderado
5	Córrego da Vargem	2	3	1	-	2,00	4	Moderado
11	Córrego Borges	2	2	2	2	2,00	4	Moderado
12	Córrego dos Correias	2	2	2	-	2,00	4	Moderado
13	Córrego do Mendanha	1	2	3	-	2,00	4	Moderado
15	Ribeirão Claro	1	2	3	2	2,00	4	Moderado
18	Córrego Varjão	2	3	1	2	2,00	4	Moderado
19	Córrego Santa Rita	2	2	2	2	2,00	4	Moderado
17	Córrego Sobradinho	1	3	3	2	2,25	5	Moderado
7	Rio Ponte Alta	1	3	3	2	2,25	5	Moderado
6	Córrego Veremos	1	3	3	-	2,33	5	Moderado

FIGURA 2: Categorias e Índices de Intensidade Tectônica para a bacia do rio Lourenço Velho e suas principais sub bacias.

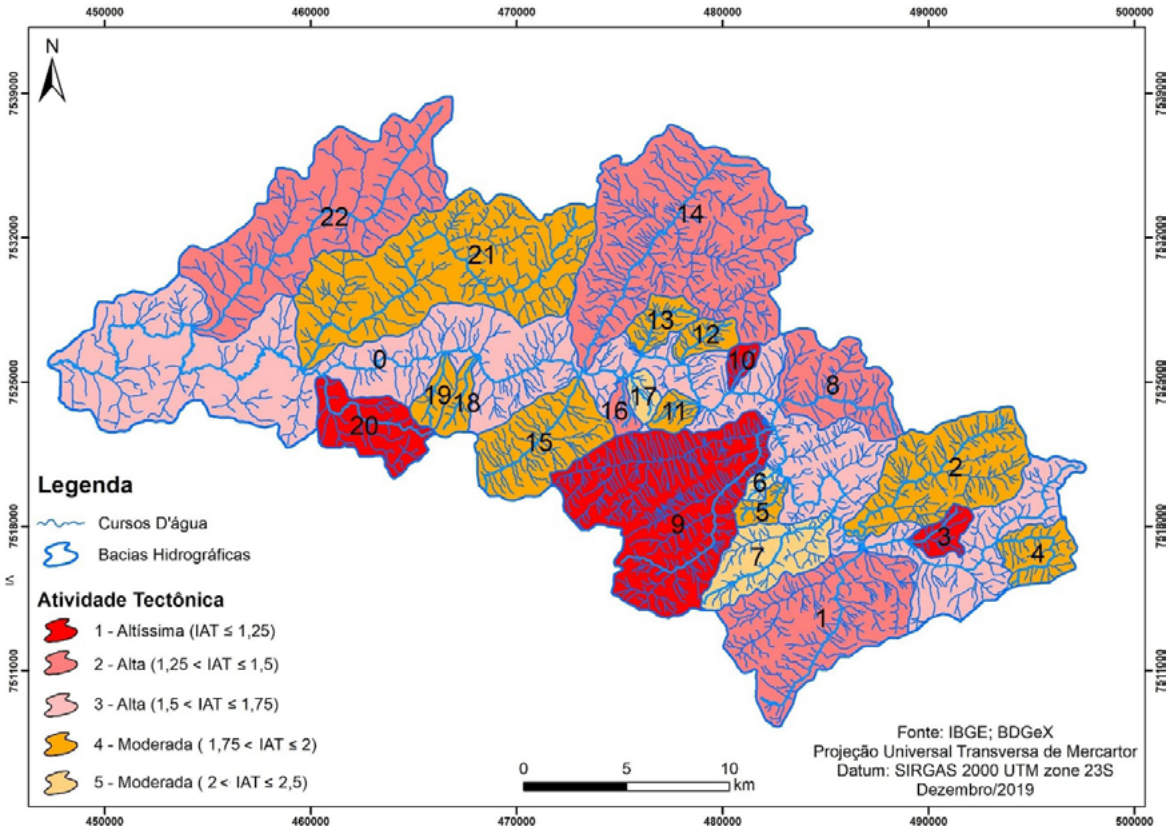


FIGURA 3: Espacialização da Intensidade de atividade tectônica segundo as principais bacias.

É possível perceber o predomínio de IAT alto e da classe mais baixa de IAT moderado, como observado na figura 3, o que indica a atuação de processos neotectônicos na área da bacia. Segundo Moura *et al*. (2013), tal controle tectônico auxilia na formação de um relevo acidentado, com declives acentuados e vales retilíneos e profundos, decorrentes da incisão vertical da drenagem. Como é possível observar no mapa geológico, o rio disseca diversas litologias pré-cambrianas, como rochas magmáticas granitoides e quartzitos.

Os valores de RDE do Rio Lourenço Velho mostram um alto índice de anomalias, assim como na maioria das suas sub bacias, o que indica a presença de soleiras tectônicas além daquelas formadas por erosão diferencial no contato de litotipos de resistência contrastante. É notório o alinhamento da drenagem e a adaptação do relevo às falhas e contatos litológicos (vide figura 1), bem como as consecutivas mudanças de orientação, muitas delas controladas por falhas transcorrentes.

O RDE se mostrou como o principal parâmetro definidor de IAT alto e altíssimo, sendo possível perceber que, de 22 bacias (incluindo o próprio Lourenço Velho), 11 apresentam o RDE classificado com Cit 1, ou seja, possuem 10 ou mais trechos anômalos. Das 11 bacias com maior número de anomalias, 8 estão classificadas em alta ou altíssima intensidade. As bacias hidrográficas do ribeirão dos Pintos e do córrego Peralva apresentam a intensidade classificada como alta e altíssima respectivamente, tendo ambas as bacias apresentado 10 ou mais trechos anômalos, seguindo assim o padrão de anomalias percebido na maioria dos cursos principais das bacias hidrográficas com IAT alto e altíssimo. O ribeirão Sabará também assume destaque com diversos trechos e encaixe e encachoeiramentos linearizados na direção NE-SW. O córrego do Cambuí, que disseca litologias das Unidades Arantina, Varginha-Guaxupé, apresenta brusca

mudança de orientação de NE-SW para E-W ao interceptar às estruturas concernentes à Zona de Cisalhamento de Maria da Fé, o que aumenta a energia da corrente e, por conseguinte, o número de anomalias.

De acordo com Oliveira (2014), os alinhamentos da zona de cisalhamento Maria da Fé e Caxambu influenciaram o encaixe das principais drenagens e sua configuração retilínea. Estruturas lineares formadas por contatos litológicos e planos de menor resistência à erosão também formam elementos orientadores dos padrões de drenagem na bacia. A relação entre estrutura e drenagem dá-se pela presença de fraturas e falhas ajustadas ao *trend* regional NE-SW, que contribuem para o posicionamento paralelo das drenagens tributárias do rio Lourenço Velho, e pela presença de fraturas transversais a essa orientação, onde estão ajustados os afluentes de ordem inferior.

As bacias classificadas com o IAT altíssimo, indicando maior controle tectônico, foram aquelas pertencentes ao Córrego Retiro, Ribeirão Cubatão, Córrego Filipes e Córrego Pedralva. Todas elas apresentam grande quantidade de anomalias, assim como uma elevada assimetria, indicando a migração lateral dos cursos d'água. O ribeirão Cubatão, por exemplo, disseca a Unidade São Vicente (figura 1) no sentido NE-SW, assumindo um controle N-S no contato litológico com o Granito Marins. Apresenta uma drenagem com padrão em treliça, resultante do controle estrutural exercido sobre os tributários diretos do Lourenço Velho. Esse padrão ocorre amplamente em toda a bacia. Neste arranjo, canais ajustados à declividade do terreno recebem canais que fluem em direção transversal, formando confluências de angulação reta.

Entre as bacias de IAT alto, o Ribeirão Sabará e o Córrego do Cambuí possuem uma drenagem retangular, onde o curso principal e tributários formam ângulos retos, seguindo o padrão proporcionado pela estrutura. A bacia hidrográfica do córrego do Marques, é a única de IAT alto a possuir baixa influência representada pelo RDE, uma vez que demonstra apenas duas anomalias de drenagem satisfatoriamente evidenciadas. Dessa forma, é possível constatar a influência de outros índices, notadamente o Smf (Cit 1) congruente à presença de escarpas retilíneas e facetadas trapezoidalmente, denotando intenso controle tectônico, além da evidente assimetria (Af = 72,5), o que sugere basculamento de bloco influenciando a migração lateral de seu curso principal. Por sua vez, a Hi de categoria 1 denota que o relevo da bacia encontra-se relativamente preservado frente aos processos erosivos, reforçando o controle tectônico aludido.

Quanto às bacias com IAT moderado, destaca-se o Ribeirão Claro, cuja drenagem apresenta um claro padrão em treliça, ajustada ao contato litológico da Unidade São Vicente com a Unidade Varginha-Guaxupé. A bacia do Ribeirão Jacuzinho exibe uma drenagem em padrão radial, ligado à incisão da drenagem por zonas de fraqueza.

Ao contrário do que se apontou nas bacias de altas e altíssimas intensidades tectônicas, o índice Af predomina em valores baixos a médios para bacias de IAT moderado (4 ou 5), como é observado nas do Córrego da Vargem, Veremos e Rio Ponte Alta, tendo seus cursos principais mais centralizados no espaço de suas bacias.

Entre as bacias com IAT moderado, o índice RDE foi preponderante nas bacias do Rio Sabará, Córrego da Vargem e Córrego Varjão, tendendo ao rebaixamento nas demais com a diminuição notória do número de anomalias, a exemplo do rio Ponte Alta e dos córregos Mendanha, Correia e Sobradinho, entre outros.

A grande maioria das frentes escarpadas identificadas nas bacias hidrográficas moderadas mostraram-se preservadas frente à ação erosiva, representadas por Cit's 2. É possível observar em determinadas feições montanhosas, como as Serras do Assobio e de São Bento, que apesar da presença de reentrâncias e do

controle erosivo produzido pelos cursos d'água que nelas fluem, mantêm-se a configuração original, influenciando na dinâmica geomorfológica da bacia hidrográfica do Ribeirão Jacuzinho. Também, a Serra do Mojiano, uma estrutura deveras retilínea que percorre pela bacia Hidrográfica do Rio Lourenço Velho, perpassando as bacias do Córrego dos Borges, do Sobradinho e Ribeirão Claro em uma de suas frentes escarpadas e a do córrego Cubatão na outra vertente, foi classificada como altíssima. Quanto ao Hi, das 10 bacias classificadas como moderadas, de IAT = 5, quatro apresentam Cit 1 enquanto as outras seis apresentam Cit 2, o que reforça a presença do controle tectônico moldando o relevo e favorecendo a reativação e rehierarquização da drenagem.

As bacias hidrográficas dos cursos d'água Sobradinho, Veremos e Ponte Alta, localizadas na margem esquerda do rio Lourenço Velho, foram as que demonstraram menor intensidade de atividade tectônica, sendo classificadas como moderadas, porém de IAT 5. Nelas foi possível perceber a semelhança quanto aos valores dos índices, onde o RDE e Af se apresentaram como baixos, sendo elas bacias com três ou menos anomalias de drenagem; ainda, o caráter simétrico dessas bacias revela a ausência de migração lateral. O que as mantém com IAT moderado, são os valores de Hi, com Cit 1, o que sinaliza o papel da dinâmica interna na evolução morfológica dessas regiões escarpadas do sudeste brasileiro.

5. Considerações Finais

Os dados obtidos a partir dos cálculos geomorfométricos se mostraram eficazes no que tange à compreensão da influência tectônica na bacia do rio Lourenço Velho e em todas as suas sub bacias, além de evidenciar a susceptibilidade de cursos d'água a tais controles. Dessa forma, considera-se recomendável sua aplicação em estudos de mesmo viés voltados às regiões dos grandes escarpamentos da margem rifte do Brasil Sudeste, uma vez que sua resposta foi deveras satisfatória.

Através dos índices supracitados foi possível conceber quais denotam maior influência em bacias hidrográficas de altíssimo e alto grau de intensidade tectônica, sendo Hi e RDE aqueles que se mostraram como os mais fundamentais para a compreensão desse quadro, uma vez que Hi apontou Cit 1 para catorze das 23 bacias analisadas, e RDE assinalou Cit 1 em onze bacias, demonstrando que os cursos d'água, além de serem muito susceptíveis aos esforços neotectônicos, tem grande competência de dissecação em um relevo em soerguimento, fortemente evidenciado no encaixamento de canais em vales profundos, no facetamento trapezoidal das escarpas, nos afloramentos rochosos em terraços, na presença de vales altimontanos e na formação de zonas erosivas descontínuas nas vertentes extensas e declivosas que caracterizam o sistema geomorfológico estudado. Os demais índices, Af e Smf, também realçaram as evidências de suas respectivas alçadas, ainda que, de maneira mais geral, tenderam a um peso menor na combinação final. Em áreas de grandes escarpamentos e basculamento de blocos copiosos, suas respostas costumam ser aderentes às formas e processos vigentes.

Por fim, cabe salientar que as qualificações estabelecidas para as intensidades de atividade tectônica devem ser interpretadas ao filtro do quadro geodinâmico dos ambientes plataformais cratonizados submetidos a soerguimento isostático nas suas margens continentais. Desse modo, é crível que as qualificações derivadas dos resultados obtidos são aderentes à dinâmica tectônica desses terrenos, para os quais a utilização de diferentes índices geomórficos tem sido recorrente. Assim, sua combinação em um índice agregado engendra um avanço no expediente metodológico voltado para as técnicas geomorfométricas e seus potenciais de aplicação em ambientes de margem passiva.

Agradecimentos

Agradecimento especial à Lídia Helena Ferreira de Souza (*in memorian*), participante fundamental neste projeto, sempre dedicada na produção e discussão do artigo, com quem compartilhamos muitos momentos de dúvidas, questionamentos e aprendizados.

Referencial Bibliográfico

ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 2, n. 42, p.113-130, 2015.

BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, p. 216, 1985.

EL HAMDOUNI, R. *et al.* 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. *et al.* Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão-RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP- Série Científica**. São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. *et al.* 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. **Revista Geociências.** São Paulo, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2007.HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey**, Jour. Research, 1 (4): p. 421 - 429, 1973.

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

HARE P.W.; GARDNER I.W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M & Hack J.T (eds.) *Tectonic Geomorphology. Proceedings 15th*. Annual Binghamton Geomorphology Simp, 1985.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics**: Earthquakes, Uplift, and Landscape. New Jersey, Prentice Hall, p. 362, 1996.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A.. Neotectônica na bacia do rio Verde, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Uberlândia: Universidade Federal de Uberlândia, v. 14, n. 3, p. 313-322, 2013.

MOURA, T. C. *et al.* 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-PPGEO-UFJF**. Juiz de Fora, v. 3, n. 1, p. 1-8, 2013

OLIVEIRA, T. A. **A concepção geossistêmica aplicada ao estudo da dinâmica da paisagem na bacia hidrográfica do rio Lourenço Velho, sul do estado de Minas Gerais - Brasil.** Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 176, 2013.

OLIVEIRA, T. A. Compartimentação morfológica da bacia hidrográfica do ribeirão do Cambuí, a partir de dados morfométricos e estruturais. **Revista Geonorte**, Edição especial 4, vol. 10, n. 1, p. 115-120 Manaus, 2014.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S.; BERNARDES, B. A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Brasília, v. 20, n. 2, p. 287-316, 2019.

SEEBER, L; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 2, p. 335-367, 1983.

VITA-FINZI, C. **Recent Earth movements: an introduction to neotectonics**. London: Academic Press, p. 226, 1986.

INFLUÊNCIA DO CONTROLE ESTRUTURAL SOBRE A REDE DE DRENAGEM: O CASO DA BACIA DO ACARAÚ, NE DO BRASIL

Wesley Feitosa Rodrigues
Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31270-901
E-mail: wesleyfr@ufmg.br
Ana Beatriz da Silva Barbosa
Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará
Campus do Pici, Bloco 911, Fortaleza, Ceará. CEP: 60455-760
E-mail: beatrizannageoufc@alu.ufc.br
André Augusto Rodrigues Salgado
Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
Av. Antônio Carlos 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31270-901
E-mail: aarsalgadoufmg@gmail.com

Resumo

O trabalho visa analisar a influência da configuração estrutural na conformação da drenagem da Bacia do Rio Acaraú, nordeste do Brasil, a partir do sensoriamento remoto. Os dados foram coletados por meio do tratamento e da análise do modelo digital de elevação ASTER-GDEM, combinados com informações de geologia e hidrologia da bacia. Foram identificados 3480 lineamentos negativos, sendo 40% deles coincidentes com trechos retilíneos de canais. A tropia da drenagem se estabeleceu nas direções NE-SW e NW-SE, coincidindo com as modas apresentadas nos lineamentos. No tocante à densidade de estruturas, as porções mais expressivas localizam-se na confluência das estruturas regionais, destacando-se o Lineamento Transbrasiliano e a Falha Café-Ipueiras. Esses dados denotam uma drenagem subordinada ao padrão estrutural do substrato, onde as descontinuidades serviram de ponto de partida para o encaixe dos canais que, por vezes, indicam pontos de anomalia e possíveis ocorrências de captura.

Palavras-chave: Controle estrutural, rede de drenagem, sensoriamento remoto.

1. Introdução

A análise da evolução de sistemas fluviais traz informações essenciais sobre os processos de formação do relevo a longo termo (BISHOP, 1995). Dentre os principais fatores de desenvolvimento, as estruturas geológicas configuram significativo condicionamento sobre a rede de drenagem, em função da alta sensibilidade dos rios às alterações crustais (SCHUMM, 2005). Evidências de arranjos fluviais marcados por subordinação estrutural são comumente reportados por análises de padrões fluviais, anomalias de drenagem e lineamentos morfoestruturais (ANDRADES-FILHO; ROSSETTI, 2012).

A avaliação dos padrões fluviais permite inferir sobre o condicionamento estrutural diretamente na disposição e na orientação das linhas de drenagem (SUMMERFIELD, 1991). Arranjos fluviais específicos, destoantes do padrão principal, constituem anomalias que também podem sugerir influência estrutural (TWIDALE, 2004). Dentre as possíveis anomalias, destacam-se o paralelismo de canais em redes dendríticas, as drenagens transversais, os canais com bruscas inflexões ortogonais, as avulsões ou migrações laterais paralelos a deformações e as variações morfológicas abruptas dos fundos de vale (OLLIER; PAIN, 2000). Isso ocorre porque os cursos fluviais estão encaixados especialmente nos setores mais susceptíveis à dissecação, refletindo, assim, os planos de fraqueza da crosta. Destarte, a ação fluvial pode ser mais bem avaliada a partir dos lineamentos, mais especificamente a associação dos cursos fluviais com as principais falhas e juntas, pois sua maior densidade se reflete na capacidade de dissecação que a área apresenta, de acordo com cada litologia.

A identificação dos lineamentos auxilia nas investigações de controle estrutural, uma vez que são caracterizados por feições topográficas lineares que possam ser associados a deformações desenvolvidas em profundidade (SABINS, 1996). Morfologicamente, os lineamentos correspondem a variações nas elevações dos terrenos, alinhamentos de cristas, segmentos de escarpas, trechos de drenagens e fundos de vale, controlados por foliações, juntas e falhas (O´LEARY et al., 1976).

Nessa perspectiva, alguns estudos atuais realizados na porção setentrional do nordeste brasileiro têm demonstrado que as principais bacias hidrográficas da área têm acentuado condicionamento morfoestrutural relacionado a zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis (ANDRADES-FILHO; ROSSETTI, 2012; MAIA; BEZERRA, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015; ALVES; ROSSETTI, 2015; SILVA; MAIA, 2017). Essas estruturas, em extensões quilométricas, controlam a dissecação das superfícies e parte da deposição quaternária da região, expressando vales incisos orientados segundo seus trends deformacionais; exemplos desse condicionamento são verificados nas bacias do Piranhas-Açu, Apodi-Mossoró, Jaguaribe e Acaraú. Contudo, na região, algumas áreas carecem de análises mais aprofundadas sobre o condicionamento estrutural exercido nas bacias hidrográficas.

Diante desse contexto, o presente trabalho visa contribuir com o entendimento do condicionamento morfoestrutural da bacia do Acaraú, disposta na porção NW do nordeste setentrional brasileiro. Sua escolha, além de motivada pela nítida expressão das zonas de cisalhamento em seu canal principal, se deve à falta de dados referentes a evolução de sua rede de drenagem, assim como a lacuna de interpretações sobre a repercussão geomorfológica do complexo quadro de episódios deformacionais registrados nesses terrenos. Para tanto, a pesquisa foi realizada a partir da correlação de dados morfotectônicos, litológicos e geomorfológicos, com a identificação de lineamentos morfoestruturais, padrões fluviais e anomalias de drenagem a partir de produtos de sensoriamento remoto.

2. Localização e caracterização da área de estudo

A bacia hidrográfica do Rio Acaraú está situada na porção norte do estado do Ceará, drena uma área de aproximadamente 14 500 km2 e apresenta sentido geral N-S (Figura 1). As nascentes dos canais que a compõem saem das serras do Machado, das Matas e Meruoca, bem como do Glint da Ibiapaba, e percorrem a superfície sertaneja até chegar aos tabuleiros costeiros e desaguar no Oceano Atlântico. Essa região, segundo a classificação de Köppen, apresenta os tipos climáticos *BSh* e *As*, característicos do contexto semiárido presente em grande parcela do nordeste brasileiro (ALVARES et al., 2013).

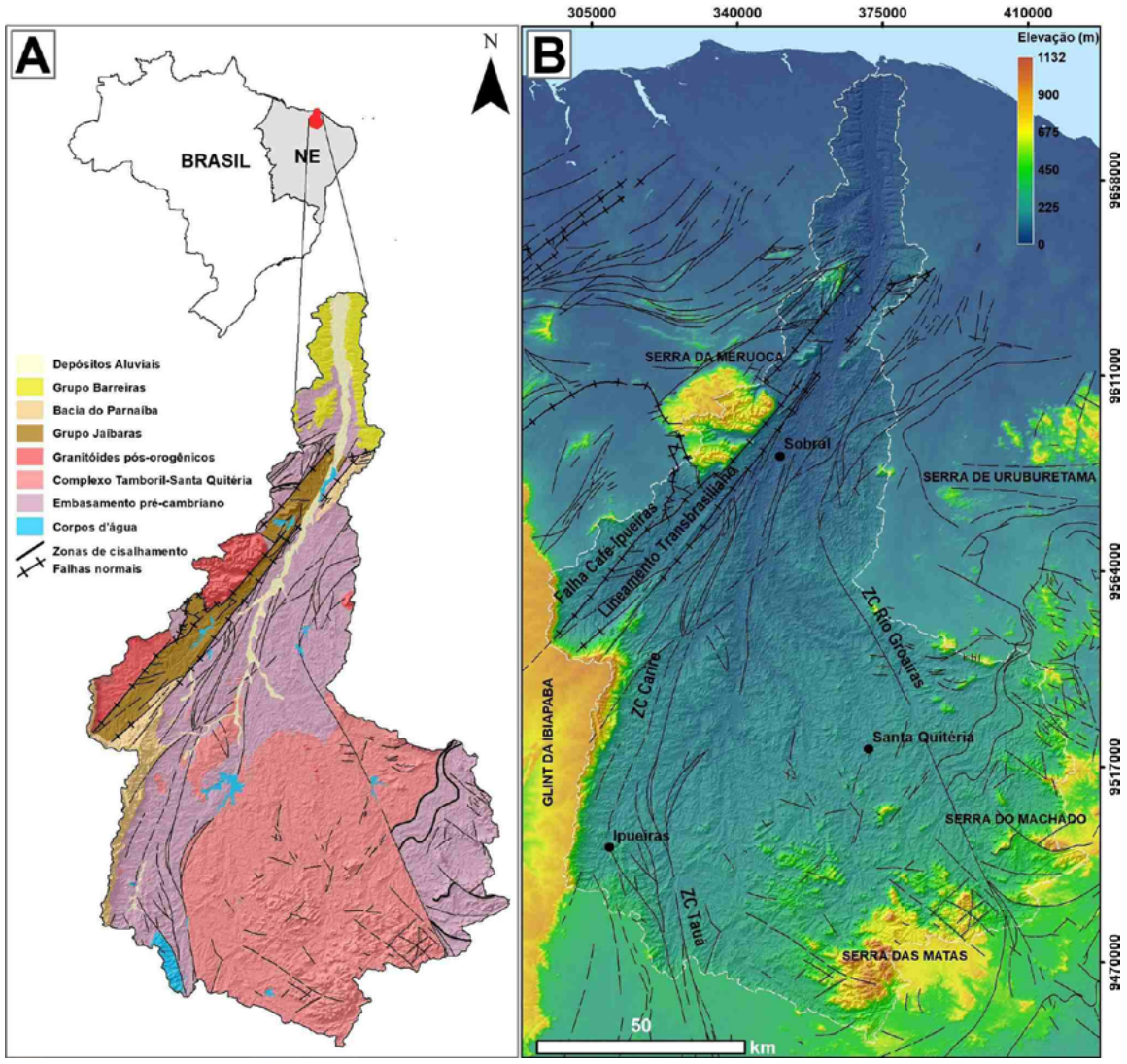


FIGURA 1: Localização e contexto geológico-geomorfológico da bacia do Acaraú. A – Localização e geologia geral; B – Hipsometria e estruturas regionais.

Em termos geológicos a área de estudo representa um amplo mosaico de dois principais terrenos alóctones – domínios Médio Coreaú e Ceará Central – localizados na Província Borborema, cuja colagem se deu durante a Orogenia Brasiliana/Panafricana – 750-450 Ma (SANTOS; BRITO NEVES, 1984). Essa acresção continental do tipo hymalaiana está vinculada (i) à intensa deformação das rochas cristalinas e sedimentares, (ii) à intrusão de numerosos corpos granitoides, (iii) à formação de uma zona de considerável espessura crustal NE-SW (ARTHAUD, 2007; ARAÚJO et al., 2012) (iv) e à estruturação de zonas de

cisalhamento transcorrentes NE-SW, E-W e N-S (NEVES et al., 1995; VAUCHEZ et al., 1995). Ao fim do processo orogênico, bacias intracratônicas paleozoicas se formaram como resultado de processos distensionais, ocasionando subsidência do terreno e reativação frágil das zonas de cisalhamento brasilianas NE-SW, como é o caso do graben Jaibaras e da Bacia do Parnaíba (SANTOS et al., 2008). Ocorreu também a intrusão de novos corpos graníticos (GARCIA et al., 2018).

A configuração litológica da Bacia do Acaraú é uma superposição de terrenos heterogêneos. O embasamento cristalino é composto pelas rochas metassedimentares neoproterozoicas do Complexo Ceará – o grau de deformação subdividiu esse complexo nas unidades Canindé e Independência –, pela associação ígneo-migmatítica do Complexo Tamboril Santa Quitéria e pelas intrusões graníticas brasilianas (CAVALCANTE et al., 2003). Já o substrato sedimentar fanerozoico é dividido nos grupos Serra Grande e Jaibaras, ambos de idade paleozoica, e nas coberturas sedimentares cenozoicas que compõem o Grupo Barreiras e os depósitos aluvionares recentes (PINÉO et al., 2018).

O Complexo Ceará é predominantemente metamórfico, compreendendo paragnaisses e ortognaisses, ocasionalmente apresentando granitoides (CAVALCANTE et al., 2003). Já no Complexo Tamboril Santa Quitéria, a composição metamórfica é marcada por metatexitos e diatexitos, enquanto a associação granítica varia de granitos a dioritos com predominância de rochas graníticas a monzograníticas (FETTER et al., 2003; ARAÚJO et al., 2012; ARAÚJO et al., 2014b). Vale ressaltar que a composição das intrusões é muito similar a esta.

O Grupo Serra Grande é, em sua maioria, composto de arenitos finos a médios e conglomerados, cujos sedimentos são mal selecionados. Já o Grupo Jaibaras possui uma composição geral de basaltos, riolitos e conglomerados polimíticos, cujos clastos são os basaltos mencionados anteriormente (PINÉO et al., 2018). Por último, o Grupo Barreiras apresenta arenitos argilosos e granulação fina, ao passo que os depósitos aluvionares possuem sedimentos clásticos inconsolidados (PINÉO et al., 2018).

Em termos geomorfológicos, de acordo com a proposta de unidades de relevo para o nordeste setentrional brasileiro (COSTA et al., 2020), as porções mais dissecadas do embasamento cristalino correspondem às superfícies sertanejas 1 e 2, sendo que 1 está amplamente distribuída na bacia hidrográfica, especialmente nos cursos médio e baixo, atingindo cotas entre 50 m e 250 m. Já a 2 encontra-se localizada no alto curso, especificamente nas proximidades dos maciços, e apresenta altimetrias entre 250 m e 400 m. A monotonia dessas regiões é rompida pelos maciços cristalinos das Matas, Machado e Meruoca, cujas altitudes médias estão acima de 680 m e podem superar os 1000 m. Paralelamente, a área também possui ocorrências pontuais de relevos saprolíticos. Outra forma de relevo proeminente é o Glint da Ibiapaba, morfologia sedimentar cuja abrangência na bacia compreende a porção mais elevada e abrupta, cujas médias excedem os 900 m de altitude. Entre as formas agradacionais, estão a planície fluvial do Acaraú, região plana que varia dos 70 até os 10 metros em relação ao nível do mar à medida que se aproxima do litoral, e os tabuleiros costeiros, onde as altimetrias não superam os 60 metros.

3. Metodologia

A pesquisa foi desenvolvida a partir dos seguintes materiais: (i) Modelo digital de Elevação (MDE) – *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model* (ASTER-GDEM) versão 3; (ii) Mapa geológico do estado do Ceará (CAVALCANTE et al., 2003) – em escala de 1:500.000 – em arquivo *shapefile* (.shp) obtido junto ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM); e (iii) arquivos *shapefile* referentes a rede de drenagem – em escala de 1: 250.000 – na base de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em sua plataforma online.

O MDE ASTER-GDEM versão 3 é um dado matricial de resolução espacial de 30 m, distribuído gratuitamente em formato GeoTIFF (.tif) pela National Aeronautic Sapce Administration (NASA) mediante cadastro prévio na plataforma Earthdata. Ele foi escolhido por apresentar uma resolução espacial compatível com a escala de detalhe necessária para as averiguações morfoestruturais na Bacia do Acaraú. As cenas utilizadas foram S03W040, S03W041, S04W040, S04W041, S05W040, S05W041, S06W041 e S06W040, datadas de novembro de 2013.

A extração e a análise estatística dos dados de drenagem e lineamentos a partir dos produtos de sensoriamento remoto foram executadas em dois Sistemas de Informação Geográfica (SIG): ArcGIS, versão 10.4 - software distribuído pela empresa ESRI a partir de licença estudantil gratuita – e o software SPRING, versão 5.5.2 – ofertado gratuitamente pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em sua plataforma digital. No ArcGIS, o conjunto de materiais foi integrado em um banco de dados georreferenciado no sistema de projeção Universal Transversa de Mercator, no Sistema de Referência SIRGAS 2000, Zona 24 S. Em seguida, as cenas do MDE foram integradas em um mosaico e recortadas de acordo com uma área de interesse pré-determinada e referenciada pelo divisor hidrográfico da bacia.

A rede de drenagem e a área da Bacia do Acaraú foram extraídas automaticamente no ArcGIS a partir do MDE, por meio da ferramenta Hydrology. Foram realizados testes com limiares de 500 a 1000 células para determinar um menor índice de interferências nos dados. O melhor resultado encontrado foi produzido com limiar de 900 células, em função da área de drenagem da bacia hidrográfica e da resolução espacial de 30 m do MDE. Vale ressaltar que, por se tratar de um ambiente de clima semiárido e, portanto, com déficit hídrico acentuado, grande parte dos canais de 1ª e 2ª ordens são efêmeros e ocasionalmente desenvolvem fluxo, principalmente relacionados a períodos de inundações na quadra chuvosa (TOOTH, 2000). Assim, optou-se por realizar a análise em canais de ordens iguais ou superiores a 3ª ordem, de conhecido caráter intermitente ou perene. Tais informações sobre os regimes fluviais desses canais foram adquiridas na base de drenagem obtida do IBGE.

Com o intuito de compreender a influência estrutural sobre a rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Acaraú, o mapeamento de lineamentos foi realizado a partir da identificação de feições lineares em relevos negativos, referentes a falhas, juntas, segmentos retilíneos de canais e fundos de vale. Como o foco do trabalho reside na influência dos lineamentos sobre a erosão – e para a simplificar a compreensão do textual –, optou-se pela utilização de dois termos generalistas para essas feições mapeadas: lineamentos negativos e estruturas rúpteis.

Os dados MDE passaram por aplicação de filtros direcionais (sombreamentos) no ArcGIS, através da ferramenta Hillshading, com o objetivo de enfatizar as formas e direções das estruturas rúpteis a serem identificadas. Segundo Xu et al. (2020) os sombreamentos são extraídos a partir da simulação da luz solar sobre os MDE, aumentando o senso tridimensional dos contrastes topográficos do terreno. Os sombreamentos foram gerados nos oito principais azimutes de iluminação (0º, 45º, 90º, 135º, 180º, 270º, 225º e 315º), com fontes luminosas posicionadas a 30º e 45º em relação a superfície do terreno. Dentre esses derivados, os que demonstraram maior eficácia para a identificação dos lineamentos negativos foram os iluminados no ângulo de 30º.

O mapeamento dos lineamentos foi realizado a partir de vetorização manual no ArcGIS, onde cada imagem passou por minuciosa análise dos padrões estruturais. Todas as feições identificadas foram adquiridas em escala fixa de 1:80.000, com demarcação de lineamentos com comprimento maior ou igual a 1 km. A adoção de escala de mapeamento e de limite de prolongamento favorece a fotointerpretação das imagens e melhora e os resultados estatísticos de orientação do produto final da vetorização (ALVES; ROSSETTI, 2015).

A orientação da rede de drenagem e dos lineamentos foi analisada a partir de diagramas de roseta produzidos no software SPRING, no complemento Análise Exploratória e a ferramenta Lineamentos. A estatística de orientação foi estabelecida a partir da frequência absoluta por direção, com diagramas apresentando intervalos de 10º de azimute. Para as finalidades de análise dessa pesquisa, os intervalos modais presentes nos diagramas foram atribuídos a orientações gerais. Dessa maneira, modas compreendidas entre o intervalo N10-80E compõem o sentido NE-SW; modas no intervalo N10-80W perfazem a orientação NW-SE; as modas N10E e N10W correspondem a direção N-S; e as modas N80E e N80W representam a direção E-W.

4. Resultados e Discussões

De forma geral, a Bacia Hidrográfica do Rio Acaraú apresenta uma hierarquia fluvial de canais de 1ª a 7ª ordem, dos quais 776 segmentos correspondem a canais de ordem igual ou superior a 3ª ordem. Desse total, 71% constituem cursos de 3ª e 4ª ordem (Figura 2). O canal principal, Rio Acaraú, de modo geral, flui em sentido NNE-SSW, acompanhando a orientação do Lineamento Transbrasiliano. A tropia geral da rede de drenagem se estabelece em duas direções principais: NW-SE e NE-SW. Enquanto os canais de 3ª, 4ª e 6ª ordem apresentam modas predominante (NW-SE) e secundária (NE-SW), as drenagens de 5ª ordem denotam o inverso.

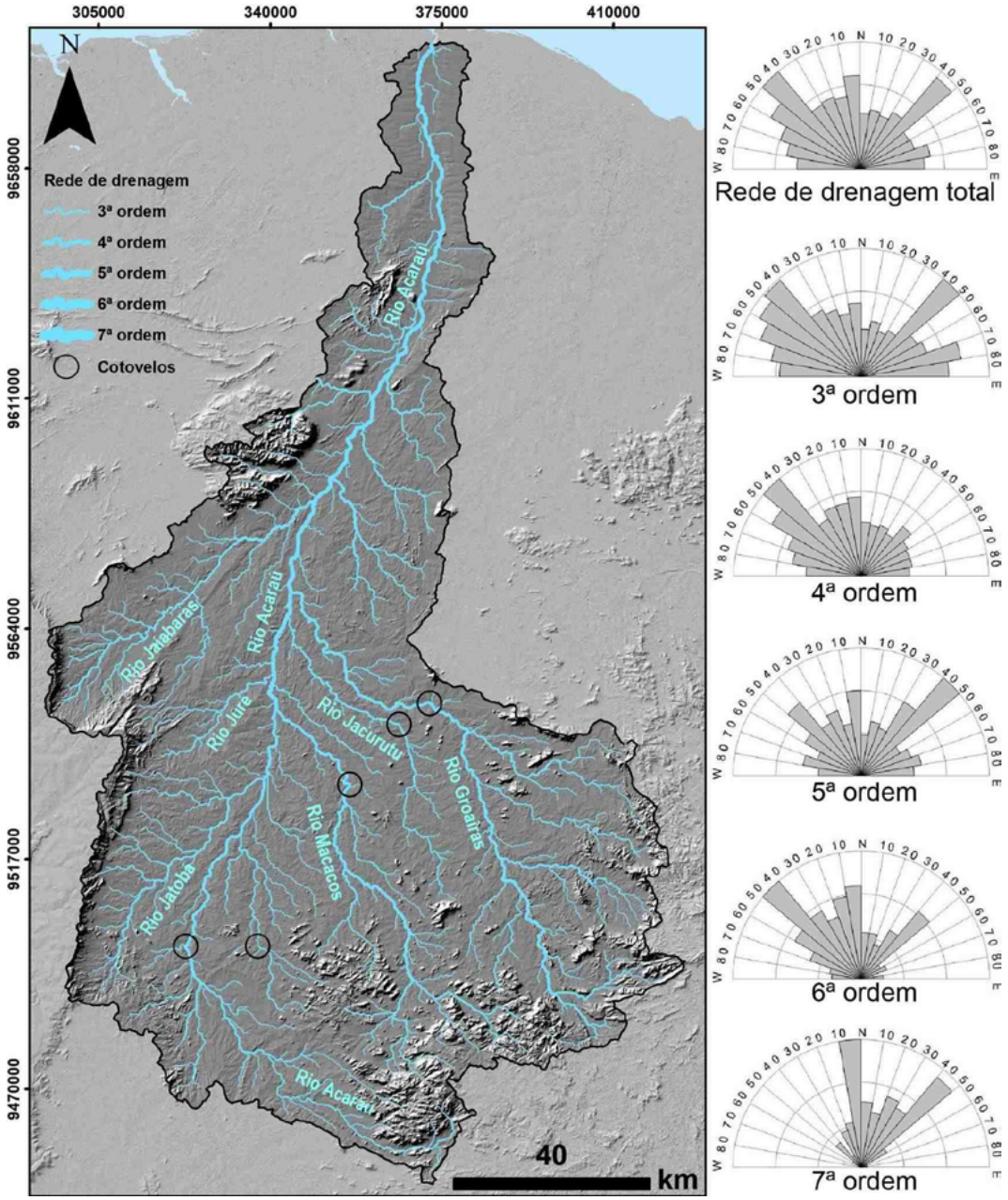


FIGURA 2: Rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Acaraú.

O Rio Acaraú divide setores de expressiva assimetria, representados por tributários orientais com linhas e áreas de drenagem significativamente desproporcionais aos canais ocidentais. O escoamento se estabelece predominantemente no padrão dendrítico, com variações mais acentuadas nos terrenos serranos a SE do setor oriental da bacia, onde se destacam padrões subparalelo a treliça no trecho do embasamento correspondente ao Complexo Tamboril/Santa Quitéria.

A presença de padrões subtreliça e subparalelo demarcam arranjos fluviais que são comumente associados a terrenos deformados (TWIDALE, 2004). Tal condição, marcada na porção SE da bacia hidrográfica, onde localizam-se os tributários orientais, reflete as características do embasamento do Domínio Ceará Central, caracterizado por litologias ígneas e metassedimentares, majoritariamente sin-colisionais, dobradas e falhadas (ARTHAUD, 2007).

Nos mesmos terrenos, observam-se cotovelos de drenagem bem marcados, especialmente nos rios Groaíras e Macacos, bem como no alto curso do Rio Acaraú. Tais cotovelos, de modo geral, representam inflexões de sentido NW-SE para NE-SW e vice-versa, dispostos em orientação geral NW até a confluência com o canal principal. A inflexão de maior expressividade na trajetória do rio principal está marcada por um cotovelo de drenagem no alto curso da bacia, mais especificamente nas proximidades do município de Ipueiras (altitude de 223 m). O segmento que conflui até o cotovelo se estabelece a partir da nascente do Acaraú na Serra das Matas (altitude de 820 m), em direção NW-SE.

Outra característica comum da bacia é a sua expressiva retilinearidade, verificada nos tributários, em diferentes ordens de sua hierarquia fluvial. Tal fato, favorecido pelo condicionamento estrutural do embasamento, apresenta-se em maior proporção nos rios Groaíras, Juré, Jaibaras e Acaraú, ambos encaixados nas zonas de cisalhamento Groaíras, Cariré, Tauá e Lineamento Sobral-Pedro II, respectivamente. De fato, foram identificados 3480 lineamentos negativos, correspondendo a falhas, juntas e segmentos retilíneos de canais de 3ª a 7ª ordem (Figura 3). Dentre o total apresentado, 1316 correspondem a segmentos de drenagem que apresentam nítida expressão morfoestrutural, aqui diferenciados como lineamentos de drenagem. A orientação preferencial de todos os lineamentos mapeados acompanha o trend regional NE-SW, além de apresentar uma expressiva orientação secundária NW-SE.

Analisando as densidades de canais e lineamentos negativos, observa-se uma tênue semelhança na distribuição dos dados no decorrer da bacia hidrográfica. Para ambos os mapas de densidade, as classes alta a muito alta são encontradas vinculadas as zonas de cisalhamento regionais (Figura 4). A área foco da concentração de densidades elevadas se estabelece no médio curso da bacia, coincidente com encontro de estruturas regionais, como o Lineamento Transbrasiliano e o Graben Jaíbaras, bem como outras zonas cisalhantes. As categorias baixa a muito baixa são verificadas, sobretudo, em formas de relevo positivas, como no maciço Meruoca e no *Glint* da Ibiapaba – na porção ocidental – e na maioria das cristas estruturais presentes em ambas as margens.

Porém, há uma expressiva distinção entre os mapeamentos na porção SE do setor oriental, onde localizam-se as serras do Machado e das Matas, mapeadas como de altas a muito altas na densidade de lineamentos e baixas a muito baixas na densidade de canais. Além disso, nesses maciços ocorrem uma grande concentração de falhas e juntas regionais que condicionam a concentração de lineamentos nesses terrenos.

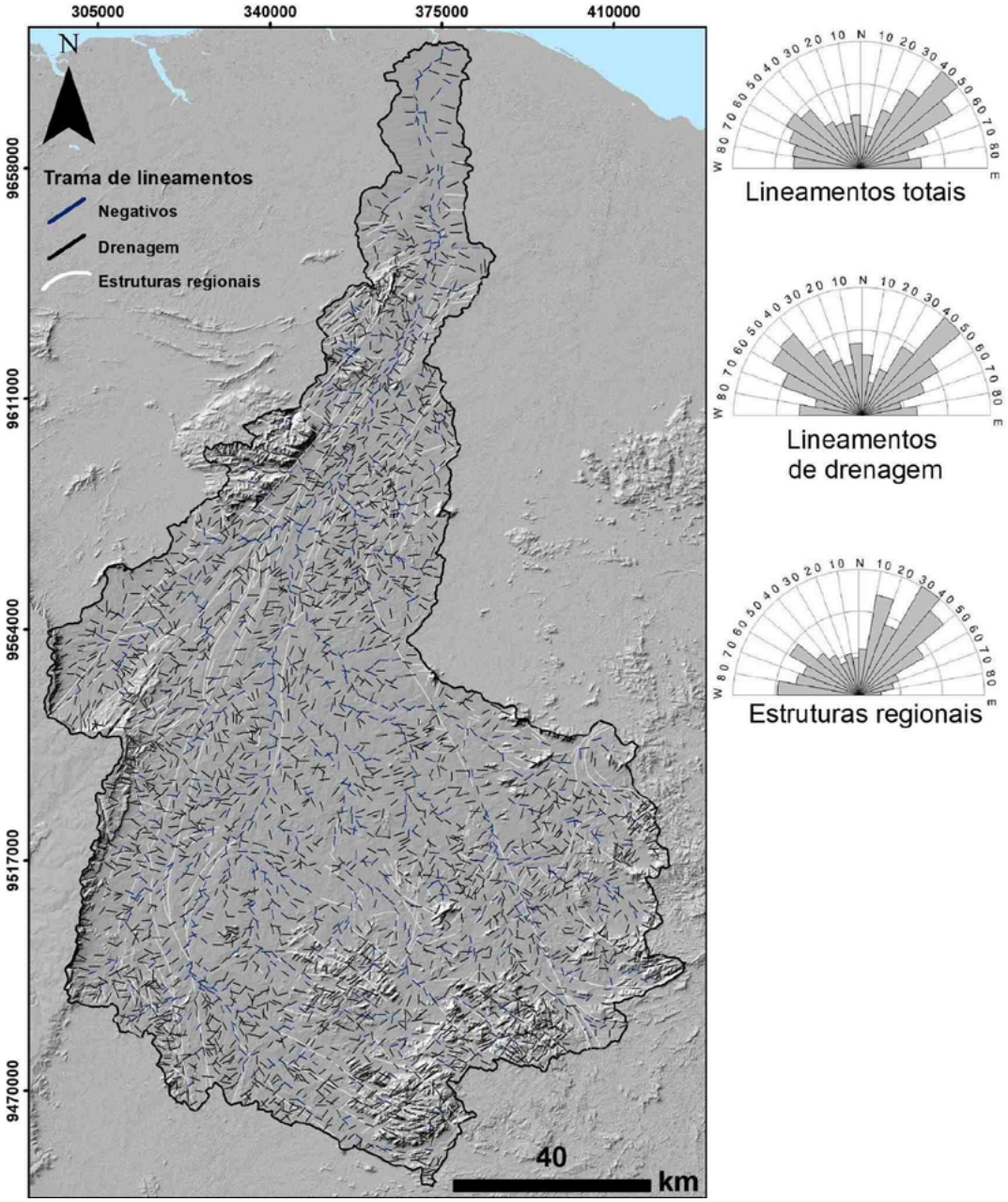


FIGURA 3: Trama de lineamentos e estruturas regionais da Bacia Hidrográfica do Acaraú.

O conjunto de dados sugere uma compatibilidade de trends e disposições preferenciais da drenagem e dos lineamentos. Contudo, verifica-se uma tênue predominância para a direção NW-SE em relação a tendência a NE-SW, contrariamente verificada para a disposição predominante dos lineamentos e estruturas regionais. Tal mudança no sentido preferencial justifica-se pelo condicionamento das zonas de cisalhamento sobre o gradiente topográfico da bacia.

A disposição NE-SW das estruturas na planície fluvial e seu condicionamento sobre os segmentos de 7ª ordem do canal principal, controlam o gradiente topográfico, impondo aos canais de ordens inferiores um trabalho de dissecação em sentido NW-SE, acompanhando a inclinação da bacia até a confluência com o Rio Acaraú. Apesar da predominância de estruturas a NE-SW, o gradiente topográfico imposto pela acentuada incisão fluvial na principal zona de fraqueza direciona o escoamento dos canais de ordens inferiores, ao passo que o fator gravitacional adequa os fluxos tributários preferencialmente em estruturas a NW-SE.

As disposições das densidades, em ambos os mapeamentos, corroboram com os contrastes de erodibilidade proporcionados pela configuração das zonas de cisalhamento. Classes altas a muito altas nas áreas ocidentais, sobretudo vinculadas a planície fluvial da bacia, condizem com a intensificação da dissecação nesses terrenos, com menores cotas altimétricas e os relevos mais suavizados (figuras 1 e 4). Classes baixas a muito baixas refletem a falta de adensamento dos lineamentos e resistências litológicas diferenciadas do contexto geral do embasamento presente na bacia.

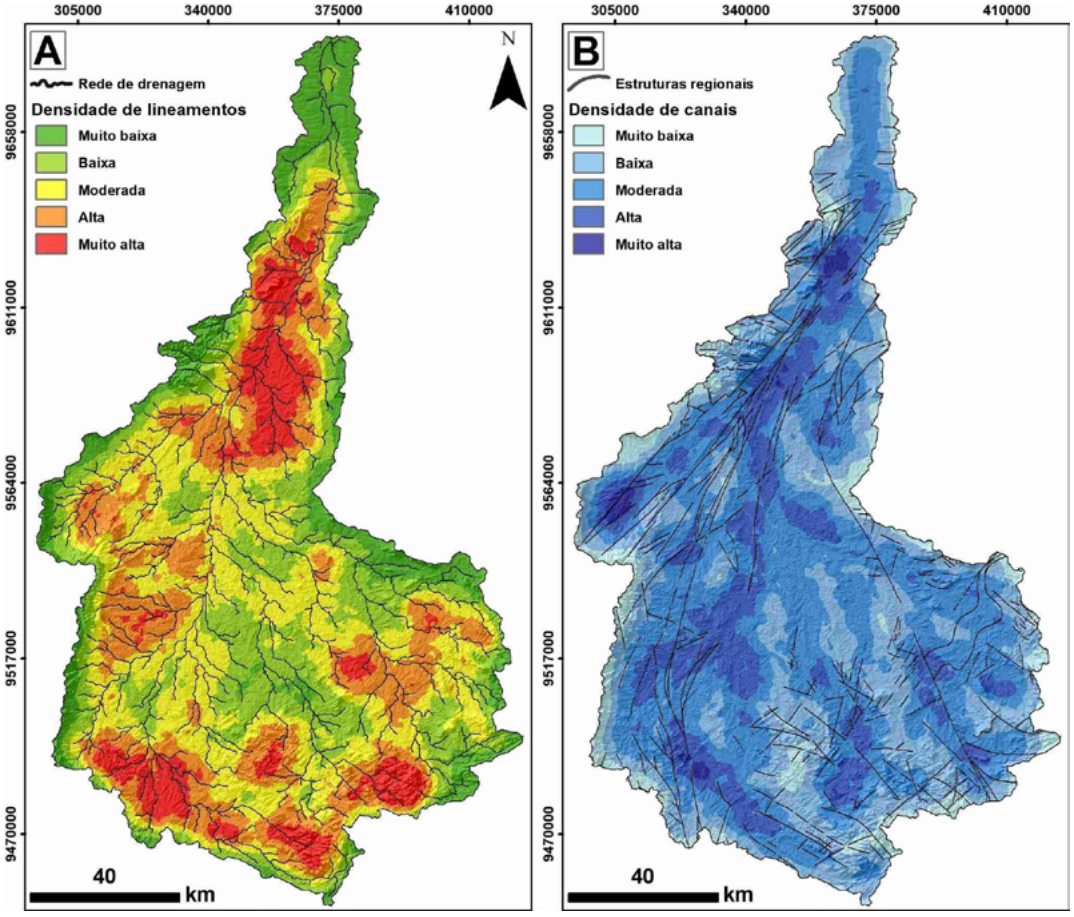


FIGURA 4: Densidades de lineamentos e canais da Bacia Hidrográfica do Acaraú. A – Densidade de lineamentos associada à rede de drenagem; B – Densidade de canais associada às estruturas regionais.

O contexto supracitado é reflexo da estruturação geológica da Província Borborema, vinculada aos processos deformacionais ocorridos durante a Orogenia Brasiliana (MAIA; BEZERRA, 2014). No Domínio Ceará Central, o âmbito colisional se estabeleceu com uma compressão NW-SE/N-S e extensão NE-SW/E-W (ARAÚJO et al., 2014b), refletindo no arranjo das zonas de cisalhamento, de modo geral, dispostas segundo o escape lateral da extensão (ARTHAUD, 2007). Tais descontinuidades foram afetadas por reajustes isostáticos e esforços distensivos *pós-orogênicos (PEULVAST et al., 2006).* Na área de estudo, esses episódios geológicos podem ter aproveitado as principais zonas de cisalhamento, especialmente o Lineamento Transbrasiliano, denotando, assim, controle sobre a propagação de estruturas, como se percebe na coincidência entre drenagem, lineamentos negativos e zonas de cisalhamento.

Estruturas rúpteis estabelecem setores de fraqueza que aumentam a erodibilidade das rochas e favorecem a incisão fluvial (TWIDALE, 2004). Modelos numéricos baseados em zonas de falha demonstram que uma variabilidade de densidade de estruturas suficientemente capaz de gerar discrepâncias de resistência em um substrato litológico pode condicionar o desenvolvimento de uma rede de drenagem (ROY et al., 2015, ROY et al., 2016). As altas densidades de estruturas promoveram caminhos preferenciais para a incisão fluvial, condicionando a formação de vales e seus gradientes topográficos a partir do progresso do trabalho erosivo (SCOTT; WOHL, 2019). Dessa maneira, a maior zona de fraqueza estrutural rege o confinamento do canal principal, propagando uma vaga erosiva que acentua a dissecação do terreno e consequentemente, subordina a geração de fluxos tributários nas vertentes adjacentes (ROY et al., 2015).

Nesse contexto, o arranjo da rede de drenagem da Bacia do Acaraú sugere um controle estabelecido pela densidade de zonas de cisalhamento verificadas na planície fluvial. Essa trama estrutural possibilitou a formação de contrastes de erodibilidade nesses terrenos, subordinando o trabalho erosivo da bacia. As estruturas relacionadas as reativações do Lineamento Transbrasiliano confinaram o fluxo de dissecação principal, estabelecendo um nível de base local no médio curso, orientando a confluência fluvial da drenagem dos demais tributários (Figura 5).

Em adição a esse quadro de condicionamento, as oscilações climáticas decorridas no Quaternário intensificaram a dissecação da bacia. Nesse período, o clima, predominantemente semiárido, sofreu flutuações que intensificaram a efetividade erosiva da precipitação com episódios de aumento de umidade (MORAIS NETO et al., 2009). Tal circunstância, associada a coberturas vegetais esparsas e rochas exumadas, promoveram altos coeficientes de escoamento e impulsionaram os processos erosivos lineares, contribuindo para a elevada dissecação desses terrenos e atual conformação do relevo, bem como dos cursos fluviais que compõem a bacia.

As anomalias fluviais referentes as inflexões ortogonais corroboram com a influência dos sets de lineamentos principais (NE-SW e NW-SE). Tais morfologias, denominadas de cotovelos de drenagem, podem indicar o condicionamento de sistemas de lineamentos sobre os canais, ao passo que o fluxo de água se adapta aos caminhos de fraqueza estabelecidos pela trama estrutural do relevo. Em adição, a presença dos cotovelos também pode sugerir processos de reorganização fluvial por pirataria (OLLIER; PAIN, 2000).

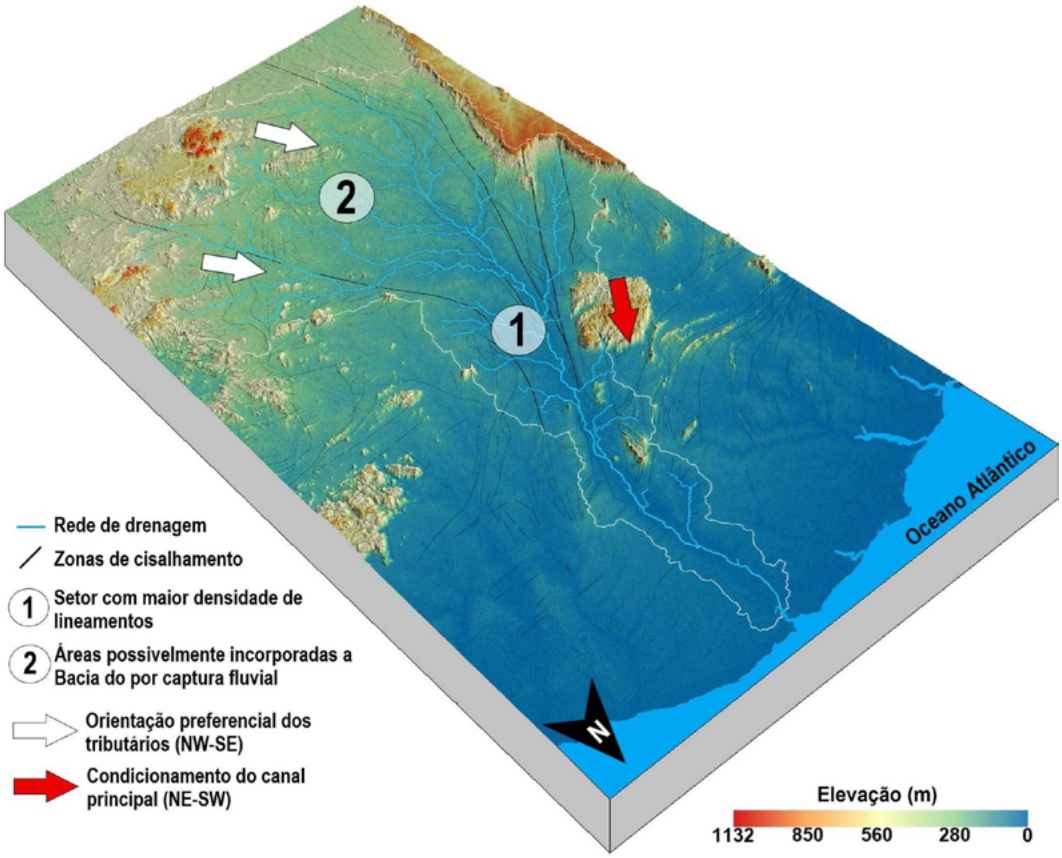


FIGURA 5: Condicionamento da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Acaraú.

Em circunstâncias de rearranjo de drenagem, cotovelos demarcam pontos de pirataria fluvial, onde bacias de maior poder erosivo acabam capturando áreas e linhas de drenagem de bacias com menor poder erosivo (BISHOP, 1995). A grande evidência que sustenta essa interpretação corresponde a concentração de cotovelos a SE do setor oriental, onde os tributários denotam prolongamentos e áreas de drenagem expressivamente superiores aos canaisdas porções ocidentais, corroborando com as condições de assimetria da bacia.

Além disso, evidências clássicas de captura fluvial como baixos divisores, gargantas epigênicas e vales secos superdimensionados (SUMMERFIELD, 1991) são encontrados associados aos tributários das porções orientais da bacia. Nesse sentido, a reativação das zonas de cisalhamento e a formação do nível de base local possivelmente promoveram um aumento do poder erosivo do médio curso do Rio Acaraú, estabelecendo uma vaga erosiva remontante capaz de capturar tributários de bacias vizinhas, que correspondem atualmente a porção SW da margem oriental (Figura 5).

5. Considerações finais

Este trabalho analisou a influência da configuração estrutural na conformação da drenagem, tomando como estudo de caso a Bacia do Acaraú, Brasil. A partir da análise entre lineamentos, rede de drenagem e padrão de dissecação, observa-se que a bacia reflete um acentuado controle promovido pelas estruturas regionais, sendo o Lineamento Transbrasiliano e a Falha Café-Ipueiras os principais condicionantes da organização fluvial e da geomorfologia dos terrenos. Os setores de estabelecimento dessas estruturas regionais compatibilizam com as áreas de maior densidade de lineamentos, subordinando caminhos

preferenciais para a intensificação da incisão fluvial no canal principal. Os tributários apresentam tropias compatíveis com os trends predominantes dos lineamentos (NE-SW e NW-SE), com preferência pela direção NW-SE em virtude da subordinação do gradiente topográfico da bacia ao trabalho erosivo do Rio Acaraú, confinado ao Lineamento Transbrasiliano. Esse contexto favorece o desenvolvimento do caimento desses terrenos segundo a orientação preferencial dos vales controlados pelas zonas de cisalhamento, expressando, na paisagem, superfícies dissecadas em esparsos anfiteatros erosivos, maciços cristalinos e escarpas erosivas. Além disso, o condicionamento morfoestrutural, as condições de assimetria entre os setores da bacia e as feições características de rearranjos fluviais indicam possíveis pontos de captura nos tributários orientais. Contudo, a efetividade dessas possíveis capturas necessita de comprovação a partir de estudos de campo e análises sedimentológicas mais aprofundadas.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais pelo financiamento e apoio a esta pesquisa.

Referências

ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 1058-1077, 2012.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. V. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.4, p. 559-578. 2015.

ARAÚJO, C. E. G.; COSTA, F. G.; PINÉO, T. R. G.; CAVALCANTE, J. C.; MOURA, C. A. V. Geochemistry and 207Pb/206Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). Journal of South American Earth Sciences, n. 33, p. 21–33, 2012.

ARAÚJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; WEINBERG, R. F.; BASEI, M. A. S.; ARMSTRONG, R.; SATO, K. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. **Lithos**, n. 202–203, p. 167–189, 2014a.

ARAÚJO, C. E. G. de; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v. 26, n. 2, p. 157-168, 2014b.

ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozoica do grupo Ceará (domínio Ceará central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasiliana**. 170 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. Progress in Physical **Geography**, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa geológico do Estado do Ceará** – Escala 1:500.000. MME/CPRM. 2003.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 265–273, 2003.

GARCIA, M. da G. M.; PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F. da; ALMEIDA, A. R de. Age of magmatic events in the Eopaleozoic Jaibaras Basin, NE Brazil: Constraints from U-Pb zircon geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 84, p. 113-126, 2018.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 15, n 13, p 127-141, 2014.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 7, p. 1070-1086, 2009.

O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D., POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin,** v. 87, p. 1463-1469, 1976.

OLLIER, C. D.; PAIN, C. F. **The origin of mountains**. London: Routledge, 2000.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J. Shear zone–controlled magma emplacement or magma assisted nucleation of shear zones? Insights from northeastern Brasil. **Tectonophysics**, v. 262, p. 349–364, 1995.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, v. 19: 51-71, 2006.

PEULVAST, J. P.; BÉATARD, F**. Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil**. Springer

Earth System Sciences, 2015.

PINÉO, T. R. G.; LIMA, A. F.; MARTINS, M. D.; BESSA; M. D. M. R. 2018. **Projeto ARIM Noroeste do Ceará**. Estado do Ceará. Mapa Geológico. Fortaleza: CPRM, 2018, 1 mapa colorido. 1:250.000.

ROY, S. G; KOONS, P.O.; UPTON P.; TUCKER, G.E. The influence of crustal strength fields on the patterns and rates of fluvial incision. **Journal of Geophysical Research Earth Surface**, v.120, p. 275–299, 2015.

ROY, S. G; TUCKER, G.E.; KOONS, P.O.; SMITH, S.M.; UPTON, P. A fault runs through it: modeling the influence of rock strength and grainsize distribution in a fault-damaged landscape. **Journal of Geophysical Research Earth Surface**, v. 121, p. 1911–1930, 2016.

SABINS, Jr., F.F. **Remote sensing: principles and interpretations**. Freeman and Company, 1996.

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B.B. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blücher Ltda, 1984. p. 123-160.

SANTOS, T. S. dos; FETTER, A. H.; HACKSPACKER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 271-284, 2008.

SCHUMM, S.A. **River Variability and Complexity**. Grã-Bretanha: Cambridge, 2005.

SCOTT, D.; WOHL, E. E. Bedrock fracture influences on geomorphic process and form across process domains and scales. **Earth Surfaces Processes and Landforms**, v. 44, n. 2, p. 24-45, 2019.

SILVA, M. B. da; MAIA, R. P. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará - Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, p. 637-655, 2017.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: An introduction of the study of landforms**. New York: Longman Scientific & Technical, 1991.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, n. 1–4, p. 67-107, 2000.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n.3 p.159-218, 2004.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S. P.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V.E. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

XU, J; WEN, X.; ZHANG, H.; LUO, D.; LI, J.; XU, L.; YU, M. Automatic extraction of lineaments based on wavelet edge detection and aided tracking by hillshade, **Advances in Space Research**, v. 65, n. 1, p. 506-517, 2020.

INTEGRAL HIPSOMÉTRICA E CURVA HIPSOMÉTRICA APLICADAS NA IDENTIFICAÇÃO DA EVOLUÇÃO DO RELEVO EM BACIAS DE DRENAGEM

Willian Bortolini
Universidade Federal do Paraná
Av. Cel. Francisco H. dos Santos, 100, Jardins das Américas, Curitiba-PR, CEP: 81530-900
E-mail: willianbortolini@gmail.com
José Guilherme de Oliveira
Universidade Federal do Paraná
Av. Cel. Francisco H. dos Santos, 100, Jardins das Américas, Curitiba-PR, CEP: 81530-900
E-mail: joseguilhermegeo@gmail.com
Claudinei Taborda da Silveira
Universidade Federal do Paraná
Av. Cel. Francisco H. dos Santos, 100, Jardins das Américas, Curitiba-PR, CEP: 81530-900
E-mail: claudineits@ufpr.br

Resumo

O Escarpamento Purunã(leste do Paraná), pode ser dividido em três compartimentos que possuem características geomorfológicas distintas, e que podem conter bacias hidrográficas em diferentes estágios de evolução. Assim, o objetivo desta pesquisa foi verificar a relação entre os compartimentos e o estágio de evolução de pequenas bacias hidrográficas. Para este fim, foram utilizados os índices geomórficos integral hipsométrica e curva hipsométrica, sendo estes analisados conjuntamente com informações geológicas, o perfil longitudinal da drenagem principal e a forma das bacias. O resultado demonstrou uma relação parcial entre os compartimentos e o índice aplicado, pois a maioria das bacias de drenagem de um mesmo compartimento possuem integrais e curvas hipsométricas semelhantes, mas algumas exceções foram encontradas. Esta pesquisa abre perspectivas para aplicação de outros índices de geomórficos nesta área de estudo, visando aprofundar o conhecimento acerca da evolução dessa paisagem.

Palavras-chave: índice geomórfico; integral hipsométrica; curva hipsométrica; bacias hidrográficas.

1. Introdução

A Escarpa do Purunã, que está situada no leste do estado do Paraná (Brasil), é uma paisagem complexa do ponto de vista geomorfológico, situada em no limite entre dois planaltos sustentados por embasamentos geológicos de distintas origens (MINEROPAR, 2001; OKA-FIORI et al., 2006; SILVEIRA; SILVEIRA, 2017). Este relevo pode ser dividido em três distintos compartimentos segundo características geomorfológicas e hidrográficas, e que podem apresentar diferentes estágios de evolução de suas respectivas paisagens.

O primeiro destes compartimentos faz parte do Primeiro Planalto Paranaense e tem seus rios drenando em direção ao Oceano Atlântico; o segundo faz parte do Primeiro Planalto Paranaense e drena para o interior do continente; enquanto o terceiro faz parte do Segundo Planalto Paranaense e drena em direção ao interior continental. No que diz respeito a posição em relação a escarpa, primeiro e o segundo compartimentos estão no *front* da mesma e o terceiro compartimento faz parte do reverso da escarpa.

Nas últimas décadas houve um fortalecimento das análises quantitativas nos estudos geomorfológicos com uso de índices geomórficos, cujo objetivo é de identificar evidências de anomalias de drenagens, atividades tectônicas, estágios de evolução, entre outras características valiosas para os estudos de evolução da paisagem (SANTOS *et al*., 2019). No caso de trabalhos que tratam acerca do estágio de evolução de bacias de drenagem, tem sido muito utilizado os índices geomórficos, denominados de integral hipsométrica e curva hipsométrica, desenvolvido por Strahler (1952).

A curva hipsométrica consiste em um gráfico onde o eixo das abscissas representa a área acima de uma dada elevação (área *a*) em relação a área total da bacia (área *A*) (ou seja, área relativa=*a/A*) e onde o eixo das ordenadas representa a amplitude de elevação entre de um determinado ponto e o nível de base da bacia (elevação *h*) em relação a amplitude de elevação total da bacia (elevação *H*) (ou seja, elevação relativa=*h/H*) (STRAHLER, 1952; SANTOS *et al*., 2019). A linha que resulta da inserção dos dados neste gráfico é denominada de "curva hipsométrica" (STRAHLER, 1952). Já por sua vez, a integral hipsométrica diz respeito a razão entre a área do gráfico sobre a curva hipsométrica e a área total do gráfico (STRAHLER, 1952). A interpretação da curva e da integral hipsométrica permite indicar o estágio evolutivo da bacia analisada e se há indícios de controle tectônico sobre ela (STRAHLER, 1952; SCHUMM, 1956; KHALIFA et al., 2017; SANTOS et al., 2019).

Vários estudos têm aplicado e discutido esse índice (OHMORI, 1993; SINHA-ROY, 2002; RIFFEL, 2005; SOARES; RIFFEL, 2006; PEDRERA *et al*., 2009; PÉREZ-PEÑA *et al*., 2010; JACQUES *et al*., 2014; FERNANDEZ; ROCHA, 2016). Dentre estes, o estudo de Riffel (2005) incluiu como parte de sua metodologia o cálculo do índice e da curva hipsométrica para três bacias hidrográficas do leste do Paraná, uma delas parcialmente localizada na Escarpa do Purunã. Entretanto, no trabalho de Riffel (2005) e Soares e Riffel (2006) calculou-se o índice e a curva hipsométrica para uma bacia de drenagem de 6a ordem hierárquica (tamanho médio) situada em um dos compartimentos geomorfológicos. Sendo assim, não existem estudos que determinem o estágio de evolução de bacias hidrográficas de pequeno porte nos três compartimentos que compõem a Escarpa do Purunã.

Portanto, o objetivo deste estudo foi verificar a relação entre os três compartimentos geomorfológicos e o estágio de evolução de suas respectivas bacias hidrográficas de 3º ordem. Além disso, uma breve análise da evolução geomorfológica de três compartimentos foi realizada a partir da interpretação da curva hipsométrica, dos perfis longitudinais e das informações geológicas.

2. Área de estudo

A área de estudo deste trabalho é composta por nove bacias hidrográficas (Figura 1) localizadas na porção leste do estado do Paraná, nos municípios de Campo Largo, Balsa Nova e Palmeira e se caracterizam como bacias de 1º ordem, possuindo área média de 7,63km2, variando de 12,21km2 a 3,02km2.

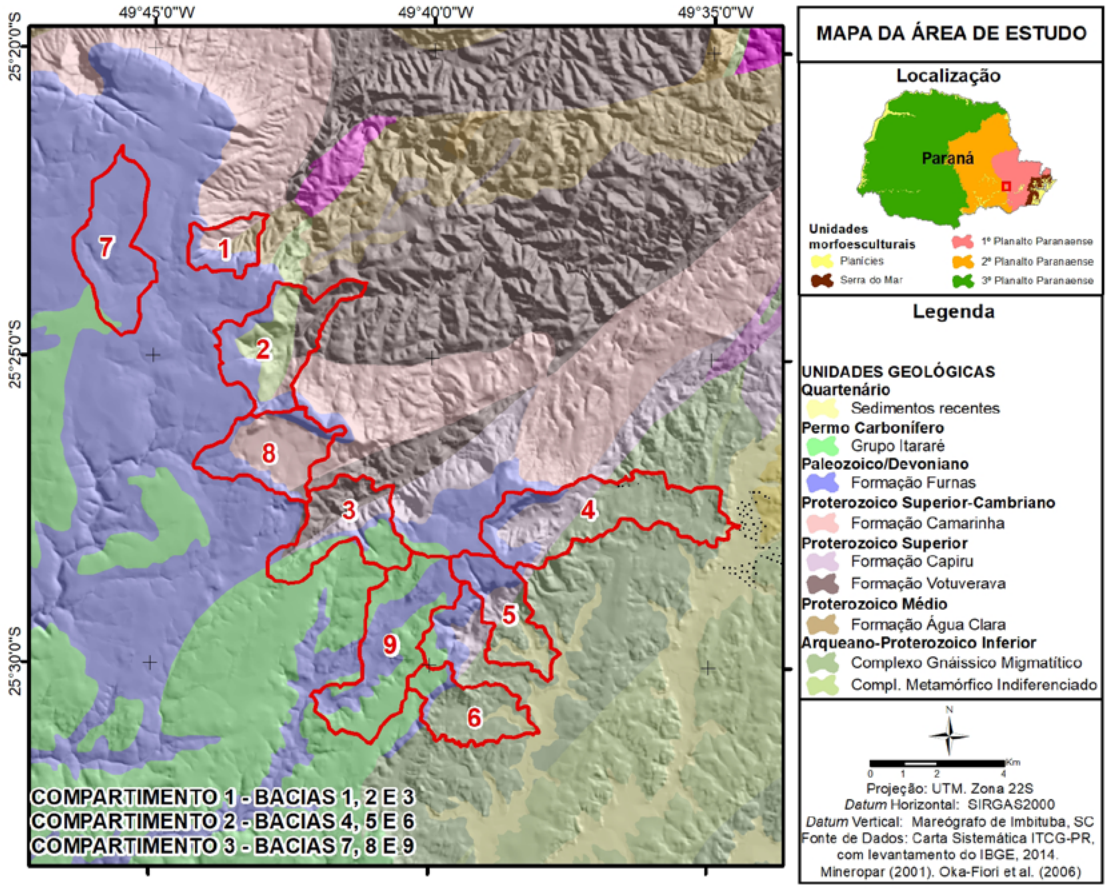


FIGURA 1: Mapa da área de estudo.
Fonte: Os autores (2020).

As bacias estudadas estão situadas no limite entre as unidades morfoesculturais Primeiro Planalto Paranaense e Segundo Planalto Paranaense (OKA-FIORI *et al.*, 2006). Nesta porção, o marco que divide as duas unidades é dado pela presença da Escarpa do Purunã, que é sustentada por arenitos da Formação Furnas, que possuem idade devoniana (MELO *et al.*, 2007). A Escarpa do Purunã se configura como um relevo de cuesta, sendo resultado do processo de circundesnudação pós-cretácea (SILVEIRA; SILVEIRA, 2017)

Das bacias estudadas, três (bacias 1, 2 e 3) estão no Compartimento 1, que se localiza no Primeiro Planalto e estão inseridas na bacia hidrográfica do rio Ribeira, que tem seu exultório no oceano Atlântico; três (bacias 4, 5 e 6) estão no Compartimento 2, que se localiza no Primeiro Planalto e estão inseridas na bacia hidrográfica do rio Iguaçu, que por sua vez tem seu exultório no rio Paraná; e três (bacias 7, 8 e 9) estão no Compartimento 3, que se localiza no Segundo Planalto e estão inseridas na bacia hidrográfica do rio Iguaçu (Figura 1).

Em relação os aspectos geomorfológicos da área, o relevo da bacia do Ribeira se caracteriza pela alta dissecação, topos alongados, vertentes retilíneas ou côncavas e vales em "V" encaixado. Enquanto isso, o relevo da porção da bacia do Iguaçu localizada no Primeiro Planalto apresenta média dissecação, topos alongados e aplainados, vertentes convexas e vales e "V". Por sua vez, o relevo das bacias inseridas no Segundo Planalto é caracterizado pela baixa dissecação, topos aplainados, vertentes convexas e vales em calhas muito encaixado (OKA-FIORI *et al*., 2006).

No que se refere à geologia, são nove as unidades presentes nas áreas das nove bacias (Figura 1). As unidades geológicas inseridas no Primeiro Planalto se caracterizam por serem compostas por rochas metamórficas, como os siltitos da Formação Camarinha, os quartzitos do Complexo Metamórfico Indiferenciado, as fáceis vulcano-sedimentares da Formação Água Clara, os metassedimentos síltico-argilosos da Formação Votuverava e da Formação Capiru, os migmatitos estromáticos do Complexo Gnáissico-Migmatítico, e por fim os sedimentos holocênicos de origem fluvial. Enquanto isso, as unidades geológicas inseridas no Segundo Planalto se caracterizam pelos arenitos brancos da Formação Furnas e o conjunto heterogêneo de rochas sedimentares do Grupo Itararé (MINEROPAR, 2001).

3. Metodologia

A execução deste trabalho se deu por sete etapas: a) levantamento da base de dados; b) delimitação e escolha das bacias hidrográficas; c) construção de perfis longitudinais da drenagem principal das bacias; d) cálculo da integral hipsométrica para cada bacia hidrográfica; e) construção dos gráficos de curva hipsométrica para cada bacia hidrográfica; f) análise e discussão dos resultados; g) cálculo do índice da forma da bacia de drenagem. Os processamentos foram realizados no software ArcGIS 10.1 e gráficos no Microsoft Excel e no Inkscape.

a) Foi utilizados um modelo digital de terreno (MDT) de resolução espacial de 20 metros, gerado a partir de uma base planialtimétrica (curvas de nível, pontos cotados e hidrografia) com escala 1:50.000, provindas das cartas topográficas do Departamento de Serviço Geográfico (DSG) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). O modelo foi gerado empregando-se o algoritmo determinístico ANUDEM (HUTCHINSON, 1988), que é hidrologicamente consistente. O cálculo da resolução espacial foi realizado a partir da aplicação do método de complexidade do relevo (HENGL, 2006), que considera a relação entre o comprimento das curvas de nível e a área.

b) As bacias foram delimitadas de maneira semi-automática, a partir do MDT. Para isto, foi gerado a rede hidrográfica, que considera como drenagem os pixels que possuem valor de fluxo acumulado acima de 5000 (0,1 km2). Na sequência, foram delimitados automaticamente os limites entre as bacias, sendo necessário ajustes manuais para adequar as áreas de exutórios das bacias com a drenagem oriunda das cartas topográficos do DSG e do IBGE. Foram escolhidas nove bacias hidrográficas de 1ª ordem, levando-se em consideração nesta etapa a rede hidrográfica obtida de maneira semi-automática. Destas nove bacias, três estão em cada compartimento (1º Planalto/Ribeira, 1º Planalto/Iguaçu e 2º Planalto/Iguaçu). Dentro de cada compartimento, cada bacia representa uma área com diferente litologia.

c) Os perfis longitudinais de drenagem foram construídos tomando por base o canal principal das bacias, desde sua nascente até o exutório. Em seguida, os resultados foram representados em gráficos e analisados visualmente para a identificação *knickpoints.* Esta identificação seguiu o exemplo empregado no trabalho revisional acerca de indicadores geomórficos realizado por Santos et al. (2019), onde a partir dos conceitos de Seeber e Gornitz (1983) e McKeown et al. (1988) os autores identificaram como *knickpoints* os pontos de rupturas no declive do perfil longitudinal do canal. É importante ressaltar que nesta etapa foi

utilizado para definir a drenagem principal a base hidrográfica 1:50.000 do DSG e IBGE, e assim consequentemente não foi utilizada a rede de drenagem obtida semi-automaticamente a partir do MDT.

d) A integral hipsométrica (*Hi*) foi calculada para cada uma das nove bacias, considerando a seguinte fórmula: *Hi=(Hmédia-Hmin)/(Hmax-Hmin)*, onde *Hmédio* se refere a média da altitude da bacia, *Hmax* se refere a maior altitude na bacia e *Hmin* se refere a menor altitude (STRAHLER, 1952; SANTOS et al., 2019).

e) Na sequência, foram construídos os gráficos de curva hipsométrica para as nove bacias. A relação entre altitude e a área (em porcentagem) dentro da bacia que está acima desta foram demonstrados em intervalos de 25 em 25 metros. Depois, os valores de altitude e os valores de área em porcentagem foram normalizados entre 0 e 1, onde a menor altitude foi considerada como 0 e a maior como 1, bem como a menor porcentagem foi considerada como 0 e a maior como 1. A partir destes valores foram construídos gráficos de dispersão, para assim representar as curvas hipsométricas.

f) Em seguida, e como principal etapa, foi realizada uma análise acerca dos resultados obtidos na construção das curvas hipsométricas e dos valores da integral hipsométrica de cada bacia hidrográfica. Esta análise objetivou identificar os estágios de desenvolvimento das bacias, além de uma possível relação entre os valores de *Hi* e as formas das curvas hipsométricas e cada um dos três compartimentos. Por exemplo, as curvas com forma convexa representam bacias pouco erodidas, e que possuem muito material a ser erodido; as curvas com forma em S representam bacias de erosão moderada; e as curvas com forma côncava representam bacias muito erodidas e que logo possuem pouco material a ser erodido (STRAHLER, 1952; PEDRERA et al., 2009; PÉREZ-PEÑA et al., 2010). Em relação aos valores de Hi, adaptando os parâmetros de Strahler (1952) (que se referem originalmente aos limiares de transição entre estágio de maturidade), foram consideradas que bacias pouco erodidas apresentam Hi 60% (ou 0,6), bacias em erosão moderada Hi entre 35% (ou 0,35) e 60% (ou 0,6) e bacias muito erodidas Hi abaixo de 35% (0,35). Estes dados, aliados ao perfil longitudinal e a informações litológicas e estruturais, permitiram a realização de uma breve análise sobre a evolução geomorfológica dos três compartimentos analisados neste trabalho.

g) Por fim, foi calculado o índice da forma de bacias de drenagem (Bs) (CANNON, 1976 apud RAMÍREZ-HERRERA, 1998). Este índice é calculado pela fórmula Bs=B1/Bw, onde B1 é o valor de extensão entre o exutório da bacia e o interflúvio ais distante, e Bw é o valor de extensão de maior largura da bacia (RAMÍREZ-HERRERA, 1998; SANTOS et al., 2019). Para a interpretação do índice, diz-se que quanto mais alto o valor, mais alongada a bacia, enquanto mais baixo o valor, mais circular é a bacia (RAMÍREZ-HERRERA, 1998).

4. Resultados

As bacias hidrográficas delimitadas apresentaram variadas áreas, altitudes máximas, mínimas e médias, conforme mostram as Figuras 2 e 3. Quanto ao gradiente altimétrico, é perceptível que as bacias do compartimento 3 (7, 8 e 9) apresentam menor variação de altitude do que as demais bacias, isto por se estarem situadas no reverso da escarpa.

Bacia	Área (km2)	Altitude máxima (m)	Altitude mínima (m)	Altitude média (m)	Integral hipsométrica (Hi)	Forma da bacia de drenagem (Bs)
1	3,02	1112,4	704,32	956,79	0,62	1,27
2	8,68	1188,49	783,03	966,28	0,45	1,53
3	7,33	1140,96	821,67	1009,42	0,59	1,37
4	12,21	1223,16	892,24	994,52	0,31	3,01
5	5,67	1197,29	893,38	1007,13	0,37	2,35
6	5,65	1110,44	880,15	960,40	0,35	2,16
7	8,2	1144,79	1039,27	1096,51	0,54	1,78
8	6,96	1199,08	1008,20	1075,86	0,35	1,58
9	10,91	1152,09	969,69	1064,39	0,52	2,58

FIGURA 2: Área, altitude máxima, altitude mínima, altitude média e integral hipsométrica de cada bacia. Sendo as bacias do compartimento 1 (1, 2 e 3) pertencentes ao 1º Planalto e a bacia do rio Ribeira; bacias do compartimento 2 (4, 5 e 6) pertencentes ao 1º Planalto e a bacia do rio Iguaçu; e bacias do compartimento 3 (7, 8 e 9) pertencentes ao 2º Planalto e a bacia do Iguaçu.
Fonte: Os autores (2020)

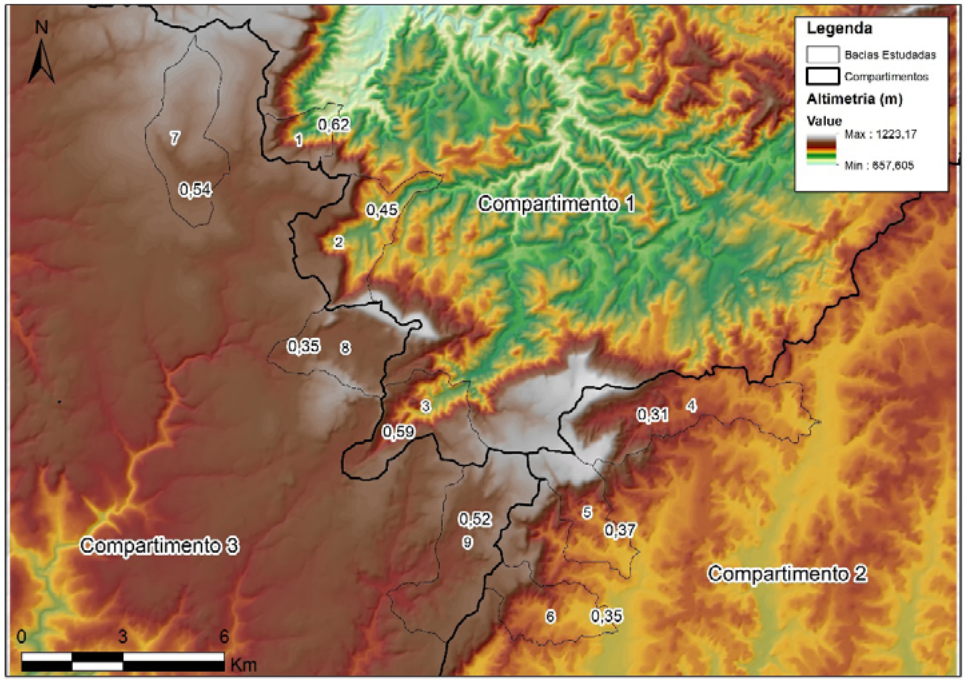


FIGURA 3: Mapa com a distribuição dos valores de Hi por bacia hidrográfica.
Fonte: Os autores (2020).

Quando calculado a *Hi*, observa-se relação entre este valor e o compartimento à qual a bacia está inserida, principalmente no compartimento 2, onde as três bacias apresentam valores de *Hi* próximos e indicando mais erodidas se comparado as bacias dos demais compartimentos.

No compartimento 1, por sua vez, as bacias 1 e 3 apresentam valores de *Hi* semelhantes, indicando estarem em uma fase de desenvolvimento transicional entre baixa erosão e erosão moderada, enquanto a bacia 2 se caracteriza como uma bacia de erosão moderada. Quadro análogo é observado no compartimento 3, onde as bacias 7 e 9 possuem valor de *Hi* próximos, caracterizando-as como bacias com erosão moderada, na bacia 8 a *Hi* é mais baixa, indicando que a bacia foi mais erodida do que as demais. Quando é calculado a média da *Hi* para cada compartimento, observa-se que o compartimento 1 possui o maior valor (0,55), seguido pelo compartimento 3 (0,47) e pelo compartimento 2 (0,34).

As curvas hipsométricas (Figura 4) mantém correspondência com os valores de *Hi* obtidos. No compartimento 1, as bacias 1 e 3 apresentam curvas com forma convexa, enquanto a bacia 2 apresenta curva com uma forma que tende a retilínea, mas hora apresenta concavidade. No compartimento 2, como esperado, todas as bacias apresentam curva com forma côncava. Por fim, no compartimento 3, as bacias 7 e 9 apresentaram forma retilínea com pequena tendência à convexidade, enquanto a bacia 8 apresenta curva côncava.

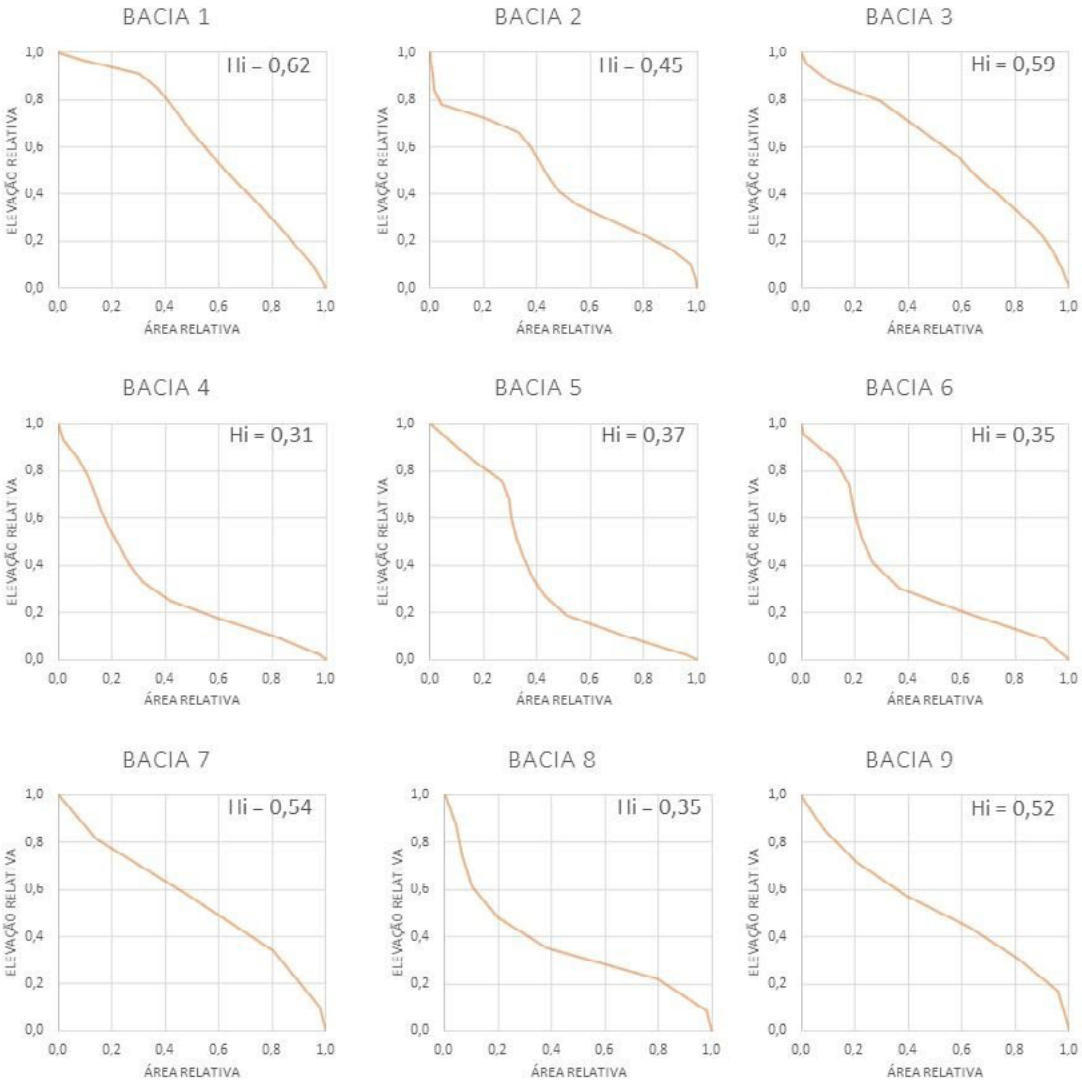


FIGURA 4: *Hi* e gráficos de curvas hipsométricas por bacia hidrográfica. Sendo as bacias 1, 2 e 3 pertencentes ao compartimento 1 (1º Planalto e a bacia do rio Ribeira); bacias 4, 5 e 6 pertencentes ao compartimento 2 (1º Planalto e a bacia do rio Iguaçu); e bacias 7, 8 e 9 pertencentes ao compartimento 3 (2º Planalto e a bacia do Iguaçu).
Fonte: Os autores (2020).

A partir dos perfis longitudinais de cada bacia (Figura 5), é possível observar relação com o valor da *Hi* no compartimento 1. As bacias 1 e 3, que apresentam valores de *Hi* 0,62 e 0,59, respectivamente, não apresentam grandes rupturas no declive do perfil (*knickpoints*). Por sua vez, a drenagem principal da bacia 2, que possui valor de *Hi* mais baixo (0,45), apresenta uma grande ruptura no declive do perfil (*knickpoint*) associada a presença dos arenitos da Formação Furnas, que se configura no relevo local como a Escarpa Pururnã. É interessante registrar que na bacia 1 a cabeceira da drenagem principal se desenvolve também sobre a Formação Furnas, que faz contato com a Formação Camarinha, entretanto, sem formar uma área de ruptura no declive do perfil (*knickpoint*) tão marcante como ocorre na bacia 2, onde os arenitos fazem contato com os quartzitos do Complexo Metamórfico Indiferenciado.

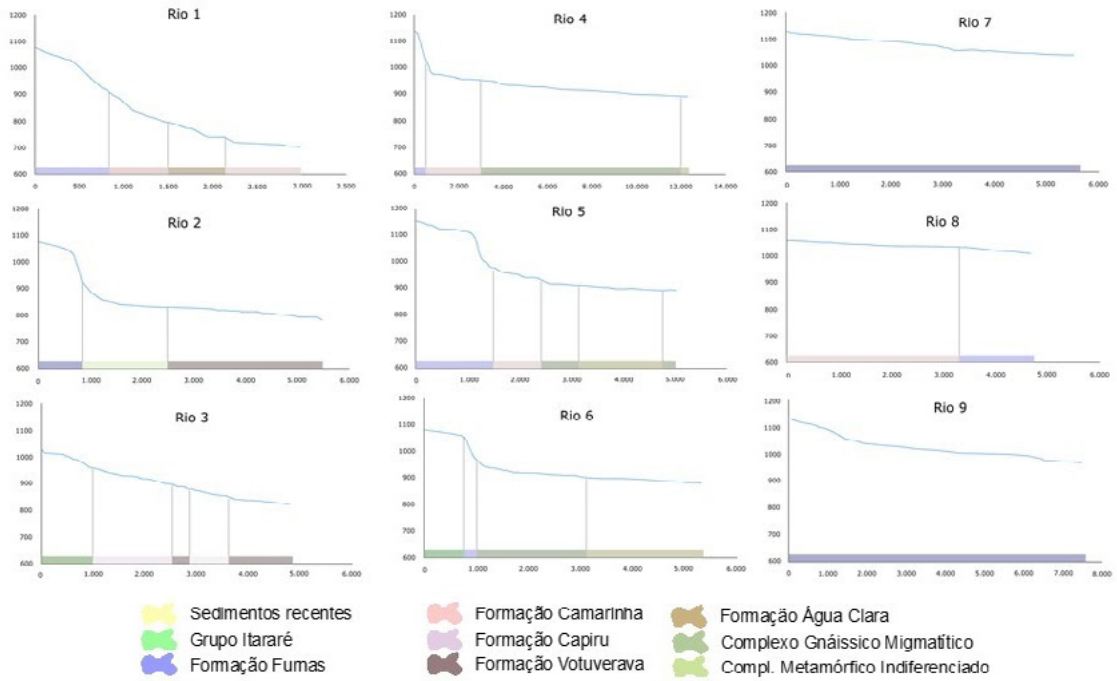


FIGURA 5: Perfis longitudinais dos rios principais de cada bacia sobrepostos à litologia. Sendo as bacias 1, 2 e 3 pertencentes ao 1º Planalto e a bacia do rio Ribeira; bacias 4, 5 e 6 pertencentes ao 1º Planalto e a bacia do rio Iguaçu; e bacias 7, 8 e 9 pertencentes ao 2º Planalto e a bacia do Iguaçu. Fonte: Os autores (2020).

No compartimento 2, as três bacias apresentam valores da Hi próximos, entre 0,3 e 0,4. Os perfis longitudinais têm forma geral semelhante, com destaque para as rupturas no declive do perfil (*knickpoints*) (entre 1000 e 1150 m de altitude) que representa a Escarpa do Pururnã. As diferenças entre estas bacias estão relacionadas ao fato da bacia 4, que é a que possui menor valor de Hi (0,31), ser que a apresenta a escarpa em uma posição mais próxima ao divisor de águas. Por sua vez, a bacia 5, que possui o valor de *Hi* mais alto entre as três (0,37), é a que apresenta a escarpa mais distante em relação ao divisor de águas. Existe também entre a distância da escarpa e o comprimento total do rio principal da bacia.

No compartimento 3 é possível detectar que não existem diferenças significantes entre os perfis longitudinais, principalmente entre os perfis das bacias 7 e 8, que são semelhantes em relação à forma. Entretanto, isto contrasta com o fato da bacia 8 apresentar um valor de Hi e uma curva hipsométrica distintos em relação as demais bacias do mesmo compartimento. Esta diferença evidencia que

a bacia 8 se trata de uma bacia anômala no contexto do compartimento 3, e isto pode ser explicado por sua característica litológica e hidrológica.

Neste contexto, as bacias 7 e 9 estão localizadas sobre rochas sedimentares do Grupo Itararé e da Formação Furnas (que sustenta a escarpa) e que são características do Segundo Planalto Paranaense. Porém, o rio principal da bacia 8 é uma drenagem consequente, tendo parte de sua cabeceira localizada sobre as rochas metasedimentares da Formação Camarinha e área próxima ao exutório localizada sobre a Formação Furnas. Sendo assim, é possível afirmar que a drenagem principal erodiu grande quantidade de material da Formação Furnas, fazendo com que o contato entre esta litologia e a Formação Camarinha não seja pronunciado no local, não caracterizando assim este limite como uma escarpa. Inclusive, nesta bacia, é possível verificar que o limite entre o Primeiro Planalto e o Segundo Planalto não é delimitado pelo contato da Formação Furnas com as rochas metasedimentares que caracterizam tanto o Primeiro Planalto. Esta condição então é a responsável pelo valor de Hi mais baixo se comparado as demais bacias do compartimento, pois a bacia 8 teve mais material erodido proporcionalmente ao material que ainda pode ser erodido.

Observa-se que nas bacias que drenam em direção ao Primeiro Planalto as que erodiram mais apresentam uma forte ruptura no declive do perfil (*knickpoint*) na zona onde está presente a Escarpa do Purunã. Por sua vez, nas bacias menos erodidas, a drenagem principal não apresenta esta ruptura, sendo que inclusive na bacia 3 o limite entre os planaltos não é caracterizado pela presença da escarpa, e na bacia 1 a escarpa é menos declivosa quando comparada às demais.

Quando se compara os valores médios de *Hi* das bacias dos três compartimentos, obtêm-se que o compartimento 1 se encontra entre pouco erodido e moderadamente erodido, enquanto o compartimento 3 se encontra moderadamente erodido, e o compartimento 2 se encontra muito erodido. É interessante observar que os compartimentos 1 e 2, que drenam ambos da escarpa em direção ao Primeiro Planalto apresentam valores de Hi e curvas hipsométricas distintos. Uma possível explicação para estes resultados está na forma das bacias hidrográficas analisadas. Para isto, o índice de formas das bacias de drenagens que foi calculado mostra que bacias do compartimento 2 apresentam valores maiores quando comparado com as bacias do compartimento 1 (Figura 2), quantificando assim que as primeiras são mais alongadas do que as segundas. Devido a suas formas, as bacias do compartimento 1 apresentam proporcionalmente maior área sobre a Formação Furnas e o Grupo Itararé (que ainda estão para serem erodidos) comparado as bacias do compartimento 2. Assim, o compartimento 1 tende a apresentar valor mais alto de Hi do que o compartimento 2.

Dentre os resultados encontrados, os para as bacias do compartimento 2 mostra correspondência com os obtidos por Riffel (2005) e Soares e Riffel (2006), que construiu e analisou a curva hipsométrica para a área total da bacia do Alto Iguaçu. Apesar disto, é difícil defender que os resultados médios das três bacias de cada um dos outros dois compartimentos correspondam também a curva hipsométrica da bacia de maior escala a qual pertencem, isto pois na escala de uma bacia de terceira ordem questões referentes a diferenças litológicas e estruturais podem influenciar de maneira significativa o processo de evolução da bacia. Entretanto, esses resultados dão um primeiro indicativo das fases de evolução do desenvolvimento do relevo nestes locais.

A partir deste primeiro indicativo, observa-se que não existe uma relação direta entre fase de evolução do relevo e posição em relação a escarpa. Bacias tanto na escarpa quando no seu reverso podem apresentar baixo valor da *Hi* ou valor alto de *Hi*.

5. Considerações finais

A aplicação dos índices geomórficos, integral hipsométrica e curva hipsométrica permitiram uma primeira e geral impressão sobre a evolução do relevo na região de São Luiz do Purunã, a partir da demonstração do indicativo da fase de evolução das bacias em três diferentes compartimentos geomorfológicos.

A integração destes dados com as características geológicas locais permitiram um maior aprofundamento acerca da evolução deste relevo, verificando correlações entre a litologia, as estruturas geológicas presentes e o grau de evolução de cada bacia.

Entretanto, as análises realizadas e as conclusões obtidas a partir do emprego dos dois índices se caracterizam como primeiras impressões acerca do relevo desta área. Um maior aprofundamento do estudo da evolução geomorfológica da região depende de futuras aplicações de outros índices geomórficos e de técnicas de geocronologia.

Ou seja, há um vasto campo em aberto de métodos para serem aplicados visando o estudo e compreensão da evolução geomorfológica desta área de outras áreas escarpadas no Paraná, como por exemplo a escarpa da Serra Geral, localizada nas regiões central e centro-sul do estado.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelas concessões de bolsas de mestrado e doutorado, e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

Referências

CANNON, P. J. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill Creek drainage basin, **Oklahoma Geology Notes**, *v.* 36, n. 1, p. 3–16, 1976.

FERNANDEZ, P. V. Q.; ROCHA, A. S. Análise Preliminar da Aplicação da Integral Hipsométrica à Caracterização das Unidades de Paisagem na Bacia do Paraná III, Oeste do Paraná. **In: VII Simpósio Paranaense de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia.** 2016. Marechal Cândido Rondon (PR). Anais. Marechal Cândido Rondon: UNIOESTE, Mestrado em Geografia, 2016. v. 1, p. 497-506.

JACQUES, P. D.; SALVADOR, E. D.; MACHADO, R..; GROHMANN, C. H.; NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**. v. 213, p. 13-23, 2014.

HENGL, T. Finding the right pixel size. **Computers & Geosciences**. 32, 1283-1298, 2006. DOI: 10.1016/j.cageo.2005.11.008

HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, 106, p. 211-272, 1989.

KHALIFA, A.; ÇAKIR, Z.; OWEN, L. A.; KAYA, S. Morphotectonic analysis of the East Anatolian Fault, **Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences.** p. 27, 2018, p. 110-126.

MCKEOWN, F.A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B. L.; MCGRATH, M.B. Analysis of Stream-Profile Data and Inferred Tectonic Activity, Eastern Ozark Mountains region. **U.S Geological Survey Bulletin.** n. 1807, p.1-39, 1988.

MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; RAMOS, A. F.; PRIETO, C. C. Relevo e hidrografia dos Campos Gerais. IN: MELO, K. S.; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná.**Ponta Grossa: Editora UEPG, 2007. p. 49-58.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S/A. **Atlas geológico do estado do Paraná**. 116 p. Curitiba, 2001.

OHMORI, H. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. **Geomorphology.**v. 4, 1993, p. 263-277.

OKA-FIORI, C., SANTOS, L.J.C., CANALI, N.E., FIORI, A.P., SILVEIRA, C.T., SILVA, J.M.F., ROSS, J.L.S. **Atlas geomorfológico do estado do Paraná: Escala base 1:250.000 modelos reduzidos 1:500.000.**Curitiba, Minerais do Paraná SA. - MINEROPAR; Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 59p.

PEDRERA, A.; PÉREZ-PEÑA, J. V.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; AZAÑÓN, J. M.; AZOR, A. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). **Geomorphology.** v. 105, 2009, p. 218-231.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZOR, A.; AZAÑÓN, J. M.; KELLER, A. E. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. **Geomorphology**. v, 199, 2010, p. 74-87.

RAMÍREZ-HERRERA, M.T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. **Earth Surf. Proc. Land.**, v. 23, p. 317–332, 1998.

RIFFEL, S.V. **Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. Curitiba, Universidade Federal do Paraná, dissertação de mestrado, 76p, 2005.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia.** v.20, n. 2. p. 287-316, 2019.

SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin,** v. 67, p. 597-646, 1956.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics.** v. 92, p. 335-367, 1983.

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P. Índice de posição topográfica (IPT) para classificação geomorfométrica das formas de relevo no estado do Paraná - Brasil. **Revista Ra'e Ga.** Curitiba, v. 41 Temático de Geomorfologia, p. 98 -130 , Ago/2017

SINHA-ROY, S. Hypsometry and landform evolution: Hypsometry and landform evolution: a case study in the Banas Drainage Basin, Rajasthan, with implications for Aravalli uplift. **Journal Geological Society of India**, v. 60, p.7-26, 2002.

SOARES, P. C.; RIFFEL, S. V. Hypsometric curves as a tool for Paleosurface mapping. **Mathematical Geology**. v. 38, n. 6, 2006, p. 679-695.

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society America Bulletin,** v. 63, p. 1117-1142, 1952.

MIGRAÇÃO DOS DIVISORES DE DRENAGEM AO LONGO DO LINEAMENTO AZIMUTE 125º

Caio Crelier Cubas
Universidade Federal de Ouro Preto, DEGEO
Campus Morro Do Cruzeiro s/n - Bauxita, Ouro Preto - MG, 35400-000
E-mail: caiocrelier@gmail.com
Pedro Val
Universidade Federal de Ouro Preto, DEGEO
Campus Morro Do Cruzeiro s/n - Bauxita, Ouro Preto - MG, 35400-000
pval@ufop.edu.br
Daniel Peifer
Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geologia, CPMTC
Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 – Pampulha, Belo Horizonte – MG, 31270-901
E-mail: peiferdaniel@gmail.com

Resumo

O Azimute 125º é reconhecido como uma importante província geológica. Coincidente ou próximo a ele está um dos mais importantes divisores de drenagem na América do Sul, separando grandes bacias hidrográficas brasileiras: Paraná, Tocantins, São Francisco e Atlântico Sudeste. Esta coincidência já foi proposta como evidência de que o magmatismo ao longo do AZ 125° teria sido responsável por influenciar o divisor de drenagem durante desde a sua atividade no Cretáceo. No entanto, a coincidência espacial é apenas um ponto de partida para esta hipótese até então não avaliada com critérios geomorfológicos. Com base em princípios geomorfológicos sobre a migração de divisores de drenagem, este trabalho verifica a estabilidade deste divisor de drenagem e se ele obedece a algum padrão sistemático em relação ao lineamento. As análises aqui realizadas ajudam a elucidar o conhecimento sobre divisores de drenagem e seu comportamento numa região cratônica, mostrando que os padrões inferidos de migração do divisor não condizem com o esperado para um suposto efeito do AZ 125º no divisor em questão.

Palavras-chave: *Azimute 125º; Mobilidade de divisores; Divisores de drenagem; Análise geomórfica.*

1. Introdução

Um dos principais divisores de drenagem da América do Sul separa, a norte, as bacias do Amazonas, Tocantins, São Francisco e Atlântico Sudeste, e, a sul, as bacias do Paraguai e Paraná. Este divisor coincide espacialmente com um lineamento de intrusões alcalinas transcontinental presente no centro-leste da América do Sul, referido como Azimute 125º (MORAES ROCHA, 2013). Com base nesta coincidência espacial e em dados sedimentológicos, Ribeiro *et al.* (2018) propuseram que os processos intrusivos exerceram um controle fundamental na sustentação prolongada dos divisores de drenagem através de soerguimentos topográficos regionais. Nesse sentido, estes divisores estariam superpostos com o lineamento, tendo permanecido estáveis ao longo do Cenozoico (RIBEIRO *et al.*, 2018). Dada a proporção continental do lineamento, essa hipótese pressupõe que esses soerguimentos deveriam deixar um padrão claro de migração dos divisores após o cessar das intrusões. No entanto, não há um estudo que explore a estabilidade destes divisores a partir da morfologia da superfície.

Divisores de drenagens entre bacias hidrográficas adjacentes são importantes controles do relevo ao longo de escalas geológicas de tempo (WILLET *et al*., 2014; WHIPPLE *et al.*, 2017a). Fatores como declividade, curvatura, desnível altimétrico e condições climáticas podem controlar a posição de um divisor de drenagem, porém o fator diagnóstico mais importante de sua estabilidade é o contraste de erosão entre ambos os lados do divisor (GILBERT, 1877; WHIPPLE *et al.*, 2017b). Dentre os fatores que podem causar contrastes de erosão estão a geologia local ou regional – como variações litológicas, atividade de falhas, fraturas, estratificação e, também, processos litosféricos e tectônicos (DEWEY *et al*., 1993; KIRBY; WHIPPLE, 2012). Além disso, variações espaciais na precipitação da região também podem causar migração de divisores de drenagem (KIRBY; WHIPPLE, 2012) Dado que a declividade das bacias explica grande parte das taxas de erosão de longo-termo (PORTENGA; BIERMAN, 2011; WILLENBRING *et al.*, 2013), o contraste de declividade entre bacias adjacentes que compartilham um divisor é um fator importante ao se estudar a estabilidade de divisores ou as causas de sua mobilidade (FORTE; WHIPPLE, 2018).

A identificação e análise geomorfológica de divisores de drenagem podem ajudar a determinar o que os controla, sendo sua abrangência e padrão geomórfico indicadores de sua estabilidade. O presente trabalho investiga a estabilidade e a possível migração dos divisores de drenagem associados às intrusões alcalinas citadas acima. Por meio de análises quantitativas da topografia, buscam-se evidências: 1) de indícios de migração dos divisores e 2) da direção desta migração para responder se a geometria desta migração é condizente com um possível controle associado às intrusões ao longo do Azimute 125° proposto na literatura (RIBEIRO *et al.,* 2018). Utilizando-se principalmente da morfologia extraída de modelos digitais de elevação, foram determinadas as seguintes métricas topográficas: desnível altimétrico, assimetria do relevo, gradiente topográfico e declividade local normalizada dos canais fluviais (*ksn*). O principal objetivo deste trabalho é avaliar, com base em princípios geomorfológicos, se a estabilidade dos divisores de drenagem na área de estudo está de fato atrelada a este lineamento Azimute 125º conforme proposto por Ribeiro *et al*. (2018). Partindo da hipótese desta influência tectôno-magmática, pretende-se entender sua morfologia e os fatores que a condicionam.

Para que o lineamento controle a posição dos divisores de drenagem da região, seria necessário um soerguimento da superfície ao longo de toda sua extensão durante a atividade magmática. Isto teria causado uma migração dos divisores em direção ao azimute após o término da sua atividade intrusiva. Portanto, este estudo parte da hipótese geomórfica de que o controle da topologia dos divisores se daria pela migração sistemática de divisores em

direções opostas à posição do AZ 125º, haja vista que este não apresenta atividade a ~70 Ma (RIBEIRO *et al*., 2018; MUNISWAMY, 2015). Este trabalho visa contribuir para o conhecimento da evolução geomorfológica de uma importante província geológica brasileira utilizando técnicas sofisticadas de análise topográfica.

2. Área de estudo

O principal divisor deste estudo se localiza na parte central da América do Sul, separando grandes bacias do Brasil e suas respectivas regiões hidrográficas: a norte, a Região Hidrográfica Amazônica, a Região Hidrográfica do Tocantins, a Região Hidrográfica do São Francisco e a Região Hidrográfica do Atlântico Sudeste; e, a sul, a Região Hidrográfica do Paraguai e a Região Hidrográfica do Paraná. O divisor atravessa os estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso e o Distrito Federal, como mostra a Figura 1, que foi gerada a partir de dados de bacias hidrográficas disponibilizados pelo Serviço Geológico Brasileiro, e de dados sobre limites estaduais disponibilizados pelo Instituo Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2021).

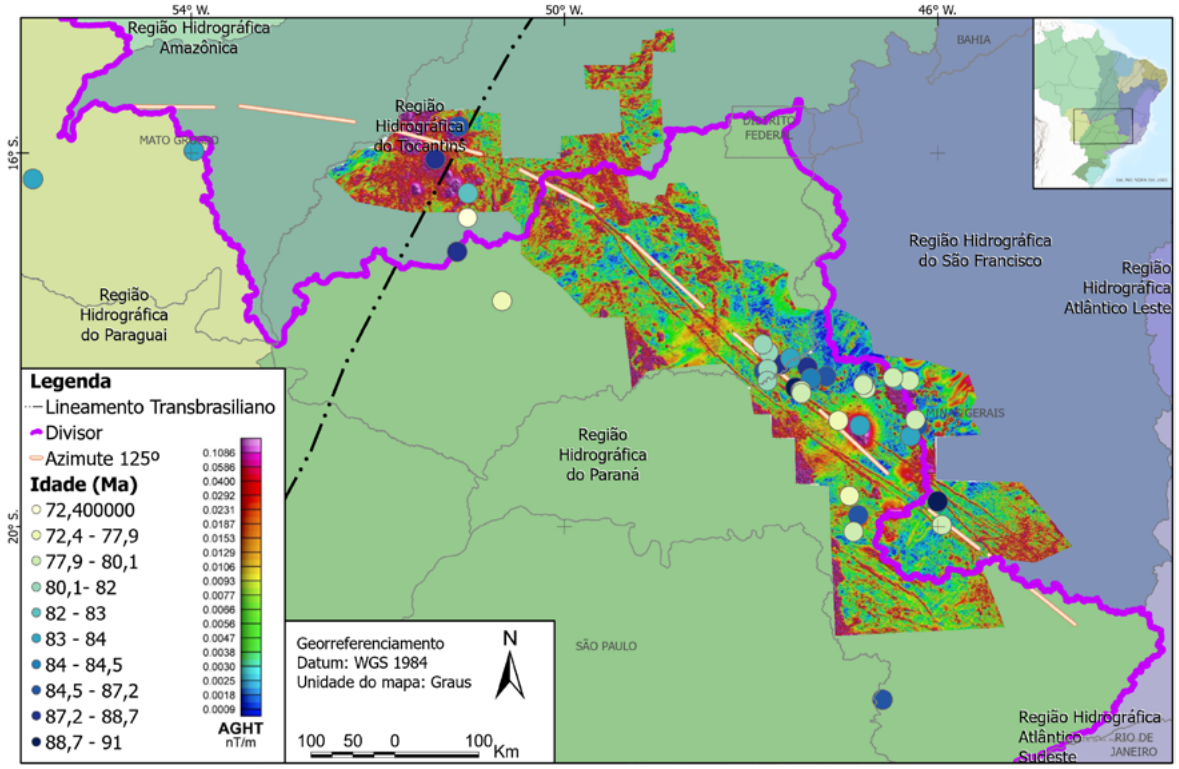


FIGURA 1: Área de estudo com imagem geofísica da amplitude do gradiente horizontal total, em nT/m (modificado de MORAES ROCHA, 2013); localização do divisor de drenagem e das bacias hidrográficas e idade de intrusões compiladas por Ribeiro *et al*. (2018).

Ao longo do divisor de drenagem estão intrusões ígneas que acompanham um lineamento formado por um conjunto de falhas com azimute NW/SE gerado durante o evento Brasiliano, caracterizado como uma anomalia magnética distinta do restante da região (MORAES ROCHA, 2013). Este lineamento é chamado na literatura de Azimute 125º, ou Corredor-125, devido à sua direção (MORAES ROCHA, 2013; MUNISWAMY, 2015). Sua extensão compreende desde o norte do Rio de Janeiro até o estado de Rondônia, atravessando 5 grandes províncias geológicas brasileiras e os estados de Minas Gerais e Mato Grosso, possuindo de cerca de 70 km de largura e quase 2000 km de extensão.

Orientada ESE – WNW (N 125º E), Wilson (1965) atribui estruturas lineares como as do lineamento como antigas linhas de fraqueza existentes antes da abertura do oceano atlântico, com a sua consequente rotação as levando para a posição atual.. Possui, já que foi uma zona estrutural anterior à separação do continente Sul-Americano, um "espelho" na região central da África, denominada Angola-DRC, onde se encontram, também, kimberlitos. Esta zona de fraqueza pré-existente no continente tem levado alguns autores a relacioná-la como um conduto para o magmatismo do Cretáceo (ALMEIDA,1986; BULANOVA *et al*., 2010; FELGATE, 2014). Este magmatismo é proveniente, segundo Thomaz Filho e Rodrigues (1999), de um *hotspot*, ou pluma mantélica. A partir do controle tectônico anterior à separação oceânica, a Pluma de Trindade, ainda segundo Thomaz Filho e Rodrigues (1999), pode ter servido como uma fonte do magma deste lineamento.

Em uma série de análises geofísicas, a partir de dados aeromagnetométricos, Moraes Rocha *et al*. (2019), Moraes Rocha *et al*. (2014) e Moraes Rocha (2013) ajudam a elucidar algumas questões referentes ao *emplacement* das intrusões magmáticas. Eles revelam anomalias magnéticas que tornam evidentes a posição, orientação e as estruturas do lineamento, além da sua localização (Figura 1). Neste mapa, gerado a partir de imagens retiradas de Moraes Rocha (2013), são apresentadas estruturas retilíneas, vistas a partir de um gradiente horizontal em uma aeromagnetometria. Essas estruturas seriam linhas de fraqueza pelas quais teriam sido conduzidas magmas no Cretáceo (BULANOVA *et al.*, 2010). Não há mapeamento geofísico aeromagnetométrico disponível para o resto da região. A partir da metade da região hidrográfica do Tocantins, a localização do lineamento é inferida a partir de dados de intrusões ígneas (Figura 1).

Moraes Rocha *et al*. (2019) concluíram que não há evidência geofísica de que o lineamento se manifeste a partir do estado do Mato Grosso até o estado de Rondônia, ou, ainda, a partir do lineamento transbrasiliano (Figura 1); em congruência com Muniswamy (2015), que, por sua vez, não encontra evidências geocronológicas entre intrusões kimberlíticas a oeste do lineamento e a região sudeste do lineamento, que já possui forte evidência geofísica. Muniswamy (2015) indica, também, a partir de dados de datação anteriores (HEAMAN *et al*., 1998; PEREIRA; FUCK, 2005; FELGATE, 2014) e novas datações realizadas pela autora, que as intrusões no extremo oeste do divisor são mais antigas e não relacionadas às intrusões cretáceas no lineamento, objeto de estudo deste trabalho. Sugere, por fim, que essas intrusões, marcadas por enxames de diques, foram posicionadas devido a uma zona de fraqueza na litosfera, também de acordo com o que foi sugerido por Bulanova *et al.* (2010). Este apanhado sugere que as expressões topográficas do lineamento Azimute 125° e seu suposto controle dos divisores de drenagem é espacialmente limitado.

3. Metodologia

Divisores de drenagem migram devido ao desequilíbrio de taxas de erosão em lados opostos dos divisores. Proposto por Gilbert (1877), a "Lei dos Declives Desiguais" consiste na hipótese de que divisores de drenagem se moverão quando as taxas de erosão não forem iguais dos dois lados do divisor (Figura 2). Essa diferença seria causada majoritariamente pelas diferenças topográficas em ambos os lados dos divisores: quanto maior a declividade em determinado lado, maior a sua taxa de erosão, causando uma movimentação para o lado oposto ao de maior declive. Além da Lei dos Declives Desiguais, Gilbert idealizou parâmetros geomórficos, hoje conhecidos como "métricas de Gilbert", para avaliar a mobilidade dos divisores: desnível altimétrico através do divisor, gradiente de declividade canal, e a área do canal a montante.

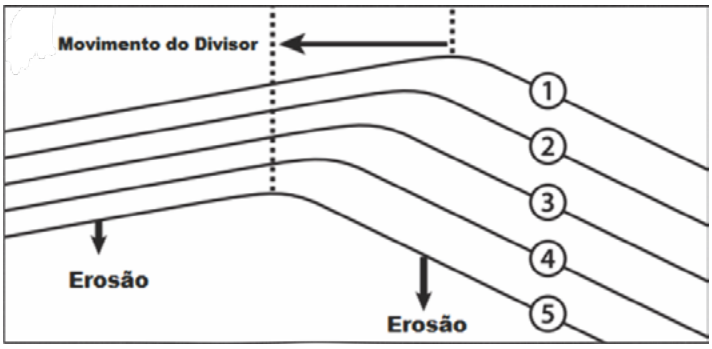


FIGURA Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento.: **"Lei dos Declives Desiguais" proposta por Gilbert em 1877**. Exemplifica a movimentação de um divisor de drenagem hipotético em cinco estágios temporais, começando ao 1 e terminando ao 5, com o divisor sendo topograficamente rebaixado enquanto se move para a esquerda. Traduzido de Forte e Whipple (2018).

Para testar a hipótese sugerida por Ribeiro *et al*. (2018), foram analisadas as métricas de Gilbert em divisores de nove sub-regiões ao longo do AZ 125º. As regiões analisadas foram escolhidas ao longo do divisor de drenagem principal, e todas essas áreas estavam próximas ou paralelas ao Azimute 125º. A proximidade com as intrusões que possuem datação também foi levada em consideração, de acordo com as intrusões da Figura 1, compiladas por Ribeiro *et al*. (2018). Assim, utilizando o *software* ArcGis PRO, foram divididas as áreas de 1 a 9, utilizando como referência o divisor de drenagem principal (Figura 1).

Foram exportadas para o ArcGis PRO a localização das 45 intrusões datadas, compiladas por Ribeiro *et al.* (2018). Também foi traçado o lineamento AZ 125º com base na Figura 2 e em Moraes Rocha (2013), Moraes Rocha *et al.* (2019) e Ribeiro *et al.* (2018). O divisor de drenagens alvo deste estudo foi obtido a partir dos limites das Regiões Hidrográficas, retirado a partir de metadados da Agência Nacional de Águas (ANA) (Figura 2). Foi gerada então a Figura 3, utilizada de guia e base para as análises geomorfológicas.

Neste estudo, utilizou-se a caixa de ferramentas *TopoToolbox* com funções desenvolvidas para investigações quantitativas da topografia em ambiente MATLAB por Schwanghart e Kuhn (2010) e Schwanghart e Scherler (2014). Estas funções permitem uma análise topográfica a partir de modelos digitais de elevação (*DEM*), como o utilizado neste estudo (Figura 3).

O dado topográfico de base utilizado nesse estudo foi o *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com resolução espacial de 30 metros, obtido a partir da base *OpenTopography* (FARR *et al*., 2007). Este projeto é uma missão espacial desenvolvida pela Agência Espacial Americana (NASA) e pela Agência Nacional de Imagem e Mapeamento (NIMA) para obtenção de modelos digitais de elevação utilizando interferometria SAR. Já a iniciativa OpenTopography permite extrair DEMs com diferentes resoluções espaciais, em formato *TIFF,* de qualquer região do globo terrestre.

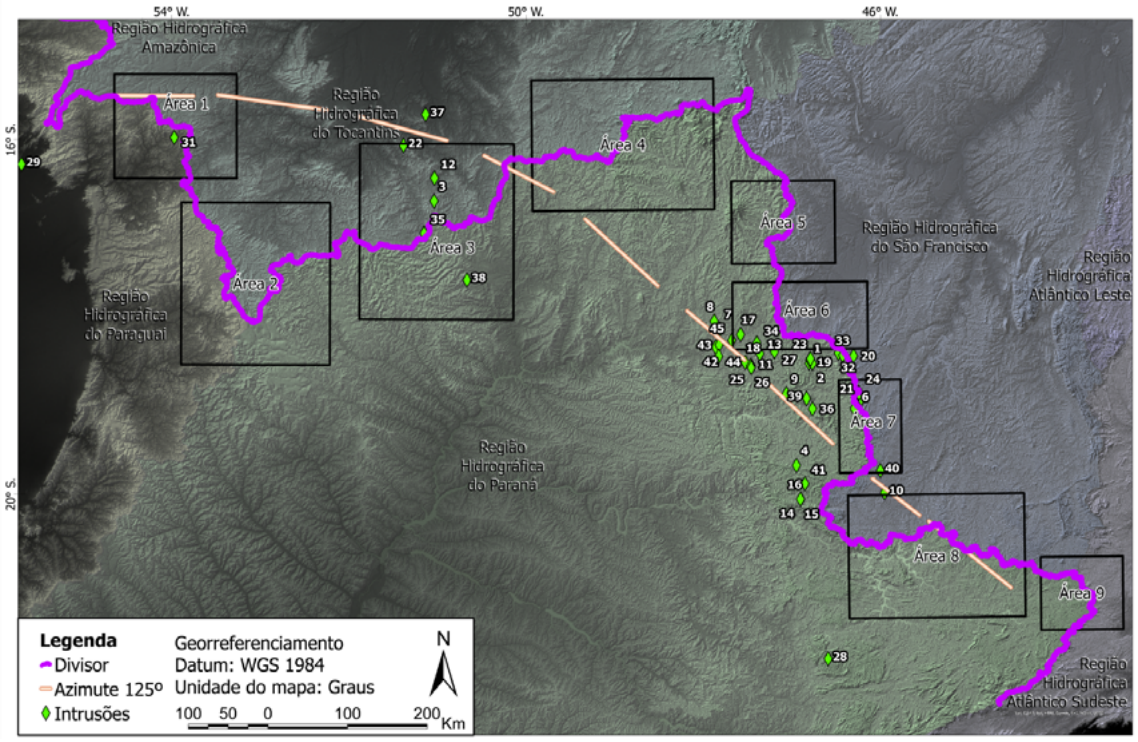


FIGURA Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento.**:** Mapa de base SRTM com as regiões hidrográficas adjacentes ao divisor, o divisor e sua extensão, nove áreas escolhidas para estudo aprofundado, 45 intrusões compiladas por Ribeiro *et al.* (2018), e a localização aproximada do lineamento AZ 125º.

A partir da imagem *TIFF*, o *DEM* é importado ao Matlab em formato de matriz utilizando a ferramenta *"GRIDobj"*. Primeiramente, o *DEM* originalmente obtido em coordenadas geográficas WGS-84 foi reprojetado para UTM utilizando a função nativa do *TopoToolbox* "*reproject2utm*" utilizando as configurações automáticas de cálculo da zona UTM. Este cálculo se faz necessário, já que os algoritmos tratam as dimensões espaciais e verticais com a mesma unidade de medida (metros).

Uma vez em UTM, foram calculados os principais atributos topográficos e da rede de drenagem que permitem a extração dos divisores de drenagem: direção de fluxo superficial (*Flow Direction*), e a acumulação de fluxo (*Flow Accumulation*). Neste trabalho foi escolhido uma área mínima de 1000 *pixels* acima de cada canal gerado no fluxo de direção para ser representado. Com estes dois dados, fluxo de acumulação e fluxo de direção, foi gerado um terceiro dado: os divisores de drenagem das regiões. Estes divisores gerados foram definidos por Scherler e Schwanghart (2020) como linhas que circundam, delimitando as bacias de drenagem. Conforme classificado por Scherler e Schwanghart (2020), quanto mais ramificações a partir do divisor principal, maior sua ordem.

As métricas de Gilbert que permitem uma inferência sobre a estabilidade de divisores de drenagem foram diretamente extraídas do *DEMs*. São elas: elevação, gradiente topográfico local, desnível altimétrico local (*relief*) e declividade local normalizada dos canais fluviais (*ksn*). O gradiente topográfico é a inclinação de um determinado trecho de uma encosta, entre dois pontos. A inclinação, em graus, é calculada como o arcotangente da diferença entre a altitude e a distância total em plano horizontal de dois pontos. O desnível altimétrico de uma determinada região é a diferença de elevação entre a elevação máxima e a mínima, em metros, em um dado raio. Por último, o *ksn* é uma métrica que informa o gradiente local do canal fluvial normalizado pela área de contribuição a montante de acordo com um

expoente de referência (KIRBY; WHIPPLE, 2012). O *ksn* é calculado para trechos dos canais fluviais e, aqui, foi interpolado o mesmo para a sua visualização em mapa. Esta interpolação pode ajudar a verificar *hotspots* de maior declividade dos canais fluviais, o que, por sua vez, pode indicar uma maior erosividade na região.

Computar assimetrias de gradiente topográfico ao longo de um divisor de drenagem permite inferir assimetrias de erosão e, portanto, sugerir a direção de migração futura do divisor, que também pode ser reflexo de processo contínuo desde o início do desequilíbrio (*e.g.* controle do lineamento). Assim como no gradiente topográfico, o desnível altimétrico e o *ksn* também auxiliam na inferência da direção de mobilidade de um divisor de drenagem, pois são métricas positivamente correlacionadas com taxas de erosão (KIRBY; WHIPPLE, 2012).

Foi gerado um conjunto de mapas para cada área determinada, cada um contendo, portanto, seis atributos: **A)** Elevação da região; **B)** Gradiente topográfico; **C)** Desnível altimétrico; **D)** *ksn*; **E)** Índice de Assimetria dos Divisores (IAD) e **F)** Roseta com vetores gerados no mapa IAD. Para exemplificação dos mapas que foram utilizados para inspeção visual e quantitativa é utilizado aqui o mosaico de mapas da Área 9 (Figura 4), junto com uma descrição detalhada de cada métrica computada. O IAD é calculado de acordo com a diferença absoluta de desnível altimétrico de cada lado do divisor em questão normalizada pelo desnível altimétrico máximo (SCHERLER; SCHWANGHART, 2020). A partir da diferença relativa, identifica-se o lado menos íngreme e seu IAD para indicar a direção de migração do divisor assim como a sua proeminência.

Para cada subárea deste estudo, foram geradas outras figuras como a Figura 4 para análise. Após a geração dos mapas, foi realizada uma descrição detalhada dos componentes de cada área. Então, executada uma análise visual e quantitativa dos valores obtidos em todas as métricas topográficas calculadas. Essa análise levou em consideração possíveis anomalias de drenagem em pontos próximos aos divisores de drenagem, assim como diferenças em relação aos outros setores analisados. Também foram verificadas coincidências entre as regiões, de modo que possa indicar se há alguma tendência sistemática (ou não) de movimento em direção ao lineamento AZ 125º, a fim de confirmar ou refutar a hipótese formulada por Ribeiro *et al.* (2018).

4. Resultados e Discussões

Para demonstrar a análise feita ao longo das subáreas, é exemplificada descritivamente a área 9 (Figura 4). Este divisor está localizado no extremo leste da região de estudo (Figura 3) e separa três grandes regiões hidrográficas do Brasil: Atlântico Sudeste, Paraná e São Francisco. O divisor principal atravessa a região começando pelo sul, passando pelo centro dela e terminando no noroeste da área. Sua topografia (Figura 4A) pode ser dividida em três compartimentos; a primeira, na bacia do Atlântico Sudeste, à leste do divisor, com elevações entre 400 e 800 metros; a segunda, na região da Bacia do Paraná, com cotas mais altas, sempre acima dos 1000 metros, atingindo até 1200m; e, a terceira, na região hidrográfica do São Francisco, com altimetria entre 900 e 1100 metros, com um alto topográfico, isolado, ultrapassando os 1200 metros. Neste local, foram observadas porções topográficas em cotas semelhantes à bacia imediatamente ao oeste, indicando o recuo do divisor por capturas de drenagem e sugerindo mobilidade do divisor (Figura 4A). Seu gradiente topográfico (Figura 4B) é elevado em toda a região leste do divisor, sempre em valores acima de 10 graus. A oeste, possui ainda valores elevados, porém, com grandes áreas em valores menores. Seu desnível altimétrico (Figura 4C) é alto, acima de 300 metros, imediatamente a leste do divisor, cessando e passando a valores menores, abaixo de 150 metros, a norte, e continuando com valores elevados a sul. A leste, são poucos os locais em que o desnível ultrapassa os 200 metros. A declividade das drenagens é concentrada em quatro regiões com

valores mais altos, acima de 80 metros, localizados no sudeste da área. No restante, não ultrapassa os 40 metros. A assimetria de drenagem (Figura 4E) é elevada, com índices IAD, em geral, acima de 0,3, indicando uma tendência de movimento para o oeste, podendo ser mais bem visualizado na roseta gerada (Figura 4F). A topografia, que possui grande parte elevada a oeste, corrobora para esse indicativo, assim como o desnível altimétrico que é forte nas imediações do divisor de drenagem, a leste. Há, também, um indicativo de que já houve movimento no divisor de drenagem, pois há escarpas com valores de topografia condizentes com a bacia do Paraná na região da bacia do Atlântico Sudeste (Figura 4A). Por fim, a indicação pelos mapas obtidos significa um consumo da região hidrográfica do Paraná pela região hidrográfica do Atlântico Sudeste.

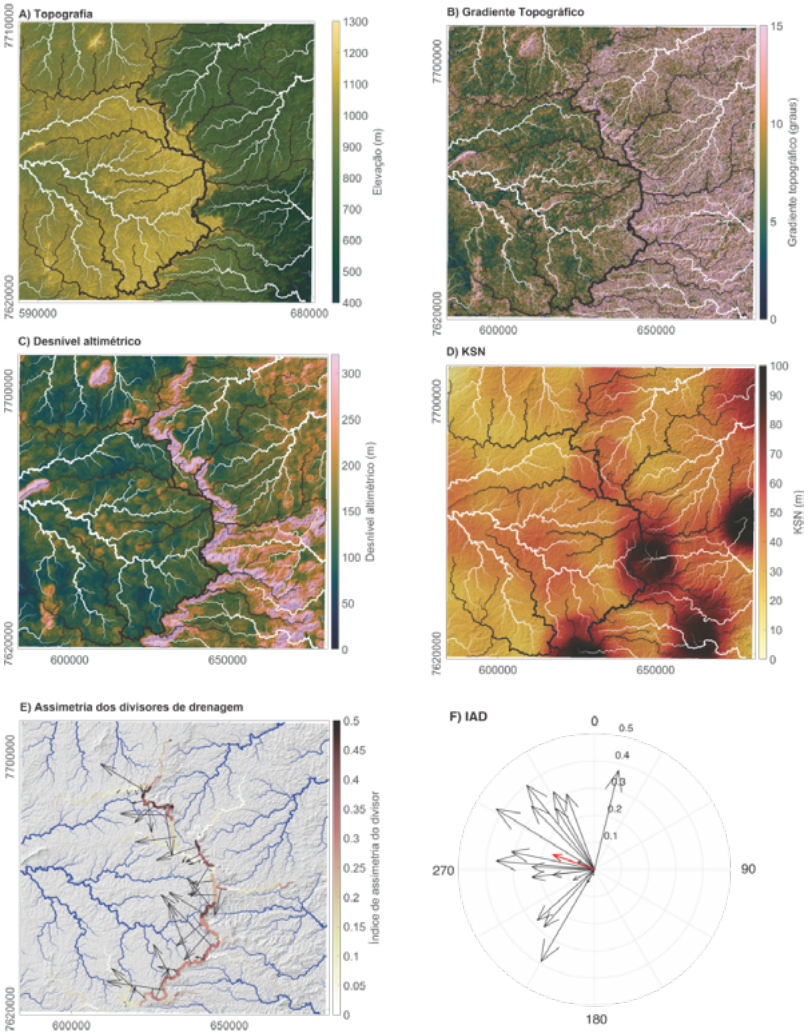


FIGURA 4: Assimetria geomórfica indica migração para oeste na Área 9 - **A)** Mapa topográfico com cotas elevadas a oeste do divisor de drenagem (linha preta sólida) e rebaixadas a leste do divisor, sugerindo recuo para oeste. Note a presença de cotas semelhantes à bacia ao oeste, porém, ao leste do divisor; **B)** Mapa de gradiente topográfico local apresenta valores muito elevados a leste do divisor; **C)** Mapa da média do desnível altimétrico apresenta altas declividades na região imediatamente a leste do divisor; **D)** Mapa de declividade fluvial (*ksn*) interpolado indica quatro pontos de valores altos no sudeste da área; **E)** Mapa do *Índice* de Assimetria de Divisores (gradiente de cor) e a direção sugerida de migração dos divisores drenagem, para oeste; **F)** Roseta com o índice de assimetria de divisores indicando as direções sugerida de migração, com a seta vermelha apontando a média dos vetores de IAD da região.

Seguindo a análise descrita acima em todas as subáreas, não foi encontrada uma relação direta entre a mobilidade sugerida pelos parâmetros de Gilbert e o AZ 125º (Figura 5). Na hipótese de Ribeiro *et al.* (2018), o controle da topologia do divisor de drenagem pela atividade tectônico-magmática do lineamento se daria por soerguimento regional. Modelagens numéricas utilizando a lei do *stream--power* mostram que, na presença de gradientes espaciais de soerguimento, o divisor de drenagem principal migra para se posicionar sobre as taxas máximas de soerguimento, conforme demonstrado por Whipple *et al*. (2017a). Isto ocorre devido ao controle que estes gradientes exercem no nível de base local (WILLET *et al*., 2014). Se eliminado o gradiente espacial de soerguimento, divisores de drenagem retornam à sua posição de equilíbrio, ou seja, com tendência de se distanciar da área de soerguimento máximo (WHIPPLE *et al*., 2017b). Desta maneira, a migração do divisor, em direção, ou se distanciando do lineamento, sugeriria um controle tectônico-magmático de soerguimento de uma vasta região ativo ou pretérito, respectivamente. Todavia, estes padrões não são observados na área de estudo (Figura 5).

Ribeiro *et al*. (2018) compilaram uma série de dados de paleocorrentes do Cretáceo Superior, sugerindo que há uma dispersão a partir do lineamento (Figura 5). Não é possível afirmar que há presença do AZ 125º a partir do transbrasiliano (MORAES ROCHA *et al*., 2019; MORAES ROCHA *et al*., 2014), ou, ainda, a partir do centro do estado do Mato Grosso do Sul (MUNISWAMY, 2015). Portanto, algumas das paleocorrentes indicadas pelos autores (itens 5 e 6 da Figura 5) não teriam relação direta com o lineamento, pois não há presença de intrusões associadas ou possível soerguimento naquela região. Além dessas, são apresentadas pelos autores outras paleocorrentes (itens 4, 3 e 2 da Figura 5), apontando, em sua maioria, direções no sentido da Bacia do Paraná, abaixo do AZ 125º, congruente com o movimento dos divisores de drenagens indicado pelas métricas de Gilbert neste trabalho. Não é suficiente, com dados de apenas um ponto de paleocorrente (item 1 da Figura 5), que indica uma tendência para fora do AZ 125º, no sentido norte, afirmar que há relação entre o lineamento e o divisor de drenagem. Este ponto pode indicar uma tendência apenas local, ou, ainda, uma movimentação do divisor pretérita à posição dos divisores entre as bacias hidrográficas atuais.

Mobilidade de divisores de drenagem é um processo difícil de quantificar. Scherler e Schwanghart (2020) defendem que, embora grandes capturas de drenagem, como sinal de migração de divisores, possam ficar registradas no registro sedimentar, o mesmo não acontece com mudanças pequenas ou graduais. Para estas, somente fatores topográficos poderiam indicar esse movimento. Neste trabalho, as intrusões relacionadas às falhas do AZ 125º não parecem ser suficientes para indicar um soerguimento regional que seja influência direta na geração e manutenção do atual divisor de drenagem transcontinental. Porém, algumas poucas intrusões estão em altos topográficos. Isso pode significar uma variação na resistência litológica, com este magmatismo influenciando localmente os divisores, possivelmente como feições circulares radiais. Estes aspectos observados geram padrões específicos de divisores de drenagem e de índices de assimetria de divisores, como sugerem dados de modelagem numérica em intrusões circulares descritos em Scherler e Schwanghart (2020). Esta análise deve ser realizada no entorno das intrusões. O que se observa, portanto, é que não há relação sistemática entre o lineamento AZ 125º e o divisor de drenagem que separam estas grandes bacias. Há, porém, uma direção sistemática sugerida para a migração do divisor, já que as direções de migração, a partir da área 2, não são aleatórias (Figura 5).

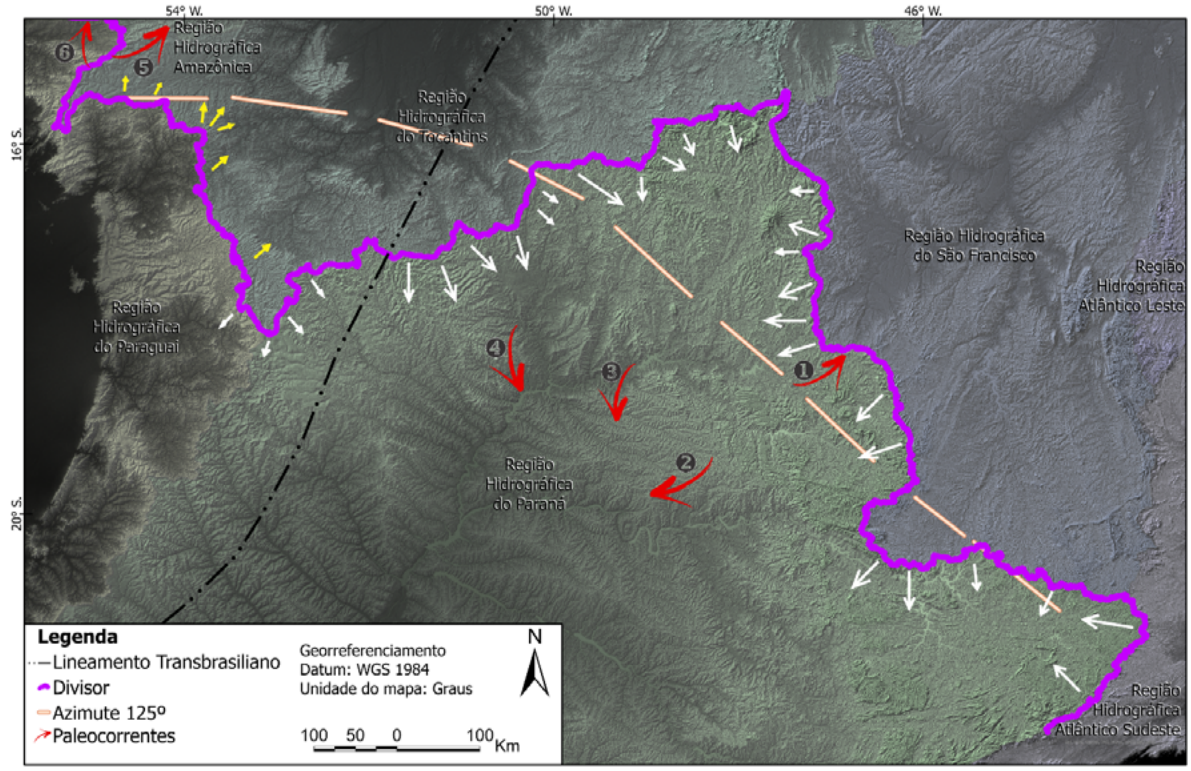


FIGURA 5: **Tendência de migração do divisor de drenagem para sul.** Mapa com a tendência de mobilidade de diversos trechos do divisor de drenagem principal, com paleocorrentes compiladas por Ribeiro *et al*. (2018), lineamento transbrasiliano desenhado a partir de Moraes Rocha *et al*. (2019).

As direções sugeridas de migração dos divisores de drenagem aqui expostas possuem um padrão comum: o consumo da Bacia Hidrográfica do Paraná. Por ser uma região grande – o trecho do divisor aqui estudado possui 3645 km de extensão – é possível afirmar que há um controle regional na migração do divisor de drenagem. Porém, este mecanismo de controle dessa mobilidade é incerto. No entanto, algumas considerações razoáveis sobre possíveis influências na topologia do divisor podem ser feitas.

A primeira, seria um rebaixamento do nível de base das áreas a norte do divisor. Nível de base é o nível geomórfico a partir do qual um rio não pode mais erodir seu leito (GILBERT, 1877). Se um rebaixamento ocorresse sistematicamente a norte do divisor, o divisor se moveria para sul, ou seja, para onde há um nível de base maior e maiores cotas, ocorrendo erosão do norte para o sul. O rebaixamento do nível de base iria sugerir um tectônica relativamente recente para que ocorresse.

Alternativamente, um soerguimento crustal das áreas a sul do divisor, na bacia do Paraná, também poderia controlar da mobilidade do divisor de maneira a resultar na redução sistemática da área da bacia do Paraná. Nesse sentido, sabemos que a bacia do Paraná sofreu, no Cretáceo Inferior, uma série de magmatismos extrusivos intraplaca (PINTO, 2019). Foi sugerido que esse magmatismo possa ter gerado um soerguimento que pode ser a origem e manutenção do divisor, com influência na mobilidade do mesmo devido à topografia, em geral mais elevada, ao sul.

Também é possível que a posição do divisor seja controlada por um gradiente significativo de eficiência erosiva entre as áreas a norte e a sul do divisor. Esse gradiente em eficiência erosiva pode ser relacionado, por exemplo, com a maior umidade nas bacias a norte, que as tornaria mais eficientes na erosão, o que,

em tese, "empurraria" o divisor para o sul. Sabe-se que a cordilheira dos Andes tem influência na precipitação da região amazônica (CHAVES; TAKAHASHI, 2017; MORA *et al*., 2010), o que pode ser um indicativo dessa influência. O sul do divisor também pode ser afetado por um clima mais seco. Isso provavelmente causaria uma baixa eficiência erosiva, que, em última instância, significaria o avanço do divisor para o sul, já que o norte possuiria maior erosividade. Estes cenários podem ocorrer em conjunto. É necessária uma análise paleoclimática regional para definir se há algum controle climático sistemático na região do divisor. Esses possíveis fatores são áreas a serem ainda exploradas, já que não é claro qual seria o mecanismo primordial de controle de mobilidade do divisor estudado.

As métricas de Gilbert podem ser utilizadas para verificar diversos aspectos geomorfológicos das regiões estudadas. O Índice de Assimetria de Divisores foi o principal atributo utilizado para determinar a sua mobilidade. Porém, as outras métricas também podem oferecer informações sobre o comportamento dos divisores nas áreas deste trabalho. Enquanto fatores como gradiente topográfico, desnível altimétrico e *ksn* podem, separadamente, ajudar a indicar possível direção de migração de divisores, além de indícios de captura de drenagem, a instabilidade do divisor em si é altamente dependente da assimetria através do divisor. Essa assimetria é elevada em diversos locais em todas as nove áreas. Fatores que sugerem um elevado índice incluem o gradiente topográfico da região e a diferença topográfica entre áreas adjacentes, já que são comumente codependentes. Essa diferença pode ser visualizada no mapa topográfico da região nove (Figura 4A) e o mapa de assimetrias gerado da mesma região (Figura 4E).

5. Considerações finais

O divisor de drenagem investigado neste trabalho é um importante condicionante fisiográfico do relevo da América do Sul. Sua extensão, com mais de 3500 km, o torna parte fundamental na manutenção da hidrografia e topografia da América do Sul. Apesar de Ribeiro *et al.* (2018) terem sugerido uma coincidência de sobreposição do divisor e do lineamento, ao analisar a região em detalhe, com dados de bacias hidrográficas e de geofísica (Figura 1), fica evidente que não há uma coincidência espacial entre esses dois elementos. Eles se sobrepõem em apenas 3 locais, e, nos trechos mais discrepantes entre as localizações, a diferença é de até 272 km. Além disso, apesar de autores sugerirem um posicionamento do lineamento até o estado de Rondônia (RIBEIRO *et al*., 2018; BULANOVA *et al*., 2010; FELGATE, 2014), novos dados de idade e isótopos (MUNISWAMY, 2015), além de trabalhos de geofísica (MORAES ROCHA, 2013; MORAES ROCHA *et al.*, 2019), indicam que isso pode não ser adequado. Neste caso, o lineamento seria limitado ao começo da região centro-oeste do Brasil.

A despeito de haver indícios de soerguimento na região cratônica da América do Sul (TRIBALDOS *et al.*, 2017), as análises de mobilidade aqui realizadas e as diferenças através do divisor mostram que este não está sendo responsável pela manutenção e mobilidade atual dele. Há, porém, um padrão nos trechos de divisores analisados: em geral altos índices de assimetria e uma tendência comum de consumo da região hidrográfica do Paraná, com o divisor se movendo para o Sul. Portanto, as análises aqui realizadas, quando somadas à revisão bibliográfica da região de estudo, permitem considerar que é improvável a influência do lineamento no divisor de drenagens, sendo, possivelmente, uma justaposição sem correlação. Isso não exclui a necessidade de avaliação por outros métodos, pois essas análises de mobilidade de divisores são relativamente novas na literatura, e pode haver outros condicionantes de controle de movimento.

Referências

ALMEIDA, F. F. M. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 325–345. 1986.

BULANOVA, G. P.; WALTER, M. J.; SMITH, C. B.; KOHN, S. C.; ARMSTRONG, L. S.; BLUNDY, J.; GOBBO, L. Mineral Inclusions in Sublithospheric Diamonds from Collier 4 Kimberlite Pipe, Juína, Brazil: Subducted Protoliths, Carbonated Melts and Primary Kimberlite Magmatism. **Contributions to Mineralogy Petrology**, p. 489–510. 2010.

CHAVEZ, S. P.; TAKAHASHI, K. Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, p. 5870–5882. 2017.

DEWEY, J. F.; RYAN, P. D.; ANDERSEN, T. B. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. Geological Society, London, **Special Publications**, p. 325–343. 1993.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. **Review of Geophysics**, v.45, RG2004. 2007.

FELGATE, R. M. **The Petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125° lineament - Improved geochemical and geochronological constraints on magmatism in Rondônia and the Alto Paranaiba igneous province**. Doctorate Thesis, School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Melbourne, p. 275. 2014.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, p. 102–117. 2018.

GILBERT, G. K. Geology of the Henry Mountains. **USGS Report**, Government Printing Office, Washington, D.C, 152 p. 1877.

HEAMAN, L.; TEIXEIRA, N. A.; GOBBO, L.; GASPAR, J. C. U-Pb mantle zircon ages for kimberlites from the Juina and Paranatinga provinces, Brazil. VIIth International Kimberlite Conference, **Extended Abstracts**. Cape Town, p. 322–324. 1998.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Rio de Janeiro, Brasil. Disponível em: https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/malhas-territoriais.html. Acessado em Janeiro de 2021. 2021.

JULIEN, P. Y. **Erosion and Sedimentation**. Cambridge University Press. 392 p. 2010.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54–75. 2012.

MORA, A.; BABY, P.; RODDAZ, M.; PARRA, M.; BRUSSET, S.; HERMOZA, W.; ESPURT, N. Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin. In Hoorn, C., Wesselingh, F. P. **Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the past**, p. 38-60. 2010.

MORAES ROCHA, L. G. **Caracterização magnética da porção central do Lineamento Azimute 125°**. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 166 p. 2013.

MORAES ROCHA, L. G.; PIRES, A. C. B.; CARMELO, A. C.; ARAÚJO, F. J. O. de. Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data: Contributions to the geology of central Brazil. **Precambrian Research**, p. 273–287. 2014.

MORAES ROCHA, L. G.; CORREA, R.; SILVA, A.; MATOS, D. Geophysical reassessment of the Azimuth 125° Lineament: emplacement model and propagation of its dikes. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, p. 87-98. 2019.

MUNISWAMY, M. **Tectonic setting and structural controls on kimberlite magmatism in Brazil.** Doctorate Thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, 179 p. 2015.

PEREIRA, R.; FUCK, R. Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco craton, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 93-104. 2015.

PINTO, M. L. **Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem com base em dados de métodos potenciais**. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 96 p. 2019.

PORTENGA, E.; BIERMAN, P. Understanding Earth's eroding surface with 10Be. **GSA Today**, p 4-10. 2011

RIBEIRO, A.; RICCOMINI, C.; LEITE, J. Origin of the largest South American transcontinental water divide. **Scientific Reports**, p. 1-8. 2018.

SCHERLER, D.; SCHWANGHART, W. Drainage divide networks – Part 2: Response to perturbations. **Earth Surface Dynamics**, p. 261–274. 2020.

SCHWANGHART, W.; KUHN, N. J. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. **Environmental Modelling & Software**, p. 770–781. 2010

SCHWANGHART W., SCHERLER D. Short Communication: TopoToolbox 2 – MAT-LAB based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, p. 1–7. 2014.

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A. L; O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. **Revista Brasileira de Geociências**, p. 189–194. 1999.

TRIBALDOS, V. R.; WHITE, N. J.; ROBERTS, G. G.; HOGGARD, M. J. Spatial and temporal uplift history of South America from calibrated drainage analysis. **Geochem. Geophys. Geosyst**., p. 2321–2353. 2017.

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; OUIMET, W.B.; FORTE A. M. Preservation or piracy: diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. **Geolog**y, 45 p. 2017a.

WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARINI, N. M.; OUIMET, W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **J. Geophys. Res. Earth Surf**., p. 248-273. 2017b.

WILLENBRING, J.; CODILEAN, A.; MCELROY, B. Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales: REPLY. **Geology**, p. 42. 2013.

WILLETT, S. D., MCCOY, S. W., PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, p. 343. 2014.

WILSON J. T. A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. **Nature**, p. 343-347. 1965.

MODELAGEM NUMÉRICA COMO FERRAMENTA PARA AVALIAR A INFLUÊNCIA LITOLÓGICA NA EVOLUÇÃO DE PAISAGENS TECTONICAMENTE ATIVAS

Pedro Silvestre de Oliveira
Universidade Federal de Ouro Preto – Departamento de Geologia
Rua Professor Paulo Magalhães Gomes, 122 - Bauxita, Ouro Preto - MG, 35400-000
E-mail: pedrosilvestre442@gmail.com
Pedro Val
Universidade Federal de Ouro Preto – Departamento de Geologia
Rua Professor Paulo Magalhães Gomes, 122 - Bauxita, Ouro Preto - MG, 35400-000
E-mail: pedroval07@gmail.com

Resumo

O mapeamento de zonas de soerguimento ativo é importante para estudos dentro da Geomorfologia Tectônica e é normalmente feito através de índices de declividade de canais fluviais. Como regionalmente as áreas apresentam litologias heterogêneas, deve-se considerar que rochas de diferentes resistências interferem na declividade dos canais. A Précordilheira Argentina serve como uma paisagem ideal para esta avaliação devido ao soerguimento ativo em rampas de cavalgamento com rochas de distintas resistências. Neste estudo, aplicou-se a modelagem numérica em diferentes cenários litológicos. Observou-se que o canal cortando a litologia mais resistente apresentou maior declividade que ao cruzar litologias menos resistentes. Portanto, o mapeamento correto das zonas com soerguimento ativo se faz necessário e possível com ferramentas de filtragem espacial (suavização) que podem ser aplicadas na paisagem para remover influências litológicas locais.

Palavras-chave: modelagem numérica, tectônica, evolução de paisagem.

Introdução

O clima, a resistência das rochas e os processos tectônicos são os principais fatores que controlam a evolução das paisagens. Em geral, a declividade dos rios responde diretamente à interação entre estes fatores. Por exemplo, a relação entre o índice de declividade dos rios (ksn) e o soerguimento de uma região é linear e positiva conforme demonstrado por Kirby e Whipple (2012). Isto ocorre pois o soerguimento de uma área à deixa mais íngrime, que por sua vez aumenta a taxa de erosão. O índice ksn, portanto, pode ser utilizado como um proxy para identificação de regiões com soerguimento tectônico. No entanto, variações litológicas espaciais podem acabar mascarando a identificação do soerguimento ativo. Assim, em uma dada paisagem, as diferentes litologias presentes ao longo da área trazem um desafio maior, visto que as resistências das rochas podem interferir nos valores de declividade dos canais.

No intuito de resolver tal problemática, modelos computacionais vêm sendo aprimorados com a geração de paisagens fictícias que simulem a parte da realidade e possam servir de teste dos processos que ocorrem na natureza. Para a geração dos mesmos usa-se a biblioteca de funções LandLab (HOBLEY, ADAMS, et al., 2017). A biblioteca foi desenvolvida em ambiente de programação Python e fornece todas as funções empíricas que governam a evolução de relevos. Não obstante, o trabalho deve ir além disso, visto que se deve analisar o que foi gerado numericamente, para isso faz-se o uso do software Matlab com as bibliotecas TopoToolBox (SCHWANGHART e KUHN, 2010) e Topographic Analisys Kit (FORTE e WHIPPLE, 2009). Portanto, dentro do ambiente Matlab é possível realizar um estudo numérico detalhado dos componentes geomorfológicos, tais como os canais e suas bacias correspondentes.

Embora a modelagem possa auxiliar no entendimento de processos geomorfológicos, a mesma pode ser balizada por um cenário real, o qual informa os parâmetros espaço-temporais que devem ser usados. Pensando nisso, os modelos produzidos estão de acordo com os dados de estudo da região da Précordilheira Andina (~30° S), englobando juntamente a área da Cordilheira Frontal e uma bacia de intermontanha (wedge-top). Neste local, há a ocorrência de soerguimento ativo e canais de leito rochoso que cortam litologias de diversas resistências que, por sua vez, foram alçadas devido à compressão tectônica na região de retro arco da Cordilheira dos Andes.

Portanto, o presente trabalho buscou entender como as litologias podem interferir no mapeamento de zonas de soerguimento ativo e quais os procedimentos necessários à detecção destes efeitos no índice de declividade dos rios e sua devida correção. Trata-se de uma contribuição para as pesquisas relacionadas a Geomorfologia Tectônica e Estrutural, onde os eventos de soerguimento de uma região são importantes, assim como a determinação espaço temporal correta dos mesmos.

Área de estudo

A Précordilheira é caracterizada por uma deformação através de uma superfície de descolamento situada a 13 km de profundidade (ALLMENDINGER e JUDGE, 2014). A partir desta superfície, diversas rampas de acomodação do crescimento do orógeno se formaram em sequência, propagando-se para o interior do continente ao longo do tempo. Portanto, é um típico cinturão de cavalgamento (fold-thrust belt) na região de retroarco dos Andes. O mesmo é resultado da compressão gerada devido à subducção da placa de Nazca sob a Placa Sulamericana após o estabelecimento de baixo ângulo da placa de Nazca que levou a um forte acoplamento das placas (JORDAN, ALLMENDINGER, et al., 1993).

Seções geológicas publicadas para este cinturão de cavalgamento (ALLMENDINGER e JUDGE, 2014) as diferentes litologias que compõem a paisagem local e governam a sua evolução (FOSDICK, CARRAPA e ORTÍZ, 2015; VAL, HOKE, et al., 2016). A associação entre as rampas de cavalgamento e as litologias são evidentes no mapa geológico da região (Figura 1).

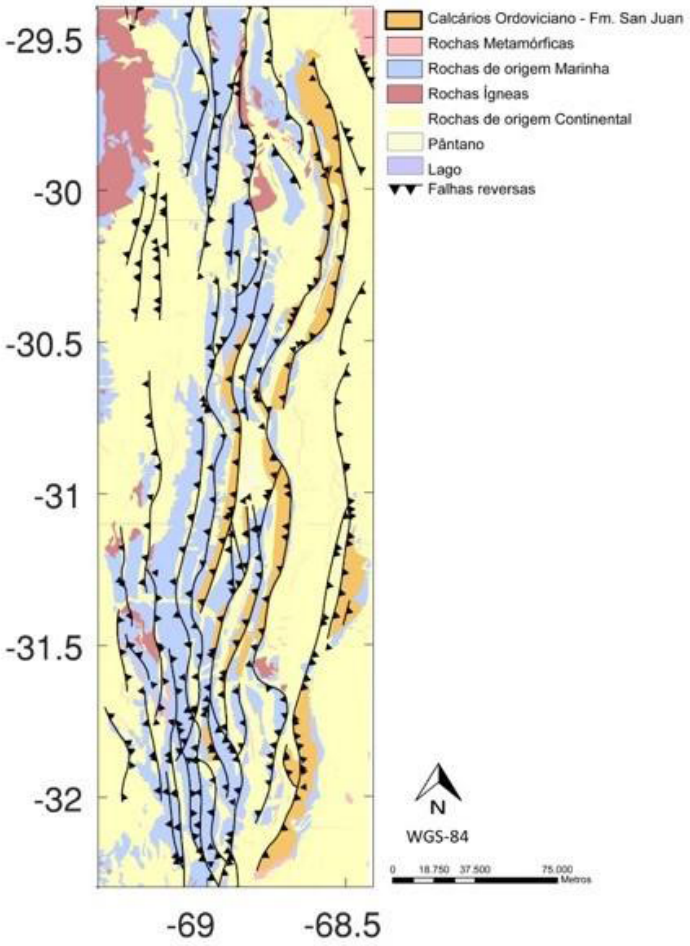


FIGURA 1: Mapa geológico da região da Précordilheira Andina com indicação das falhas reversas em preto com triângulos e das litologias destacadas em diferentes cores. Fonte: SIGAM – SEGEMAR, 2021.

Observa-se também, a presença dos calcários da Formação San Juan (Ordoviciano marinho) que são altamente resistentes à erosão fluvial. Estes servirão como motivação para o estudo das influências litológicas através dos modelos, complementando os estudos realizados por Whipple (2004), onde cita a resistência das rochas como fator que altera os padrões de distribuição de knickpoints (quebras abruptas no perfil dos canais) e os índices de declividade dos rios.

Metodologia

O estudo da evolução do perfil longitudinal dos rios é possível através da equação de incisão por tensão (stream power), sendo a incisão desses canais (E) descrita por:

E = KAmSn (Equação 1)

em que K é o coeficiente de erodibilidade da rocha (m(1-2m)/ano), A - área drenada (m2), S - gradiente do canal (m/m) e das constantes empíricas m e n que

representam relação de erosão e tensão sobre o substrato rochoso (WHIPPLE e TUCKER, 1999). Através dessa lei é possível determinar o índice de declividade do canal (ks), o que servirá como quantificador em nossa análise dos canais:

S = ksA-m/n (Equação 2)

O expoente com a divisão m/n representa o índice de concavidade do canal, podendo ser representado apenas como θ, possuindo um valor normalmente entre 0,4 e 0,6 para rios em regiões montanhosas (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Para que seja possível comparar os rios da região e até mesmo com de outros experimentos semelhantes, faz-se necessária uma normalização do θ (no presente trabalhou-se com 0,45), que passa a ser tratado como θref, e que leva para uma normalização dos índices ks, tornando-se ksn (KIRBY e WHIPPLE, 2012).

Dentro da modelagem numérica, tanto a Equação 1 como a 2, dão suporte para estudar a evolução dos rios com leito rochoso de modo simples. Porém, para gerar paisagens simulando a realidade representada neste trabalho, deve-se considerar o soerguimento. Assim, ao longo de um intervalo de tempo dt a elevação é alterada, podendo ser representada por dz. Portanto, no equilíbrio do sistema temos o soerguimento por tectonismo e a erosão gerada pela incisão nos canais, levando a seguinte equação:

dz/dt = U – E = U - KAmSn (Equação 3)

Esta equação é então implementada através de funções no ambiente Python, disponíveis na biblioteca LandLab.

Procedeu-se com a elaboração de modelos numéricos, buscando-se a maior proximidade com a paisagem real dos Andes. Todos os modelos gerados têm as dimensões de 175 km (N-S) x 40 km (L-O), sendo subdivididos em 3 principais seções (Cordilheira, Bacia Inter-montanhas e Précordilheira), que podem ser vistas na Figura 2.

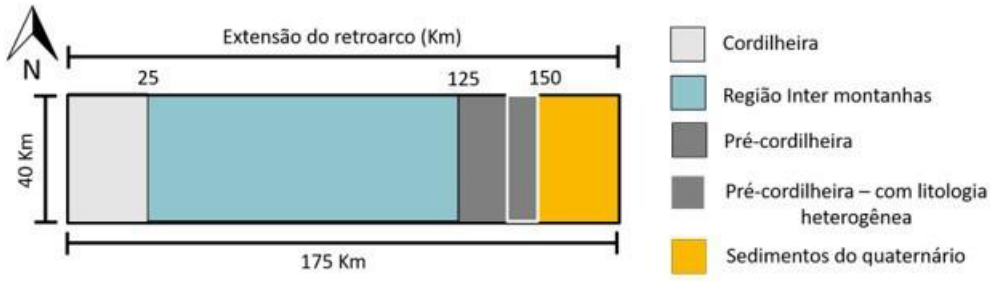


FIGURA 2: Configuração espacial dos modelos realizados. Todos foram feitos simulando uma área de 40 km de extensão norte-sul e 175 km leste-oeste. Cada cor dentro do retângulo refere-se a uma configuração diferente de litologia baseada na disposição vista na região. Fonte: Arquivo dos autores.

Iniciou-se com a geração de um modelo base, o tempo simulado foi de 20 milhões de anos, com soerguimento de toda a área de 400 m/Ma e a mesma resistência litológica (mesmo K). Todos os demais modelos utilizados foram gerados a partir desta paisagem em equilíbrio, com diferentes taxas de soerguimento (U) e resistência das rochas (K – quanto maior esse valor, menor a resistência da rocha). Em seguida, fez-se a análise dos perfis longitudinais dos rios gerados nesses modelos, com a quantificação dos valores de ksn encontrados (através do gráfico Chi x Elevação).

O experimento A representará um cenário onde a litologia heterogênea (presente em parte da Pré-Cordilheira), possui K = 3x10-6 m0.1/ano. Com relação ao soerguimento, a seção da Cordilheira Frontal foi simulada com 800 m/Ma, a da bacia e dos sedimentos do quaternário com 400 m/Ma e da Précordilheira com 700 m/Ma. Já o experimento B a litologia heterogênea representará uma rocha com resistência de K= 1x10-6 m0.1/ano. Os valores de soerguimento foram os mesmos adotados no experimento anterior. Em ambos os casos, simulou-se durante um tempo de 40 milhões de anos.

Para o estudo geomorfológico dos modelos da Précordilheira Andina, utilizou-se de modelagem numérica através do software Matlab, com a ferramenta TopoAnalysis Kit , que utiliza o módulo TopoToolBox (a qual contém todas as equações citadas anteriormente). A partir de tal ferramenta, fez-se o uso do parâmetro Chi (representado por χ), o qual apresenta uma correlação direta com a área drenada pelo canal em um ponto e seu gradiente (PEIFER, CREMON e ALVES, 2020). O χ faz parte de uma importante expressão que determina:

$ksn = d(z)/d(\chi)$ (Equação 4)

Portanto, a partir dessa relação, é possível obter um gráfico com χ (eixo X) e elevação (eixo Y), onde o índice de inclinação do mesmo apresentará o valor de ksn correspondente a um local do canal. Em situação de equilíbrio em que todas as condições limitantes da paisagem são iguais, ou seja, mesmo soerguimento e mesma litologia, a relação entre χ e z é linear (PEIFER, CREMON e ALVES, 2020). Onde há desequilíbrio, ou seja, uma mudança litológica ou de taxa de soerguimento, há uma quebra na relação entre χ e z (PEIFER, CREMON e ALVES, 2020).

Resultados e discussões

Os experimentos revelaram padrões de declividade distintos para cada cenário litológico (Figura 3). No Experimento A (rampas com baixa resistência), observou-se que no trecho onde o canal atravessa a litologia heterogênea, o seu respectivo valor de ksn se mantem baixo e constante apesar da mesma taxa de soerguimento; logo, o gráfico apresentou baixas variações angulares. Já no Experimento B (rampas com alta resistência), verificou-se grande variação de coeficiente angular com o valor de ksn aumentando consideravelmente.

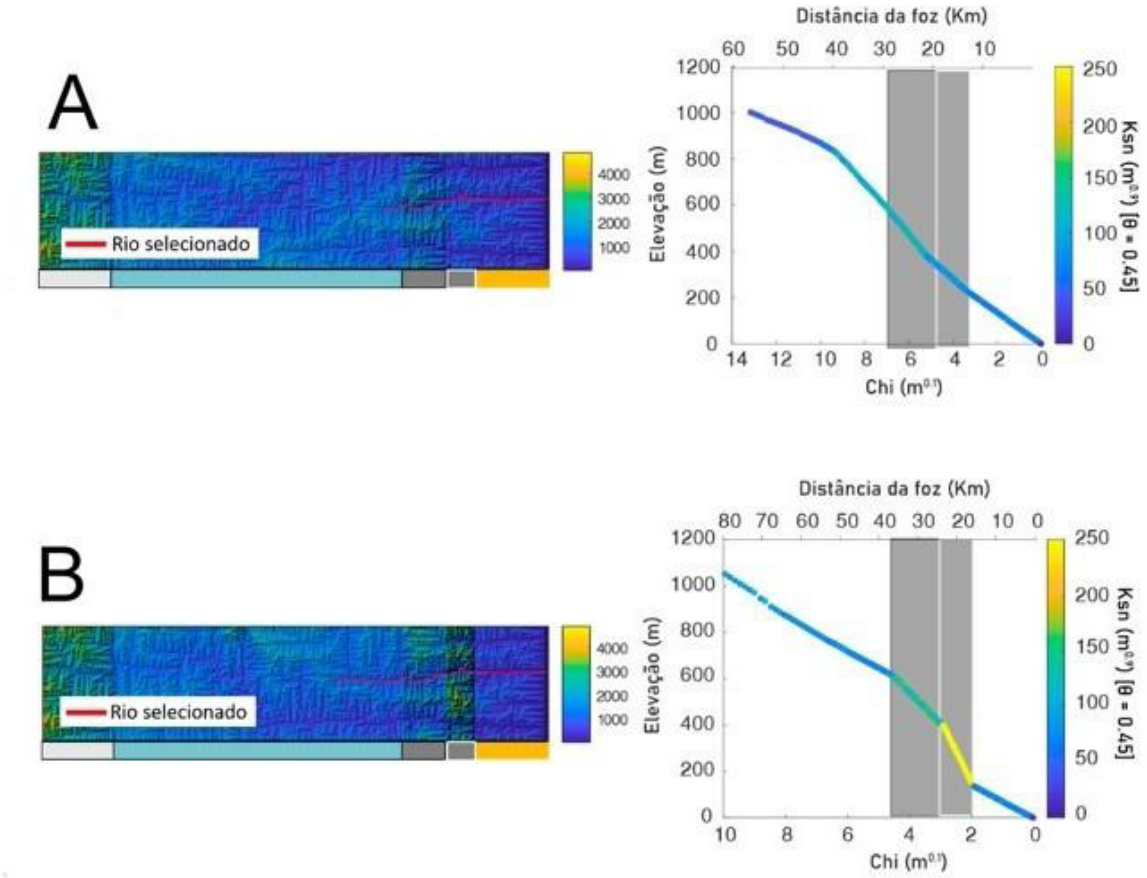


FIGURA 3: Modelo digital de elevação dos modelos numéricos gerados, com o gráfico Chi x elevação ao lado, correspondente ao rio selecionado, marcado em vermelho. (A) Experimento 1 - Modelo gerado com simulação de litologia pouco resistente (K = 3 x 10-6 m0.1/ano). (B) Experimento 2 - Modelo gerado com simulação de litologia de alta resistência (K = 1 x 10-6 m0.1/ano). Logo abaixo de cada modelo têm-se as cores representando as diferentes partes da cordilheira conforme descrito na Figura 2. Nos gráficos a direita a linha está colorida conforme os valores de ksn e dividida por duas regiões cinzas, a primeira (de borda escura) representa o trecho do rio sobre a Précordilheira e a segunda (de borda branca) da Précordilheira com litologia heterogênea. Fonte: Arquivo dos autores.

Traçando-se um paralelo entre os dois modelos, uma vez que as taxas de soerguimento foram aplicadas com os mesmos valores com base em dados prévios da Précordilheira (FOSDICK, CARRAPA e ORTÍZ, 2015), isolou-se o fator de erodibilidade das rochas como determinante secundário para a evolução do relevo. Desta forma, os distintos comportamentos entre os dois experimentos apontam para uma influência do litologia nos valores de ksn. Sendo assim, para a identificação de zonas com soerguimento ativo, uma rápida observação do cenário com os marcadores de ksn poderia ser realizada, mas não se faz inteiramente correta se realizada isoladamente, já que as litologias ainda contribuem indicando locais com elevada inclinação dos rios.

Para que se possa então determinar onde há o soerguimento ativo de um local utilizando o ksn, deve-se aplicar um filtro de suavização no mesmo com diferentes diâmetros que superem a extensão lateral das rochas mais resistentes. Este trabalhará com um cálculo de médias a um determinado raio de um ponto, que receberá o resultado dessa média, no nosso caso, de valores de ksn. O objetivo desta utilização é reduzir a influência de locais pontuais com litologias resistentes, obtendo-se um mapa com o valor de ksn da região atrelado, em grande parte, apenas ao soerguimento.

A aplicação do filtro no experimento B mostrou que o mapa de ksn pode revelar corretamente a zona de soerguimento, uma vez que o raio escolhido seja maior que as espessura de ocorrência da litologia (Figura 4a-c).

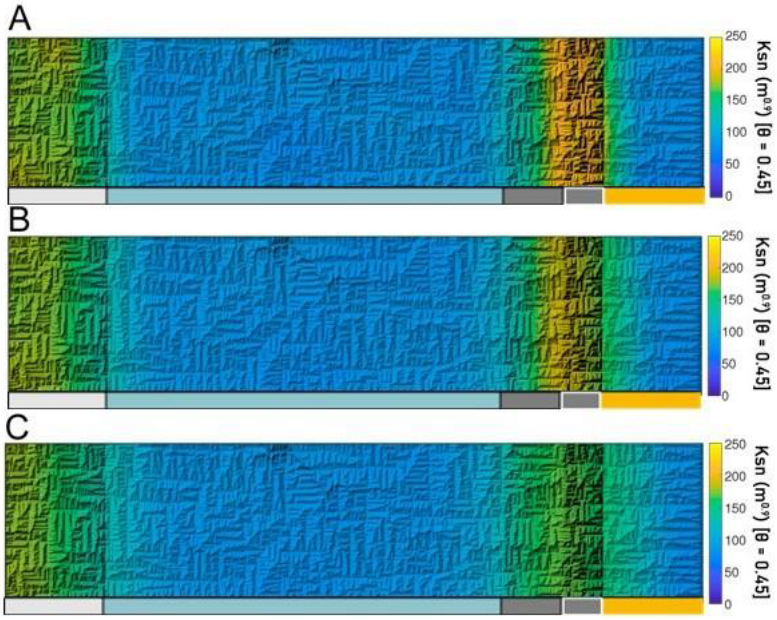


FIGURA 4: Modelos numéricos com as cores representando os valores de ksn filtrados. (A) Filtro com raio de 10 km, (B) Filtro com raio de 15 km, (C) Filtro com raio de 20 km. Abaixo de cada modelo há as marcações de delimitações da área conforme descrito na Figura 2. Fonte: Arquivo dos autores.

Nestes, há um aumento gradual do raio e suavização dos valores de ksn na porção de litologia heterogênea da Précordilheira. Isto fica evidente, também, quando se observa que há pouca alteração no ksn suavizado da região da Cordilheira Frontal, pois foi imposta nenhuma heterogeneidade de K nesta área, preservando-se, desta forma, a influência do soerguimento nesta faixa da paisagem.

Considerações finais

Este trabalho contribui com uma abordagem sistemática e quantitativa sobre a evolução de paisagens. A abordagem aqui apresentada em que a litologia é um fator de influência na evolução dos canais pode ser aplicada em outros estudos a depender a escala e das características da área. Sendo assim, pesquisas com o viés da Geomorfologia Tectônica com enfoque na identificação de regiões com soerguimento ativo através de padrões de declividade de rios podem ser refinadas com o uso dos procedimentos aqui apresentados.

O uso de modelos numéricos pode, então ser aplicado para o entendimento de uma paisagem real comparando-se os cenários fictícios aos reais. Caso haja concordância entre os mesmos, será possível concluir que os resultados obtidos nos modelos podem ser aplicados para a situação real e obter assim uma noção mais próxima do que ocorreu ou pode ocorrer em uma determinada paisagem. Vale lembrar que os modelos podem ser configurados com os mais diversos parâmetros, então uma revisão atenta deve ser feita do cenário real, para que os modelos possam chegar da forma mais próxima a realidade. Por fim, devido a essa liberdade que o ambiente computacional propõe, essas ferramentas servem como base para o surgimento de novas pesquisas dentro da Geomorfologia em paisagens brasileiras e podem ser amplamente exploradas para que novos estudos e discussões auxiliem no entendimento da evolução da paisagem em regiões tropicais e tectonicamente inativas.

Referências

ALLMENDINGER, R. W.; JUDGE, P. A. The Argentine Precordillera: a foreland thrust belt proximal to the subducted plate. **Geosphere**, v. 10, p. 1203–1218, 2014.

CYR, A. J. *et al.* Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide–determined erosion rates: Examples from northern and southern Italy. **Lithosphere**, v. 2, n. 3, p. 188-198, 2010.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics** , v. 7, p. 87-95, 2009.

FOSDICK, J. C.; CARRAPA, B.; ORTÍZ, G. Faulting and erosion in the Argentine Pre-cordillera during changes in subduction regime: reconciling bedrock cooling and detrital records. **Earth Planet. Sci. Lett.432**, p. 73–83, 2015.

HOBLEY, D. E. J. *et al.* Creative computing with Landlab: an open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of Earth-surface dynamics. **Earth Surface Dynamics** , v. 5, p. 21-46, 2017.

JORDAN, T. E. *et al.* Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: The Precordillera, 30-31° S, Andes Mountains. **Journal Geology** , v. 101, p. 135-156, 1993.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **J. Struct. Geol.** , v. 44, p. 54-72, 2012.

PEIFER, D.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDEs: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia** , v. 21, 2020.

SCHWANGHART, W.; KUHN, N. J. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. **Environmental Modelling & Software** , v. 25, p. 770–781, 2010.

SEGEMAR. SIGAM, 2021. Disponivel em: <https://sigam.segemar.gov.ar/wordpress>. Acesso em: Maio 2020.

VAL, P. *et al.* Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from 10Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera. **Earth Planet Sci. Lett.** , v. 450, p. 173-185, 2016.

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annu. Rev. Earth Planet.**, p. 151-185, 2004.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **J. Geophys Res 104**, p. 17661-17674, 1999.

O TURISMO DIDÁTICO-PEDAGÓGICO INTERDISCIPLINAR NO COMPLEXO GEOLÓGICO DAS SERRAS DO CARAÇA E GANDARELA - MG:AVANÇOS HISTÓRICOS E RETROCESSOS CIVILIZATÓRIOS APÓS A CRIAÇÃO DO PARQUE NACIONAL (2013)

Charles de Oliveira Fonseca
Programa de Pós-graduação do Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais
Avenida Presidente Antônio Carlos, 6627 - CEP 31.270-901 Belo Horizonte/MG
E-mail: charlesofonseca@gmail.com
Paulo Luciano Scoralick
Gerência de Educação Ambiental - Secretaria Municipal de Meio Ambiente/Prefeitura de Belo Horizonte
Avenida Presidente Afonso Pena, 342 - CEP 30.130-001 Belo Horizonte/MG
E-mail: plscoralick@gmail.com
Vagner Luciano de Andrade
Programa Corredor Ecológico e Cultural do Quadrilátero Aquífero/ Agentes Ambientais em Ação - Rede Ação Ambiental
Rua Rafael Tobias Morais e Barros, 92 - CEP 30.690-780 Belo Horizonte/MG
E-mail: reacao@yahoo.com

Resumo

A região paleoambiental do Quadrilátero Ferrífero, conhecida internacionalmente pela riqueza em minérios estratégicos é uma região de conflitos. Os acervos naturais encontram-se cercados por mineradoras, nas quais, o respeito ao meio ambiente, não passa de uma obrigatoriedade legal. Neste contexto, comunidades tradicionais com memórias coletivas, veem suas paisagens ancestrais destruídas, inviabilizando práticas e narrativas ecológicas. A região leste do Quadrilátero Ferrífero apresenta alta diversidade, também em patrimônio cultural. Assim, este trabalho discute o turismo geológico didático-pedagógico interdisciplinar na Serras do Caraça e Gandarela – MG, divisor de águas entre as bacias do São Francisco e Rio Doce. Objetiva destacar avanços históricos e retrocessos civilizatórios após a criação do parque nacional no conjunto serrano, em outubro de 2013.

Palavras chave: Biodiversidade, Controle tectono-estrutural, Evolução do relevo, Paleoambientes, Requalificação Ambiental.

1. Introdução

A História de Minas Gerais é a História da Mineração no Brasil. Não há outro estado no país que tenha assimilado, de forma tão completa, a mineração na sua cultura e paisagem. Neste cenário de diversidades encontram-se as Serras do Caraça e Gandarela, leste do Quadrilátero Ferrífero (QF), onde tanto biodiversidade, como sociodiversidade se inserem, junto a Geodiversidade. Meira e Morais (2016, p. 132) observam que que:

Nos conceitos de Geodiversidade percebem-se duas linhas de pensamento. A primeira linha interpreta a geodiversidade como uma síntese da paisagem, como os apresentados anteriormente, incluindo os elementos e os processos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, edáficos, climáticos e alguns a ação antrópica. A outra forma de pensar é mais restrita e concebe a geodiversidade enquanto a diversidade geológica de uma determinada área.
(...)
O estudo e a conservação de elementos da geodiversidade são justificados já que essa apresenta diversos valores associados. O público leigo facilmente concebe o valor económico atribuído aos elementos da geodiversidade (mineração, uso do solo, combustível, etc), mas esse é apenas uma das importâncias que podem ser conferidas à geodiversidade.

As duas primeiras capitais estaduais, Mariana e Ouro Preto surgiram dos ciclos minerários coloniais e atestam as permanências e rupturas do Brasil Colonial com receptáculos significativos associados à apropriação destrutiva e descaracterizadora da paisagem para fins socioeconômicos no QF (Figura 1). Fonseca (2014, p. 43):

A serra do Gandarela faz parte na macrorregião do QF. Por vez, entender a organização deste complexo sistema geoambiental propicia aportes para a interpretação de peculiaridades espaciais da área de estudo, já que a presença de alguns fenômenos atuais é motivada pela composição pretérita do arcabouço geológico. Devido à organização litológica o QF possui limites bem definidos e marcados por cadeias de serras em itabirito associado com a canga ou em quartzito. Ao norte é representado pela Serra do Curral, que separa o polígono da capital mineira. Ao sul, tem-se a Serra do Ouro Branco. Ao oeste observa-se a Serra da Moeda e a leste a Serra do Caraça e a Serra do Gandarela. A organização geológica do QF ocorreu em períodos distintos de sedimentação, metamorfismo e derrames. Em meio a tais processos se consolidou a atual litologia composta por foliações e fraturas. Além da atuação de processos endógenos, existem legados dos agentes exógenos que propiciaram condições especiais à morfologia local. As rochas são em sua maioria metassedimentares provenientes do metamorfismo dos sedimentos. Tais rochas são divididas em supergrupos, grupos e subgrupos ou formações.



Figura 01 - Paisagem das Serras do Caraça e Gandarela
Fonte: https://www.opiniaocaete.com.br/parque-da-serra-do-gandarela-recebera-investimentos-da-vale/

Desde o início dos anos 1990, a região tem protagonizado iniciativas públicas e privadas, com diferentes vieses. De um lado, os ambientalistas e conservacionistas e do outro, os empreendedores e empresários da principal força matriz da economia mineira. Os discursos são complexamente distintos, específicos e absurdamente, antagônicos. Assim, a partir dos recortes espaciais da Reserva Particular do Patrimônio Natural Serra do Caraça que associada à criação do PNSG - Parque Nacional da Serra do Gandarela criado pela União em 2014, formam um grande corredor biológico e sociocultural destacam-se cenários culturais e ecológicos desta área singular, consolidado panoramas pedagógicos relevantes, conforme explicita Santos (2017, p. 15):

Para Neiman (2007), a Educação Ambiental tem como um de seus objetivos principais à conscientização, compreendida pela autora como um processo crescente de percepção e compreensão do mundo e, portanto, relacionada ao campo da racionalidade. Entretanto, para ser uma educação transformadora, faz-se imprescindível trabalhar com a subjetividade, com vistas a uma sensibilização emotiva e reflexiva capaz de gerar mudanças de comportamento. Para a autora, o contato direto com a natureza, por meio de atividades ecoturísticas, representa uma possibilidade afetivo-cognitiva de reelaboração das estruturas de representação simbólicas construídas pelos sujeitos. Mas não basta colocar os indivíduos diante de determinado fenômeno ou elemento da natureza, é necessário traduzir o que está sendo visto, conversar sobre o que se está observando, possibilitar compreensões além do imediatamente visível. O mesmo pode ser dito em relação a atividades ligadas ao geoturismo que, diferente do foco nos aspectos bióticos da natureza (ecoturismo), tem seu interesse centrado nos aspectos abióticos relacionados à geodiversidade. Neste contexto, a Serra do Gandarela se apresenta como um local privilegiado para a realização de atividades didáticas em contato com a natureza, pois, conforme apresentado por Lamounier; Carvalho e Salgado (2011), a região pode ser considerada como um "laboratório a céu aberto", pouco conhecido e explorado por projetos de pesquisa científica ou atividades de educação ambiental, onde podem ser observadas diversas estruturas geológicas e geomorfológicas.

Preservar significar abarcar e investigar conjuntos e eixos direcionados aos estudos morfogenéticos e morfodinâmicos, a partir do viés de abordagens estruturais, tectônicas e/ou climáticas. Voltando ao QF, as dinâmicas naturais simplesmente desaparecem quando empreendimentos minerários, mesmo legalmente licenciados se apropriam de áreas que resguardam certos minerais e rochas estratégicos ao desenvolvimento insustentável do presente. Fonseca (2014, p. 54-55) enfatiza que:

os ciclos do ouro e do ferro com o desdobramento ao aço na atualidade se tornaram marcas incisivas do QF. A decadência de um ciclo proporcionou o impulso do outro, possibilitando a continuidade produtiva da região (...). Nessa figura se destaca três momentos marcantes: o primeiro, marcado pela fase de transição entre o ciclo do ouro e do ferro devido à decadência aurífera; o segundo, caracterizado pela elevação da extração de ferro com a entrada de empresas estrangeiras após a abertura ocasionada pela coroa portuguesa; o terceiro, é aquele que considera no quadro espacial da degradação ambiental os danos causados pela atividade mineradora.

Em relação à degradação ambiental ocasionada pela mineração no QF se pode destacar a destruição dos geossistemas e ecossistemas locais. O terceiro momento (final do século XX e início do XXI) marca o período de preocupação, em âmbito mundial, quanto à degradação ambiental. As diversas catástrofes ocasionadas pelo homem, sobretudo aquelas relacionadas ao sistema produtivo acelerado, trouxeram às arenas de discussões preocupações concernentes ao controle à exploração. Diante disso, surgiram no decorrer desses anos várias leis ambientais e tratados vinculados à redução dos impactos ambientais a serem vinculados às políticas públicas.

2. Área de Estudo

Para o acesso às Serras do Caraça e Gandarela (Figura 2), área desta pesquisa, a saída se dá a partir de Belo Horizonte pelos seguintes caminhos:

Rodovia Estadual MG-030 com acesso as sedes municipais de Nova Lima, Raposos e Rio Acima; por estradas vicinais a partir da sede municipal de Caeté em direção aos povoados de André do Mato Dentro e Morro Vermelho; a partir da Rodovia Estadual MG- 436 em Barão de Cocais e por estradas secundárias nesse município e pelo distrito de São Bartolomeu, pertencente a Ouro Preto.

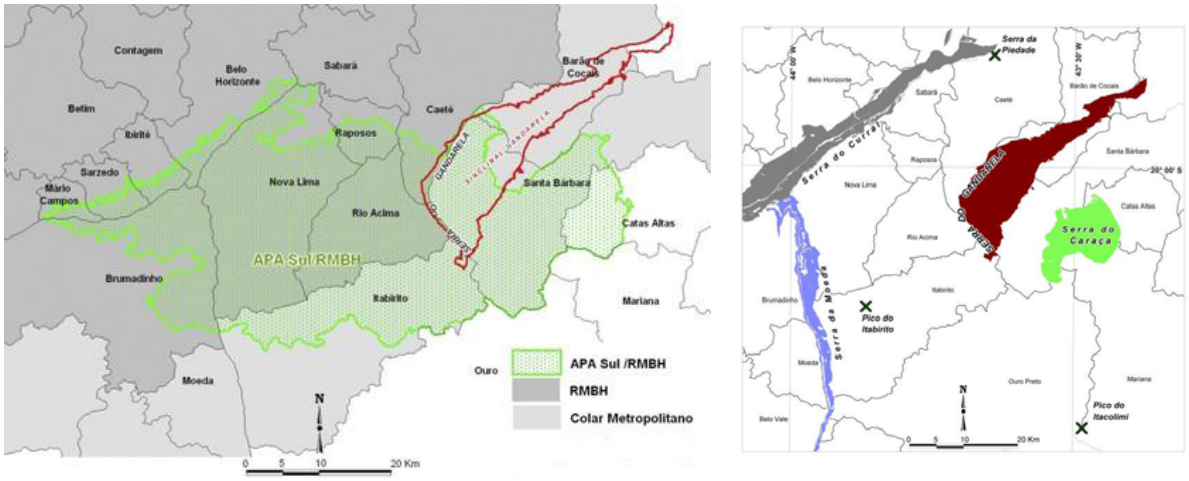


FIGURA 2 - PARNA da Serra do Gandarela/Complexo das serras do Caraça e Gandarela, leste do QF
Fonte: https://www.icmbio.gov.br/portal/visitacao1/unidades-abertas-a-visitacao/9463-parque-nacional-da-serra-do-gandarela

A área é cortada por estradas secundárias de pequena circulação que interligam Barão de Cocais, Caeté, Morro Vermelho e Rio Acima A região das Serras, localizadas ao leste do histórico território geológico e geomorfológico encontra-se diretamente associada à formação da Mineiridade, ou seja, a sociedade mineira em sua essência. Contemplam múltiplos aspectos culturais e ecológicos no que tange à paisagem e a geodiversidade, materializando-se como território de conflitos entre mineração e conservação. Dentre os recortes espaciais, destacam-se unidades de relevo.

Assim na região das Serras do Caraça e Gandarela, vários aspectos geomorfológicos precisam ser elucidados antes que virem cavas minerárias. Trata-se de uma região de comunidades rurais tradicionais ameaçadas pela mineração: André do Mato Dentro, Conceição do Rio Acima, Cruz dos Peixotos, Galego, Paiol, Socorro e Vigário da Vara. Nas adjacências, existe a Mina do Gongo Soco (Barão de Cocais) que pela possibilidade de rompimento de barragem de rejeitos evacuou várias comunidades, em especial Socorro e São José do Brumadinho. Visando preservar o Complexo criou-se, por instrumento legal, no ano de 2013, um PARNA - Parque Nacional:

A PRESIDENTA DA REPÚBLICA, no uso da atribuição que lhe confere o art. 84, **caput**, *inciso IV, da Constituição, tendo em vista o disposto no art. 11 e art. 22 da Lei nº 9.985, de 18 de julho de 2000, e no Decreto nº 4.340, de 22 de agosto de 2002, e de acordo com o que consta do Processo nº 02070.002759/2009-75 do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - Instituto Chico Mendes, DECRETA:*
Art. 1º Fica criado o Parque Nacional da Serra do Gandarela, localizado nos Municípios de Nova Lima, Raposos, Caeté, Santa Bárbara, Mariana, Ouro Preto, Itabirito e Rio Acima, Estado de Minas Gerais, com o objetivo de garantir a preservação de amostras do patrimônio biológico, geológico, espeleológico e hidrológico associado às formações de canga do Quadrilátero Ferrífero, incluindo os campos rupestres e os remanescentes de floresta semi-decidual, as áreas de recarga de aquíferos e o conjunto cênico constituído por serras, platôs, vegetação natural, rios e cachoeiras.
(...)
§ 1º O subsolo da área descrita no **caput** *integra os limites da UC até a profundidade que influir na estabi-*

lidade física e biológica do ecossistema e na qualidade da água superficial e subterrânea.
§ 2º Ficam excluídas da área do Parque Nacional Serra do Gandarela, as áreas necessárias a operação e manutenção das Linhas de Distribuição existentes Taquaril - Mariana 1, Subestação Santa Bárbara 1, Santa Bárbara 1 - Mineração Serra Geral, Ouro Preto 2 - Mariana 1 e seus respectivos acessos.
Art. 3º A zona de amortecimento do Parque Nacional da Serra do Gandarela será definida por meio de ato específico do Presidente do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - Instituto Chico Mendes - Instituto Chico Mendes.
Parágrafo único. O disposto no **caput** *não será objeto de subdelegação.*
Art. 4º O Parque Nacional da Serra do Gandarela será administrado pelo Instituto Chico Mendes, que adotará as medidas necessárias a seus efetivos controle, proteção e implementação.
Art. 5º Ficam declarados de utilidade pública, para fins de desapropriação, pelo Instituto Chico Mendes, os imóveis rurais existentes nos limites descritos no art. 2º deste Decreto, nos termos do art. 5º , caput, alínea "k", do Decreto-Lei nº 3.365, de 21 de junho de 1941.
Art. 6º Este Decreto entra em vigor na data de sua publicação.
Brasília, 13 de outubro de 2014; 193º da Independência e 126º da República.
Dilma Rousseff, Izabella Mônica Vieira Teixeira

3. Metodologia

Utilizando-se das paisagens da Serra do Caraça e do Parque Nacional da Serra do Gandarela, o estudo pretende apresenta uma revisão de literatura destacando avanços e retrocessos do PARNA (Figura 02) e enfatizando seu potencial didático pedagógico fomentando o turismo geológico. Fonseca (2014, p. 61) confabula que:

RPPN Santuário do Caraça como uma unidade relevante à região devido aos aspectos geológicos como o afloramento da Serra do Caraça, elementos históricos (registros sobre a serra desde 1700), aspectos cênicos, hidrográficos e a diversidade da fauna e da flora, sendo algumas espécies ameaçadas de extinção (lobo-guará, tamanduá mirim, dentre outros). Para os autores, a RPPN merece destaque também por ser uma UC com receptividade ao turista visitante com estrutura adequada para este fim. Em relação a APA das Andorinhas enfatizam, além dos elementos históricos, culturais, paisagísticos e turísticos estabelecidos em seu decreto de criação, a questão da existência de nascentes que dão origem ao Rio das Velhas, fonte de captação de água para o abastecimento de RMBH. Já a Floresta Estadual do Uiamii foi criada para fins de pesquisa, exploração sustentável da candeia, uso educativo-turístico e proteção dos mananciais. Percebe-se a total conectividade entre a APA das Andorinhas e a Floresta Estadual do Uiamii, já que a primeira serve de amortecimento para a UC estadual. Todavia, a interligação dessas UC com a RPPN Santuário do Caraça é interrompida legislativamente próximo a Serra de Ouro Fino, pertencente à proposta de criação do PNSG. A criação do PNSG, além de efetivar legalmente a conexão entre as UC, expandirá a proteção da biodiversidade e geodiversidade locais.

Em todo o estado, está em ampliação, a frente mineradora comprometendo áreas para estudos futuros do conhecimento dos diferentes domínios geológicos. Do QF, a aumento da mineração se amplia por diferentes regiões do estado, principalmente no sentido norte da Cadeia do Espinhaço, entre Conceição do Mato Dentro, Serro e Rio Pardo de Minas. Estudos imediatos de geodiversidade visando a conservação desses espaços ameaçados se fazem urgentes. Sobre isso, Meira e Morais (2016, p. 130) pontuam que:

A natureza é composta de elementos de cunho biótico e abiótico. A paisagem natural é fruto da relação indissociável desses dois aspectos, sendo que em alguns momentos um se sobressai visualmente em relação ao outro. O homem com sua dificuldade em realizar uma análise sistêmica da paisagem, sendo levado em diversos casos pelo sentido da visão, historicamente favoreceu os aspectos bióticos diante dos abióticos no contexto de medidas de proteção ambiental. Atualmente temas relativos a biodiversidade são amplamente discutidos e alicerçados no meio acadêmico e no senso comum enquanto a vertente abiótica, ou seja, a geodiversidade e demais temáticas associadas, ainda apresentam carência de estudos. Os esforços voltados para a proteção ambiental e sustentabilidade são recentes se comparados à história das Ciências, tendo o seu início ligado ao crescimento de correntes ambientalistas a partir da segunda metade do século XX. A sociedade, ao perceber o caos ambiental que se instaurava, tenta retornar a hábitos de sua "natureza selvagem" e criar uma relação de simbiose com o meio.

As temáticas geológicas da neotectônica, reconstituição paleoambiental, carste, geocronologia e geomorfologia do quaternário são termos técnicos bastante complexos, mas indispensáveis para se pensar o paradigma mineral presente. (Tabela 1). Diante do capitalismo neoliberal urbano-industrial, o consumismo se amplia. Assim, Meira e Morais (2016, p. 130) declaram que:

Porém, nunca se falou tanto em sustentabilidade como nos últimos anos. O marketing ambiental ganha força e o público é orientado a consumir produtos ditos "ecologicamente corretos". Em meio a esse contexto, a biodiversidade sempre foi o alvo principal das ações, apenas a partir da década de 1990 estudos e medidas em prol da geoconservação passaram a ser tomadas (principalmente em países do continente europeu. No Brasil os estudos começaram a ser desenvolvidos apenas nos anos 2000). Conceitos e metodologias para o estudo do tema foram criados, discutidos e aplicados nessas últimas duas décadas e meia, fazendo desse um recente e promissor campo de atuação em meio às Ciências da Terra. Diante disso, o presente artigo visa debater sobre os conceitos de Geodiversidade, Patrimônio Geológico e Geoconservação, elencando algumas das principais discussões realizadas até o presente momento no meio acadêmico, tendo uma especial atenção para a forma com que a ciência geográfica pode explorar essas questões.

TABELA 1
Termos geológicos e geomorfológicos

Estudos morfogenéticos	São processos responsáveis pela esculturação das diversas formas do relevo, como o movimento do regolito e escoamento superficial da água.
Estudos morfodinâmicos	Estudos ambientais voltado para o entendimento do conjunto de processos interligados responsáveis pela gênese e evolução do modelado.
Neotectônica	Compreensão dos eventos tectônicos recentes que ocorreram desde o Terciário Superior ou associados as últimas orogêneses, epirogêneses ou a tensões crustais.
Reconstituição paleoambiental	Buscam a análise das dinâmicas pretéritas ocorridas durante o Quaternário, e são cruciais para a processos ambientais modernos, permitindo relacionamento harmonioso com a natureza, e prevendo mudanças, induzidas ou não pelo homem.
Carste	Abordagem conceitual de paisagens ambientais compostas por rochas calcárias, uma tipologia bem comum de rocha sedimentar.
Geocronologia	Estuda a determinação da idade dos minerais e consequentemente a idade terrestre, juntamente com outros eventos geológicos ocorridos, e os métodos, cálculos e conclusões.
Geomorfologia do Quaternário	Apontado como a "Idade do Gelo", devido às fortes influências das diversas glaciações associadas, ou, às vezes, como a "Idade do Homem", advindo termos como Antropozóico e Psicozóico, referente ao aparecimento do ser humano.

Fonte: http://sigep.cprm.gov.br/glossario/

No QF, há áreas de importância extrema para estudos científicos, as cangas, que detêm riqueza de detalhes em biodiversidade e geodiversidade, mas que são pleiteadas por mineradoras. Santos (2017, p. 08) afirma que "a formação das cangas se deu predominantemente in situ nos períodos terciário e quaternário, sobre rochas do pré-cambriano, com altas concentrações de hematita". Para Fonseca (2014, p. 70):

O QF durante séculos foi explorado para a obtenção de minerais. Tal longevidade da atividade mineradora deixou marcas sobre parcela considerável do território com a presença de empreendimentos distintos. No tocante a mineração do itabirito, os empreendimentos minerários estão localizados nas formações das serras de maior altitude do QF, que definem o traçado da região, onde estão situados os geossistemas ferruginosos provenientes do itabirito e da canga. (...) percebe-se a sobreposição dos sítios ferruginosos e das cavas de mineração do itabirito. Em toda a extensão do QF há a intervenção expressiva minerária. Somente na borda nordeste, composta pelo Sinclinal Gandarela, há menor concentração da atividade exploratória, condição essa que a concede o título de área de melhor preservação ambiental, manutenção de espécies endêmicas, qualidade de água e acervo do patrimônio geológico do QF.

Região com elementos geológicos únicos, em especial paleotocas, a AMBRAPA (2020) declara que a "pesquisa das paleotocas e crotovinas que a equipe do Projeto Paleotocas vem desenvolvendo está mostrando que estamos lidando com restos de abrigos subterrâneos de animais pré-históricos". Segundo o site da instituição:

Um abrigo subterrâneo deve ser entendido como um complexo de túneis e câmaras interconectados, desenvolvendo-se em vários andares, com várias entradas e saídas para a superfície. Os túneis sobem e descem dentro da montanha. Os túneis individuais podem atingir 100 metros de comprimento e o abrigo, como um todo, tem um raio de pelo menos 100 metros. Quando uma escavação expõe restos de um abrigo subterrâneo, alguns dos túneis são encontrados abertos (e chamados de paleotocas).

O trabalho destinou-se à pesquisa sobre o parque nacional (Figura 3) foi uma conquista após intenso processo de mobilização social da Mineiridade, e sua consolidação busca evidenciar novos cenários educativos na porção leste com vistas a dinamizar e potencializar a visitação turística com fins educacionais. O site do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (2020) pontua que:

O Parque Nacional da Serra do Gandarela foi criado em 13 de outubro de 2014 e constitui-se importante área de conservação ambiental no coração do Quadrilátero Ferrífero e na porção sul da Cadeia do Espinhaço, a 40 km de Belo Horizonte/MG. O Parque apresenta exuberantes serras, rios e cachoeiras. A vegetação é composta de um dos mais contínuos fragmentos de Mata Atlântica de Minas Gerais em transição com formações do cerrado, como os campos rupestres ferruginosos e quartzíticos. Situadas nos topos e encostas das serras estão as cangas ferruginosas, um tipo de cobertura do solo composta de ferro. Por serem porosas elas funcionam como importantes áreas para a infiltração de água das chuvas para os aquíferos. As águas do Parque contribuem para o abastecimento dos municípios vizinhos e até de Belo Horizonte! Toda essa riqueza está protegida em uma área ambiental!



FIGURA 03 - Parque Nacional da Serra do Gandarela
Fonte: http://www.icmbio.gov.br/portal/visitacao1/unidades-abertas-a-visitacao/9463-parque-nacional-da-serra-do-gandarela

4. Resultados e Discussões

Objetivamente o distrito de Morro Vermelho, situado ao sul do município de Caeté, aos pés da Serra do Gandarela, insere como um portal para a área destinada ao futuro parque nacional, criado, mas não implantado. O importante distrito foi palco, entre 1708 e 1709 da primeira batalhada entre mineradores auríferos, num episódio conhecido como Guerra dos Emboabas. A região apresenta uma igreja e uma capela, casario de relevância histórico-cultural, uma elevação que dá nome ao lugar, e uma cachoeira muito conhecida (Figura 4). Também há festas religiosas de expressivo caráter cultural e simbólico. Ao sul do distrito passa a linha férrea da Estrada de Ferro Vitória-Minas, com trem de passageiros se dirigindo à estação de Dois Irmãos, em Barão de Cocais. Neste ramal circulam também os extensos trens que carregam minério de ferro para exportação. O site Minas Gerais (2010) explicita que:

Morro Vermelho teve sua origem ligada ao arraial de Vira Copos, por volta de 1650, que localizava-se em uma das antigas áreas de mineração do município. Após um grande incêndio, a população resolveu se instalar em uma região próxima ao antigo arraial, onde hoje fica Morro Vermelho. O nome do distrito está relacionado ao Morro de Santa Cruz, que se destaca na paisagem. A escassez de vegetação deixava exposta a rocha de cor avermelhada, que era utilizada como referência por tropeiros do século XVIII.

Ao longo dos anos, Morro Vermelho foi palco de importantes levantes, entre eles a Guerra dos Emboabas e a revolta contra a cobrança do Quinto do Ouro. Com suas belas paisagens Morro Vermelho faz um convite à adrenalina, à contemplação, à meditação e ao descanso em contato com a natureza. Além dos atrativos naturais a cidade também transpira cultura e se manifesta, por exemplo, através da Corporação Musical Vermelhense.

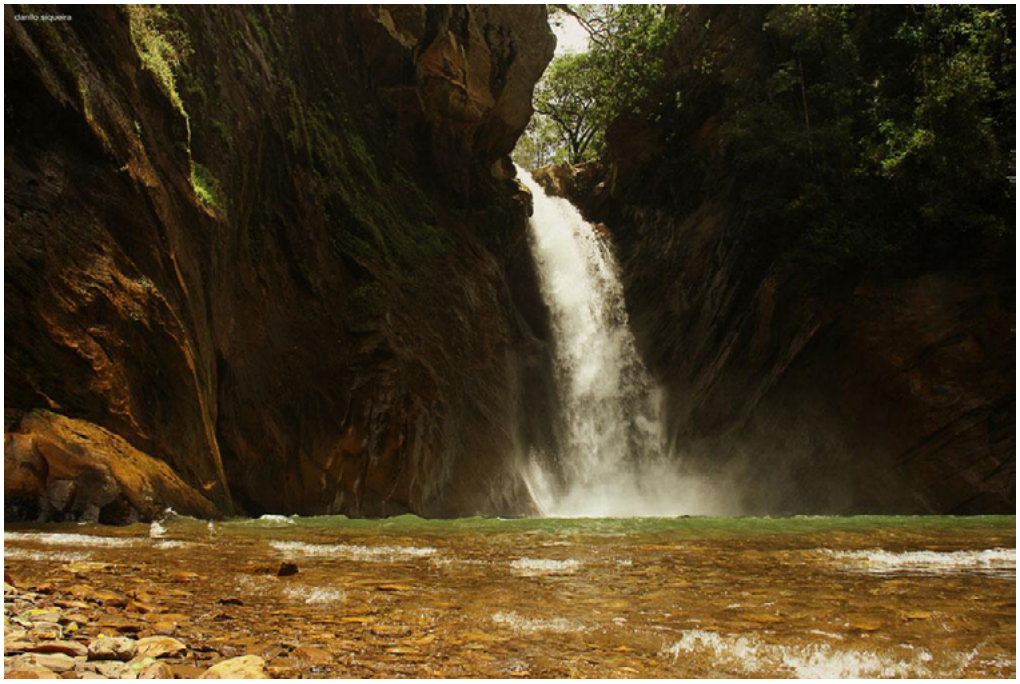


Figura 4 - Cachoeira de Santo Antônio, Morro Vermelho, Caeté - MG
Fonte: https://www.oeco.org.br/noticias/27172-criacao-do-parque-nacional-serra-do-gandarela-em-perigo/

No século XVIII, as bandeiras penetraram pelo território da colônia a procura de metais preciosos. A princípio, o ouro descoberto no QF foi o de aluvião que condicionou o nascimento dos primeiros povoados e caminhos anexos aos cursos d'água. Não foi dessemelhante nos assentamentos primários nas proximidades das Serras do Caraça e Gandarela, onde os achados auríferos iniciais originaram arraiais, freguesias e vilas que posteriormente corresponderiam aos municípios de Barão de Cocais, Caeté, Catas Altas, Itabirito, Mariana, Nova Lima, Ouro Preto, Rio Acima, Raposos e Santa Bárbara. Além da conformação natural do QF, os distintos grupos de rochas e minerais foram os primeiros fatores que originaram a fixação humana na região, Fonseca (2014, p. 91) conclui que:

A formação ferrífera da área de pesquisa possui como principal rocha o itabirito. O mapeamento de tal rocha no QF faz parte de diversas pesquisas privadas e governamentais ligadas à mineração, como também daqueles trabalhos acadêmicos que versam sobre a própria evolução geológica do planeta. Atualmente, no QF, os itabiritos são as formações geológicas mais exploradas por empresas nacionais e internacionais. Assim, o minério de ferro é responsável pelo elevado índice de exportações. Além dos aspectos econômicos o itabirito também é importante para a dinâmica do geossistema local, configurando uma rocha de alta resistência ao intemperismo, cuja consequência é a sustentação de relevos de maior altimetria na Serra do Gandarela. Também possui grande importância para o armazenamento hídrico devido ao processo de infiltração que ocorre nas cangas lateríticas ou nos solos ferríferos, havendo contenção hídrica em camadas subsequentes. Por vez, nas serras itabiríticas é comum a presença de grande quantidade de nascentes responsáveis pelo abastecimento das bacias hidrográficas do Rio das Velhas e do Rio Doce.

As Serras do Caraça e Gandarela, de acordo com estudos de Fonseca (2014, p. 50) são primordiais para abastecimento futuro de água na Região Metropolitana de Belo Horizonte, devido às condições de balneabilidade e potabilidade:

Ao analisar esse mapa, percebe-se que há melhor qualidade das águas a leste do QF. Tal condição está atrelada à baixa taxa de uso e ocupação do solo, especialmente na região da Serra do Gandarela, onde se concentram os melhores índices de qualidade de água. Também merecem destaque as unidades de conser-

vação (APA Cachoeira das Andorinhas, Floresta Estadual do Uiamii e a RPPN Santuário do Caraça), que impedem ou reduzem as ações do homem sobre o solo, mantendo assim a boa qualidade das águas da margem oriental do Rio das Velhas. Em contraposição, as sub-bacias afluentes da margem oeste do Rio das Velhas possuem maior concentração de águas de classe 2 devido ao maior adensamento urbano e as atividades econômicas, sobretudo a mineração. A classe 2 é mantida em toda a extensa do Rio das Velhas, no interior do QF. Esta classificação é alterada para classe 3 quando o curso d'água adentra a área urbana dos municípios de Belo Horizonte e Sabará.

E assim se tornam viáveis as didatizações de elementos teóricos da geologia e geomorfologia que integrem o ensino de Ecologia, Geografia e História, oportunizando novas formas de aprendizagem para além da tradicional sala de aula. Fonseca e Andrade (2013, p. 02) descreve que:

Ao observar a dinâmica do ambiente (interações geodinâmicas, formação de paisagens) e a interação e pressões dos atores sobre a região, percebe-se que a serra possui grande potencial para estudos programados extraclasse relativos a aspectos físicos e/ou sociais. Além disso, a serra também é palco de fluxo de diversos visitantes, motivados principalmente pelas múltiplas possibilidades de lazer, contemplação e pesquisa. Todavia, nem sempre um visitante ou estudante dominam assuntos relacionados à percepção e análise da paisagem, e, muitas vezes, os elementos naturais e culturais passam despercebidos. Com isso, o entendimento do valor do patrimônio existente fica confinado ao contexto teórico dos profissionais de áreas específicas como geografia, história, ecologia e geologia, dentre outras. Nesse sentido faz-se necessária a mobilização em prol da percepção da Serra do Gandarela como uma das áreas mais importantes de Minas Gerais por salvaguardar elementos naturais e culturais de extrema relevância.

Da mineração aurífera dos tempos pretéritos à ampliação da égide minerária, o Quadrilátero Ferrífero se materializa no tempo e no espaço como cenário de exploração comercial de minério de ferro e manganês trazendo significativos impactos e riscos às comunidades locais e aos atrativos culturais e naturais (Figura 5). Fonseca (2014, p. 05) afirma que:

O Quadrilátero Ferrífero se consolidou como região formada por territórios da mineração. A importância mineral se iniciou com os primeiros achados do ouro de aluvião ainda no século XVIII. Durante séculos, presenciou-se a ampliação dos métodos de extração e mesmo a diversificação mineral, sendo atualmente o minério de ferro a commodity de maior explotação. A área de pesquisa envolve parte considerável da Serra do Gandarela que se encontra na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, por vez, possui grandes depósitos minerais. Todavia, apresenta também a melhor conservação, com destaque para a biodiversidade e para a geodiversidade. Além disso, possui excelente qualidade e quantidade das águas que abastecem comunidades locais e parte da Região Metropolitana de Belo Horizonte. Também, no entorno da Serra do Gandarela existem comunidades que fazem uso de territórios, tradicionalmente apropriados para a produção econômica local e atividades culturais. Devido às riquezas citadas, a região se tornou palco de disputas territoriais, que poderão evoluir para conflitos, entre atores que buscam a exploração versus aqueles que privam pela conservação.



Figura 5 - Cachoeira da Chica Dona, Município de Rio Acima - MG
Fonte: https://manuelzao.ufmg.br/serra-da-gandarela-e-destaque-em-reportagem-de-tv/

Avanços ambientais, culturais, econômicos, políticos e sociais se consolidaram no leste do Quadrilheiro Ferrífero, após a criação do Parque Nacional Serra do Gandarela, em Minas Gerais (PARNA Gandarela), em outubro de 2013. De acordo com Passos (2015, p. 07-08):

Em 2008, a Vale adquiriu os direitos minerários e de superfície pertencentes à Mineração Apolo nos municípios de Rio Acima e Caeté, no Quadrilátero Ferrífero/Serra da Gandarela (BRASIL MINERAL, 2008; TRINDADE, 2007). Esta mina está localizada sobre depósitos de minério de ferro dentro de uma estrutura geológica denominada Sinclinal Gandarela, fazendo que seja uma das maiores jazidas ainda parcialmente exploradas do mundo (CABRAL, 2010). Além da cava, integram o projeto a instalação de uma usina de beneficiamento, oficinas, pilhas de estéril, pátio de produtos e uma barragem de rejeitos (VALE, 2010). Também um novo ramal ferroviário, com cerca de 20 km de extensão, para transportar o insumo siderúrgico (PORTO, 2010) até a Estrada de Ferro Vitória-Minas (EFVM) (VALE, 2011). O projeto total vai ocupar cerca de 1.728 hectares (CAETE MAIS HORIZONTES, 2010). A metodologia de lavra do projeto Apolo será a céu aberto, por meio de bancadas. A escolha baseou-se nas características geológicas e físicas dos minérios e estéreis, na geometria da jazida e na movimentação anual requeridaImpactos sociais mais significativos:
- A aquisição e concentração de terras;
- Aumento populacional (principalmente masculino);
- Alteração no cotidiano das comunidades locais; - Aumento da violência; - Alteração e trânsito intenso nos acessos e estradas utilizadas pelas comunidades locais, dentre outros. Identificou-se que os impactos sociais e ambientais atingirão, principalmente, três comunidades locais da Serra do Gandarela: André do Mato Dentro e Cruz dos Peixotos, localizadas no município de Santa Bárbara; e a comunidade de Morro Vermelho, localizada no município de Caeté (EIA, 2009 apud ROJAS, 2014).

Esta área potencializa várias ações e modalidades de turismo, em especial, o geológico e o didático-pedagógico disponibilizando para visitação diferentes recortes espaciais, nos quais a percepção se consolida de forma interdisciplinar. Meira e Morais (2016, p. 134) pontuam que:

Percebe-se então que o patrimônio natural é constituído por elementos excepcionais que integram a biodiversidade e a geodiversidade, sendo a conservação e/ou proteção necessária para que as gerações futuras possam usufruir de suas singularidades. Muito foi realizado desde 1972 em prol da conservação da vertente biológica. Diversas leis e áreas de proteção foram criadas ao redor do mundo para salvaguardar espécies vegetais e animais, sendo que o equivalente abiótico, podendo ser intitulado Patrimônio Geológico, acabou recebendo um papel secundário, sem medidas e estudos específicos que revelassem a sua real importância. Torna-se válido nesse momento discutir diferentes abordagens existentes sobre o conceito de Patrimônio Geológico.
(...)
Outra terminologia utilizada para designar o Patrimônio Geológico é Geopatrimônio, o qual surge diante da necessidade de ampliar o sentido restrito do termo "geológico". Sendo assim, o conceito de Geopatrimônio é de caráter mais amplo, estando intimamente relacionado com a definição de sítios geológicos (e suas diversas subdivisões). Torna-se válido salientar que o conceito de Patrimônio Geológico, segundo a corrente teórica predominante, engloba toda uma diversidade de categorias (patrimônio geomorfológico, patrimônio mineralógico, patrimônio paleontológico, etc) funcionando como conceito guarda-chuva, porém, pesquisadores o segmentam em diferentes campos temáticos para dar maior visibilidade ao elemento abordado.

No ano de 2021, decorridos oito anos de criação da respetiva unidade de conservação, notam-se no horizonte, vários avanços históricos e retrocessos civilizatórios que precisam ser evidenciados, discutidos com vistas à promoção do desenvolvimento sustentável na região. Andrade (2017, p. 02) defende que:

A região do Gandarela, localizada no Quadrilátero Ferrífero mineiro, passa por um marco civilizatório que mudará seu destino. Amplas discussões sobre a unidade do seu território convergem para uma oposição: ecologia ou mineração? A localidade e entorno se destacam pelo potencial ecológico, cultural e turístico, embora a história dos homens tente validar outro viés, menos justo, solidário e sustentável. Atualmente, a região encontra-se no centro de um amplo debate sobre seu futuro: parque nacional ou cratera minerária? Um parque nacional atende a toda uma demanda social e dinâmicas coletivas. Da mineração, não se pode dizer o mesmo. Desde a sua descoberta, a região certamente foi incorporada ao modelo colonizador colonial português. Na área existem registros históricos sobre as diversas empreitadas em busca de metais preciosos e que deram origem a inúmeros povoados, distritos e cidades no entorno: Barão de Cocais, Brumal, Cocais, Itabirito, Morro Vermelho, Nova Lima, Ouro Preto, Rio Acima, Santa Bárbara, entre outros.

Especialmente, o ouro e o minério de ferro regeram as ações socioeconômicas fundamentais desde a colônia até a atualidade. Tais metais estimularam fatos consequentes como a distribuição dos povoados, a agropecuária e a silvicultura que se reuniram a configuração espacial da área em questão. A cultura local foi moldada por esses ingredientes, caracterizando a presença de comunidades rurais tradicionais. Estes grupos, por sua vez mantem relações equilibradas com a geodiversidade e o patrimônio geológico, gerando a geoconservação, conforme descrevem Meira e Morais (2016, p. 134):

constituem um campo de atuação recente em meio às Ciências da Terra, em especial quando se toma como recorte o Brasil. Por estar em sua gênese o campo de estudo é bastante amplo, conceitos e metodologias são aprimorados anualmente, fazendo dela uma área de atuação bastante dinâmica e intrigante. A relevância dessa temática é dada por propiciar a popularização de conceitos importantes para a compreensão da história evolutiva do planeta Terra, a instituição de medidas de proteção dos elementos naturais e o fortalecimento de uma consciência ambiental. O conjunto dessas ações afirma o caráter ambientalista dos estudos, bem como a consonância que os mesmos apresentam com uma das principais buscas das Ciências, governos e sociedade na atualidade, a sustentabilidade. A Geografia adquire importante papel no estudo da temática, sendo a atuação do geógrafo legitimada tanto no âmbito legal como pelas atribuições da sua formação, as quais o permite integrar equipes multidisciplinares que desenvolvam pesquisas na área. Diferentes categorias de análise e abordagens metodológicas da Geografia podem ser utilizadas para enriquecer os trabalhos. Cabe então à ciência geográfica se abrir cada vez mais para esse novo campo.

5. Considerações Finais

Os objetivos concentraram-se na análise dos aspectos do patrimônio ecológico. A metodologia basicamente centrou-se em buscar registros bibliográficos e fotográficos acerca das paisagens culturais e ecológicas potencializadoras para a implantação de um território de Turismo sustentável, e entender aspectos de preservação do patrimônio geológico e demais componentes. As conclusões tecem a necessidade de buscas bibliográficas e produção de mais trabalhos sobre a localidade, com vistas ao entendimento mais completo dos processos de descaracterização, porém os resultados foram incipientes. Os munícipios de Caeté, Mariana, Itabirito, Nova Lima, Ouro Preto, Raposos, Rio Acima e Santa Bárbara, Estado de e seus distritos potencializam procedimentos de salvaguarda patrimonial e mecanismos de preservação.

Em especial, o conjunto arquitetônico do distrito de Morro Vermelho elucida novas perspectivas, através do seu casario, igrejas, do patrimônio cultural material/imaterial, bem como a memória local. Nesta região além da preservação da geodiversidade e da biodiversidade, faz-se necessário incluir estudos sobre receptáculos coloniais nos casarios de diferentes comunidades e distritos. E além disso, a ampliação do tecido urbano e da atividade minerária no entorno devem ser monitorados. E que o PARNA seja ampliado e aberto à visitação pública, tendo o cenário da Guerra dos Emboabas, Morro Vermelho, como sendo um dos seus principais portais.

Referências

AMPRABA. **Gandarela tem paleotoca de tatus gigantes extintos há 10 mil anos**. Disponível em: https://abrampa.jusbrasil.com.br/noticias/100493522/gandarela-tem-paleotoca-de-tatus-gigantes-extintos-ha-10-mil-anos. Acesso em: 26 jan. 2020.

ANDRADE, Vagner Luciano de. **Gandarela: território ecológico ou minerário**? In: Boletim UFMG, Ano 43, nº 1984, publicado em 03. Jul. 2017.

ANDRADE, Vagner Luciano de**.** FONSECA**,** Charles de Oliveira**. Continuidade e descontinuidade da lógica comercial minerária na Serra do Gandarela (MG): analisando as ações e ameaças, suas permanências e rupturas**. In: Conteúdo Jurídico, Brasília-DF. Disponível em: https://conteudojuridico.com.br/consulta/Artigos/52077/continuidade-e-descontinuidade-da-logica-comercial-mineraria-na-serra-do-gandarela-mg-analisando-as-acoes-e-ameacas-suas-permanencias-e--rupturas. Acesso em: 26 jan. 2020.

ANDRADE, Vagner Luciano. **A toponímia da Serra do Gandarela: Um Parque Nacional para preservar a alma de um lugar.** Disponível em <https://www.boletimjuridico.com.br/fique-por-dentro/284/a-toponimia-serra-gandarela. Acesso em: 26 jan. 2020.

BÁRBARA, Márcia Conceição; BAHIA. Eduardo Trindade. **A história local como fator de atração turística: estudo da Guerra dos Emboabas em Minas Gerais.** In: IV Seminário da Associação Brasileira de Pesquisa e Pós-Graduação em Turismo UAM – 27 a 28 de agosto de 2007. Disponível em <https://www.anptur.org.br/anais/anais/files/4/19.pdf> Acesso em 17. Jul. 2021

BRASIL MINERAL. **Minério de Ferro. Vale paga US$ 145 milhões pela Apolo**. In: Brasil Mineral Online, 14 maio 2008. Disponível em: http://www.brasilmineral.com.br/bm/default.asp?COD=3574&busca=&numero=3 52. Acesso em: 30 dez. 2011.

CABRAL, Aloísio Sá. **Rotas de processo para minérios goethítico,** Belo Horizonte, mar. 2010. 82f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Metalúrgica e de Minas) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. Disponível em: http://dspace.lcc.ufmg.br/dspace/bitstream/1843/MAPO84XQTD/1/alo_sio_s__cabral.pdf. Acesso em: 22 fev. 2011.

CAETE MAIS HORIZONTE. **Parque Nacional da Serra da Gandarela,** 5 ago. 2010. Disponível em: http://www.caetemh.com/serra-da-gandarela/parquenacionalda-serrada-gandarela/. Acesso em: 23 dez. 2011.

CÂMARA MUNICIPAL DE CAETÉ. **Aspectos históricos.** Disponível em <https://www.camaradecaete.mg.gov.br/detalhe-da-materia/info/historia/6495> Acesso em 17. Jul. 2021

FABRINO, Raphael (2020). **A ampliação do conceito de Patrimônio Cultural e o caso da Igreja de Nossa Senhora de Nazaré, de Morro Vermelho**. In Alice Duarte (ed.), Seminários DEP/FLUP vol. 1. Porto: Universidade do Porto, Faculdade de Letras/DCTP, p.192-215. Disponível em <https://ler.letras.up.pt/uploads/ficheiros/18314.pdf> Acesso em 17. Jul. 2021

FONSECA, C. DE O.; VALADÃO, R. C. Dinâmica espacial da Serra do Gandarela e entorno: uma análise a partir de representações cosemáticas. In: **Sociedade & Natureza**, v. 29, n. 2, p. 309-321, 29 nov. 2017.

FONSECA**,** Charles de Oliveira**. A dinâmica espacial da Serra do Gandarela e entorno a partir da formação de territórios: análise e representações cosemáticas**. Dissertação de Mestrado em Geografia – Análise Ambiental. Belo Horizonte: IGC-UFMG, 2014

FONSECA, Charles de Oliveira; ANDRADE, Vagner Luciano. **A mineração e às ameaças à biodiversidade e à geodiversidade no âmbito do macrobiodireito: um panorama do Parna Serra do Gandarela, Borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG** Disponível em **<**https://ambitojuridico.com.br/cadernos/direito-ambiental/a-mineracao-e-as-ameacas-a-biodiversidade-e-a-geodiversidade-no-ambito-do-macrobiodireito-um-panorama-do-parna-serra-do-gandarela-borda-leste-do-quadrilatero-ferrifero-mg/**.** Acesso em: 26 jan. 2020.

FONSECA, Charles de Oliveira; ANDRADE, Vagner Luciano. **CONFLITOS SOCIOAMBIENTAIS E RETROCESSO NOS MARCOS LEGAIS BRASILEIROS: o caso Parque Nacional da Serra do Gandarela, Região Metropolitana de Belo Horizonte – MG. Disponível em <**https://ambitojuridico.com.br/cadernos/direito-ambiental/conflitos-socioambientais-e-retrocesso-nos-marcos-legais-brasileiros-o-caso-parque-nacional-da-serra-do-gandarela-regiaometropolitana-de-belo-horizonte-mg/**.** Acesso em: 26 jan. 2020.

FONSECA**,** Charles de Oliveira**;** ANDRADE, Vagner Luciano. **Serra do Gandarela: turismo ou mineração?** In: Boletim UFMG nº 1811 de 11 de março de 2013, p. 002.

INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE. **UNIDADES ABERTAS A VISITAÇÃO: Parque Nacional da Serra do Gandarela.** Disponível em <http://www.icmbio.gov.br/portal/visitacao1/unidades-abertas-a-visitacao/9463-parque-nacional-da-serra-do-gandarela. Acesso em: 26 jan. 2020.

INSTITUTO ESTRADA REAL. **Caminho Religioso da Estrada Real: Morro Vermelho.** Disponível em <https://www.caminho-religiosodaestradareal.com/morro-vermelho-mg/> Acesso em 17. Jul. 2021

INSTITUTO ESTRADA REAL. **Parque Nacional da Serra do Gandarela – MG.** Disponível em <http://www.institutoestradareal.com.br/servico/detalhe/atrativo/Parque-Nacional-da-Serra-do-Gandarela/1239. Acesso em: 26 jan. 2020.

JORNAL ESTADO DE MINAS. **Serra do Gandarela é transformada em Parque Nacional.** Disponível em <https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2014/10/14/interna_gerais,579586/serra-do-gandarela-e-transformada-em-parque-nacional.shtml. Acesso em: 26 jan. 2020.

JORNAL HOJE EM DIA. **Economia: Rio Acima blinda Serra do Gandarela e acelera a criação de parque.** Disponível em <https://www.hojeemdia.com.br/primeiro-plano/economia/rio-acima-blinda-serra-do-gandarela-e-acelera-cria%C3%A7%C3%A3o-de-parque-1.255546. Acesso em: 26 jan. 2020.

JORNAL O TEMPO. **Morro Vermelho revive a traição da festa da Cavalhada.** Disponível em <https://www.otempo.com.br/turismo/morro-vermelho-revive-a-tradicao-da-festa-da-cavalhada-1.260119> Acesso em 17. Jul. 2021

LEITE, Roberta Vasconcelos; MAHFOUD, Miguel. **“A tradição faz parte do distrito, agora está fazendo parte da escola”: a articulação entre cultura popular e educação escolar na comunidade rural de Morro Vermelho. Revista @mbienteeducação**, [S.l.], v. 3, n. 1, p. 52 - 74, dez. 2017. Disponível em <https://publicacoes.unicid.edu.br/index.php/ambienteeducacao/article/view/168> Acesso em 17. Jul. 2021

MAHFOUD Miguel; RIBEIRO, Simone Monteiro. **Experiência Religiosa e Enraizamento Social: Festa e Devoção de Emigrados em Visita à Comunidade Rural de Origem.** In: Revista Hottopos. Disponível em <http://www.hottopos.com/videtur6/migsim.htm> Acesso em 17. Jul. 2021

MEIRA, Suedio Alves; MORAIS, Jader Onofre de. **OS CONCEITOS DE GEODIVERSIDADE, PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOCONSERVAÇÃO: ABORDAGENS SOBRE O PAPEL DA GEOGRAFIA NO ESTUDO DA TEMÁTICA**. In: Boletim de Geografia. Maringá, v. 34, n. 3, p. 129-147, 2016

PASSOS, Rita Maria. **Serra do Gandarela: uma demarcação com cartas marcadas. In: Palestras CETEM.** Disponível em <https://www.cetem.gov.br/images/palestras/2015/mineracao/14-rita-passos.pdf. Acesso em: 26 jan. 2020.

PRESIDÊNCIA DA REPÚBLICA. Casa Civil: Subchefia para Assuntos Jurídicos. Decreto sem numeração de 13 de Outubro DE 2014**. Cria o Parque Nacional da Serra do Gandarela, localizado nos Municípios de Nova Lima, Raposos, Caeté, Santa Bárbara, Mariana, Ouro Preto, Itabirito e Rio Acima, Estado de Minas Gerais.** Disponível em <> Acesso em: 26 jan. 2020.

SAFE, Simone M. S.; FAQUINELI, Luciane Raposo. PEREIRA COSTA, Staël de Alvarenga. **O CARÁTER ÚNICO DE MORRO VERMELHO NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELO HORIZONTE.** Disponível em <http://quapa.fau.usp.br/wordpress/wp-content/uploads/2016/03/O-car%C3%A1ter-%C3%BAnico-de-Morro-Vermelho-na-RMBH.pdf> Acesso em 17. Jul. 2021

SANTOS, Darcy José dos. **A geodiversidade do Parque Nacional da Serra do Gandarela: análise do potencial de uso didático, com ênfase no patrimônio espeleológico**. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. 2017. XIV, 173 f

SITE I PATRIMÔNIO. **Caeté: Festa de Nossa Senhora do Rosário de Morro Vermelho. Disponível** em <http://www.ipatrimonio.org/caete-festa-de-nossa-senhora-do-rosario-de-morro-vermelho/> Acesso em 17. Jul. 2021

SITE MINAS GERAIS. **Destinos: Morro Vermelho.** Disponível em <https://www.minasgerais.com.br/pt/destinos/morro-vermelho> Acesso em 17. Jul. 2021

RECONSTITUIÇÃO E TRANSFORMAÇÃO DA PAISAGEM NO MÉDIO CURSO DO RIO GRANDE (BA), POR MEIO DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA E LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA

David Oldack Barcelos Ferreira Machado
Universidade Estadual de Campinas
R. Carlos Gomes, 250 – Campinas/SP, 13083-855
E-mail: david_barcelos1@hotmail.com
Archimedes Perez Filho
Universidade Estadual de Campinas
R. Carlos Gomes, 250 – Campinas/SP, 13083-855
E-mail: archi@ige.unicamp.br
Heloisa Helena Gomes Coe
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
R. Francisco Portela, 1470 – São Gonçalo/RJ, 24435-005
E-mail: heloisacoe@gmail.com

1. Apresentação/Problemática

A ação cíclica de alternância entre períodos frios e quentes no Quaternário possui escalas temporais e espaciais variadas, sendo precursoras de diversas mudanças nos sistemas ambientais do planeta (BOND *et al*., 1997; SUGUIO, 2010). Dentre essas, destacam-se as pulsações climáticas holocênicas (ciclos de no máximo 2000 anos) que induzem à formação de baixos terraços, mudanças na tipologia de canais fluviais e variações granulométricas nas coberturas superficiais, influenciando diversas características de uma área (VANDENBERGHE, 2015; PEREZ FILHO e RUBIRA, 2018).

Segundo a teoria geral dos sistemas (BERTALANFFY, 1952), a vegetação como parte do sistema fluvial também sofre alterações devido às pulsações climáticas holocênicas. sendo fruto de um equilíbrio sistêmico que se transforma através do tempo. Desta forma, o estudo da paleovegetação é um elemento fundamental para compreender as dinâmicas, funcionalidades e evolução da paisagem.

2. Objetivo

Compreender, através de estudo de biomineralizações de sílica, das coberturas superficiais e luminescência opticamente estimulada, a dinâmica de transformação da paisagem do médio curso do rio Grande, Bahia, inferindo possíveis variações na vegetação e nos processos geomorfológicos associadas a episódios de pulsações climáticas holocênicas, tendo como base a investigação de depósitos sedimentares de baixos terraços fluviais.

3. Referencial Teórico

Biomineralizações de Sílica: ocorrem a partir da formação de complexos sólidos orgânicos e inorgânicos em sistemas biogênicos nos quais exercem importantes funções vitais em muitos organismos (CARNEY *et al.,* 2007). Algumas biomineralizações de sílica são importantes indicadores paleoambientais, como:

(a) **Fitólitos:** partículas microscópicas de opala biogênica, que se formam através da precipitação de sílica amorfa oriunda da solução de ácido silícico [Si(OH)4], entre e no interior das células vegetais das plantas vivas (PIPERNO, 1985). O processo de evapotranspiração dos organismos vegetais permite que a solução se polimerize (PIPERNO, 2006), assim gerando os fitólitos, que são formados em diversas partes da planta. Após a morte e/ou perda de partes da planta, esses restos se incorporam ao solo, onde a parte orgânica se decompõe e a parte mineral permanece na composição do solo sujeito ao ciclo da sílica (COE *et al*., 2014);

(b) **Espículas de Esponjas:** são esqueletos de organismos aquáticos do filo Porífera que podem habitar em águas oceânicas ou águas doces em condições naturais (VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000). Os fragmentos do esqueleto se desagregam sazonalmente, de modo que a esponja é rapidamente decomposta, liberando as espículas silicosas. As distribuições das espécies de esponjas estão associadas ao tipo de ambiente e ao substrato disponível (FROST, 1991), sendo utilizadas em estudos paleoambientais durante o Quaternário.

Análise granulométrica e química: trata-se de técnicas que determinam a composição e distribuição textural e química de solos/sedimentos (EMBRAPA, 2018), cujas informações são úteis para interpretações paleoambientais em baixos terraços fluviais.

Luminescência Opticamente Estimulada (LOE): trata-se de um método de datação absoluta que se baseia no fenômeno de emissão de luz em minerais (quartzo, feldspato, entre outros) geralmente oriundos de depósitos sedimentares (fluviais, coluviais, etc.) (GUEDES *et al.*, 2011).

4. Metodologia

A metodologia consiste em:

(a) levantamento bibliográfico da área de estudo e histórico paleoambiental já realizado a partir de outros indicadores;

(b) realização de **trabalhos de campo** para reconhecimento da área e coleta de amostras;

(c) extração de fitólitos em solos/sedimentos: preparo das amostras para eliminação de carbonatos e matéria orgânica; clareamento; remoção de óxidos de ferro e da fração argila; e, se necessário, separação densimétrica. Serão, então, confeccionadas lâminas para microscopia.

(d) microscopia para a quantificação/identificação de biomineralizações: a identificação e quantificação dos morfotipos de fitólitos utilizam um microscópio óptico, sendo realizada uma contagem de no mínimo 200 fitólitos classificáveis, além dos não classificáveis. As classificações seguem a nomenclatura estabelecida pelo ICPN 2.0 (NEUMANN *et al.*, 2019). A partir dos resultados obtidos na contagem, são calculados os índices fitolíticos (D/P; Bi%; Ic%; Pa/P; e Iph%). Também são contadas e classificadas as espículas de esponja e diatomáceas, para as inferências dos dados paleobiogeoclimáticos.

(e) análises das coberturas superficiais (Granulometria e Química): realizadas a partir da metodologia de análise granulométrica (dispersão total) de Camargo *et al.* (1986) e pela classificação textural da EMBRAPA (2018). As análises químicas seguem a metodologia proposta por Perez Filho *et al.* (1980).

(f) datações por LOE: os procedimentos para coleta e datações seguem os descritos em Guedes et al. (2011) e Perez Filho et al. (2020).

(g) discussão dos resultados: realizadas todas as análises, os resultados serão correlacionados entre si e com outros estudos paleoambientais na região, possibilitando a reconstituição da área de estudo.

5. Desafio/Dificuldades

Dentre os desafios e dificuldades propostos pela presente pesquisa estão:

(a) A escassez de trabalhos com indicadores paleoambientais na área do médio curso do rio Grande (BA);

(b) O caráter pioneiro do trabalho, pois não há trabalhos utilizando fitólitos como indicador principal na Bahia, bem como poucos trabalhos com fitólitos existentes no Nordeste, conforme apontado por Luz *et al.* (2014) e Aguiar *et al.* (2018);

(c) A análise *multiproxy* requer trabalhar com diferentes indicadores que possuem interpretações e resoluções diferenciadas, mesmo que no mesmo material, necessitando cautela em sua interpretação; e

(d) A existência de uma "Área de Tensão Ecológica" (IBGE, 1992), que caracteriza a transição entre o Cerrado e a Caatinga, sendo necessário utilizar amostragens modernas para a análise considerando os dois biomas e suas fisionomias características na área de estudo.

6. Resultados esperados

A partir da pesquisa realizada pretende-se:

(a) Reconstituir o paleoambiente da área do médio curso do rio Grande (BA), através dos bioindicadores;

(b) Estabelecer um panorama das possíveis variações climáticas a partir dos índices fitolíticos;

(c) Estabelecer uma cronologia, através de datações por LOE, dos resultados inferidos pelos indicadores utilizados, associada a dados geocronológicos de estudos realizados na área, em escala local, regional, e, possivelmente, global.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Pessoa de Nível Superior (CAPES) (Processo nº 88887.483180/2020-00) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (Processo nº 406850/2018-6) pela concessão de bolsas e apoio ao projeto.

Referências

AGUIAR, A. E. X.; COE, H. H. G.; MADELLA, M.; CRUZ, M. L. B. O Uso Do Bioindicador Fitólito Em Estudos Ambientais E Arqueológicos No Brasil. **Geonordeste (UFS)**, v. 1, p. 80-104, 2018.

BERTALANFFY, L.V. **General System Theory: Foundations, Development, Applications.** Braziller, New York. 1952

BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; DEMENOCAL, P.; PRIORE, P.; CULLEN H.; HAJDAS I.; BONANI G. A pervasive millenial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. **Science,** nº278, p. 1257-1265, 1997.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas (IAC –Boletim Técnico, 106), 94 p., 1986.

CARNEY, C. K., HAVRY S. R., SEWELL S. L., WRIGHT, D. W. Detoxification of Biominerals. **Topics in Current Chemistry**. 270: 155-158, 2007.

COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M. L.; HONAINE, M. F. Phytoliths and their applications In: **Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)**.1 ed. New York: Nova Science Publishers, 2014a, v.1, p. 1-26.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed., ver e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 356p, 2018.

FROST, T.M. Porifera. In THORPY. J.H.; COVICH, A.P. (ed) **Ecology and classification of north American freshwater invertebrates**. Academic Press, New York, p. 95-124, 1991.

GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; DE WITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. In: **Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA**, 13, 2011. Anais... Búzios-RJ, 2011.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Rio de Janeiro: IBGE, 92p, 1992.

LUZ, D. L.; ZAVADOVSKI, C. E.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E. E. Estágio Atual do Conhecimento sobre Fitólitos no Brasil. **Terra e Didática**, v. 11, p. 1-13, 2014.

NEUMANN, K., STRÖMBERG, C. A. E; BALL, T.; ALNBERT, R.M.; VYDAGHS, L; CUMMINGS, L.S. International code for phytolith nomenclature 2.0..**Annals of Botany**, v.124. 189-199p, 2019.

PEREZ FILHO, A.; DONZELLI, J.L.; LEPSCH, I.F. Relação solos/geomorfologia em várzea do rio Moji Guaçu (SP). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 4, n. 3, p. 181-187, 1980.

PEREZ FILHO, A.; LÄMMLE, L.; MOREIRA, V. B. Geotecnologias e suas abordagens em estudos geomorfológicos: desafios e possibilidades para além dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG). William Morris Davis**,Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 145-161. 2020.

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.

PIPERNO, D. R. Phytolith analysis and tropical paleoecology: Production and taxonomic significance of siliceous forms in new world plant domesticates and wild species. **Review of Palynology**, v.45, n. 3 – 4, 1985.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaelogists and paleoecologists**. New York: Altamira press, 2006.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo. Oficina de Textos, 407p. 2010.

VANDENBERGHE, J. River terraces as a response to climatic forcing: formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. **Quaternary International**, v. 370, p. 3-11, 2015.

VOLKMER-RIBEIRO, C; PAULS, S.M. Esponjas de agua dulce (Porifera*Demospongiae*) de Venezuela. **Acta Biologica Venezuelica**, v. 20, n. 1, p. 1-28, 2000.

RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA ÁREA DAS CABECEIRAS DO RIO PRETO, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, ATRAVÉS DE BIOMINERALIZAÇÕES DE SÍLICA

David Oldack Barcelos Ferreira Machado
Universidade Estadual de Campinas
R. Carlos Gomes, 250 – Campinas/SP, 13083-855
E-mail: david_barcelos1@hotmail.com
Heloisa Helena Gomes Coe
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
R. Francisco Portela, 1470 – São Gonçalo/Rj, 24435-005
E-mail: heloisacoe@gmail.com
Karina Ferreira Chueng
Universidade Federal Fluminense
Av. Milton Tavares de Souza, s/nº – Niterói/Rj, 24210-340
E-mail: karinachueng@yahoo.com.br
Alexandre Christofaro Silva
Universidade Federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri
R. da Glória, 187 – Diamantina/MG, 39100-000
E-mail: alexandre.christo@ufvjm.edu.br

Resumo

A Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, possui litologias predominantemente quartizíticas que caracterizam um relevo com variações de altitude dissecadas e entremeadas por superfícies de aplainamento e de solos pouco desenvolvidos, associados a um clima tropical, nascentes, florestas em manchas do cerrado e a ocorrência de turfeiras. O objetivo desse estudo é a reconstituição paleoambiental da área das cabeceiras do rio Preto, utilizando biomineralizações de sílica associadas a outros indicadores (*multiproxy*) durante o Quaternário. O método incluiu revisão bibliográfica; trabalhos de campo; laboratoriais, microscopia e correlação dos resultados com outros estudos paleoambientais. Foi inferido que não houve mudança no tipo de vegetação no intervalo de 23.330-22.833 anos cal AP até o presente. Contudo, foi observada a ocorrência de 4 períodos com oscilações, partindo de um ambiente mais frio e seco no Pleistoceno Superior que se tornou gradualmente mais quente e úmido no Holoceno.

Palavras-chave: Reconstituição Paleoambiental; Biomineralizações de sílica; Turfeiras.

1. Introdução

O Quaternário, que compreende os últimos 2,6Ma da história da Terra, foi marcado por mudanças e/ou oscilações climáticas através de eventos Glaciais e Interglaciais intercalados entre si, que produziram efeitos variados nas condições ambientais existentes. Seus efeitos foram demonstrados por um conjunto de evidências em estudos como os de Desnoyers (1829), Reboull (1833), Agassiz (1840), entre outros (SUGUIO, 2010).

As mudanças ocorridas nesse período foram precursoras para a transformação da paisagem a partir dos seus componentes principais (Litosfera, Atmosfera, Hidrosfera e Biosfera) juntamente com seus múltiplos de elementos, dinâmicas e/ou fenômenos que causaram mudanças e oscilações ambientais em diversas localidades no planeta a partir de diversos eventos em escala local, regional e global (DIAS e SANTOS, 2007; SUGUIO, 2010).

Os paleoambientes podem ser analisados a partir de diversas evidências, tais como registros polínicos, geoquímicos, geofísicos, macro e microfósseis, biomineralizações de sílica, isótopos estáveis e outros (RODRIGUES-FILHO *et al.*, 2002), que são capazes de inferir dados climáticos, hidrológicos, pedológicos, sobre a fauna e flora, etc. Tais dados são essenciais para as análises do ambiente atual, pois permitem o planejamento e manejo de áreas em seus aspectos físicos e humanos, além de recompor a história do planeta e suas transformações.

As evidências paleoambientais são diversas e capazes de inferir dados de acordo com sua resolução, sendo necessária uma análise *multiproxy* para a compreensão das dinâmicas e paisagem de uma determinada área e/ou localidade pretérita. Os ambientes brasileiros ainda são pouco estudados através de bioindicadores, como as biomineralizações de sílica (fitólitos, espículas de esponjas e diatomáceas), os quais são capazes de se preservar bem e por muito tempo, mesmo em condições aeróbicas, como solos e sedimentos.

Um desses ambientes é a Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) que se estende das proximidades de Ouro Preto (MG) até a Chapada Diamantina (BA) (AUGUSTIN *et al.*, 2014). É uma área onde ocorrem afloramentos quartizíticos, que formam um conjunto de serras intercaladas por superfícies de aplainamento relativamente planas e arenosas (SAADI, 1995) associadas a um clima tropical de altitude, a importantes nascentes e uma vegetação preservada.

As características ambientais existentes na SdEM, permitem o desenvolvimento de turfeiras, ou seja, ambientes de transição entre um meio terrestre e aquático que, além de serem importantes reservatórios de água e carbono, se destacam como testemunho de mudanças paleoambientais (BEHLING, 1995; HORAK, 2009; HORAK *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2013a, 2013b), tais como alterações da vegetação e do clima durante o Quaternário.

O Parque Estadual do Rio Preto (PERP) é uma importante Área de Proteção Ambiental na SdEM, que tem como finalidade proteger nascentes que compõem a bacia do rio Araçuaí, afluente do rio Jequitinhonha. A turfeira rio Preto (TRP), nas cabeceiras do rio Preto, é um ambiente promissor para estudos paleoambientais, sendo preservada pelo Decreto nº 35.611 (MINAS GERAIS, 1994) e não possuindo atividades e/ou usos do espaço que possam alterar a paisagem.

O presente trabalho tem como objetivo reconstituir o paleoambiente da região das cabeceiras do rio Preto, na Serra do Espinhaço Meridional, utilizando estudos de biomineralizações de sílica (fitólitos e espículas de esponjas) associados a outros indicadores (*multiproxy*). Para tal, a pesquisa pretende: a) classificar e quantificar os tipos de biomineralizações de sílica observados nos

sedimentos da turfeira; b) inferir possíveis variações na paleovegetação e paleoclimas; c) estabelecer um panorama das variações climáticas a partir dos índices fitolíticos; d) estabelecer uma cronologia, associando os resultados obtidos das biomineralizações de sílica e as datações por Carbono 14-AMS; e e) relacionar os resultados obtidos com outros trabalhos já realizados na turfeira rio Preto.

As biomineralizações de sílica ocorrem a partir da formação de complexos sólidos orgânicos e inorgânicos em sistemas biológicos denominados biominerais, nos quais exercem funções vitais em muitos organismos (CARNEY *et al.*, 2007). Alguns biominerais, como o de sílica biogênica, pertencem a um grupo de importantes indicadores ambientais e possuem uma boa conservação ao longo do tempo, além possuir um menor potencial para migrar e se decompor em solos e sedimentos comparados a outros bioindicadores (PIPERNO, 1988).

Os fitólitos são partículas microscópicas de opala biogênica, com tamanhos na fração silte (60-100µm), que são formados através da precipitação de sílica amorfa oriunda da solução de ácido silícico [Si (OH)4], entre e no interior das células de plantas vivas (PIPERNO, 1985). Esse processo, decorrente da biomineralização de sílica amorfa, é realizado pelas plantas, por mediação da matriz orgânica (PIPERNO, 1988; COE e OSTERRIETH, 2014). O processo de evapotranspiração realizado pelas plantas permite que a solução de ácido silício presente nas células vegetais se polimerize (PIPERNO, 2006), assim gerando os fitólitos em diversas partes das plantas.

Através da identificação e quantificação dos morfotipos de fitólitos existentes no solo/sedimento é possível calcular índices que permitem inferir parâmetros bioclimáticos de um ambiente, como: densidade de cobertura arbórea (D/P); aridez (iph%); estresse hídrico (Bi%); adaptação da vegetação em relação ao clima (Ic%); e a densidade de cobertura de palmeiras (Pa/P) (COE *et al.,* 2014).

Os fitólitos têm se mostrado um indicador promissor para a reconstituição paleoambiental nos ambientes brasileiros, com aplicações na Arqueobotânica, Arqueologia, Geomorfologia e outras áreas do conhecimento. Diversos trabalhos foram desenvolvidos utilizando o indicador, por exemplo Coe (2009); Barros *et al.* (2016); Coe *et al.* (2017); Chueng *et al.* (2018); entre outros.

As espículas de esponja são esqueletos de organismos aquáticos do Filo Porífera que podem habitar águas oceânicas ou águas doces em condições naturais (VOLKMER-RIBEIRO e PAULS, 2000). A distribuição das espécies de esponja é diretamente associada a um tipo de ambiente e ao substrato disponível, onde sazonalmente as gêmulas se desagregam, de modo que a parte orgânica é rapidamente decomposta, liberando as espículas silicosas (FROST, 1991), que são utilizadas para estudos paleoambientais.

Os estudos das biomineralizações de sílica, quando associados a outros indicadores numa análise *multiproxy*, são úteis para interpretação dos paleoambientes, sobretudo no período mais recente, o Quaternário, e, apesar de ainda serem poucos, são fundamentais para compreensão da natureza e suas dinâmicas.

2. Área de estudo

A área de estudo, nas cabeceiras do Rio Preto, abrange a turfeira do rio Preto (TRP) **(Figura 1)**, localizada nas dependências do Parque Estadual do Rio Preto (PERP), entre os municípios de São Gonçalo do Rio Preto e Felício dos Santos, MG, borda leste da SdEM. O PERP foi decretado Área de Proteção Permanente pelo Decreto nº 35.611 com a finalidade de proteger as nascentes da área (MINAS GERAIS, 1994), delimitando uma área de 12184ha, nos quais 20ha são ocupados pela TRP, com uma altitude máxima de 1.800m (Pico do Sol) e mínima de 700m (BISPO, 2013; MORAES, 2014; BISPO *et al.*, 2016; COSTA, 2018).

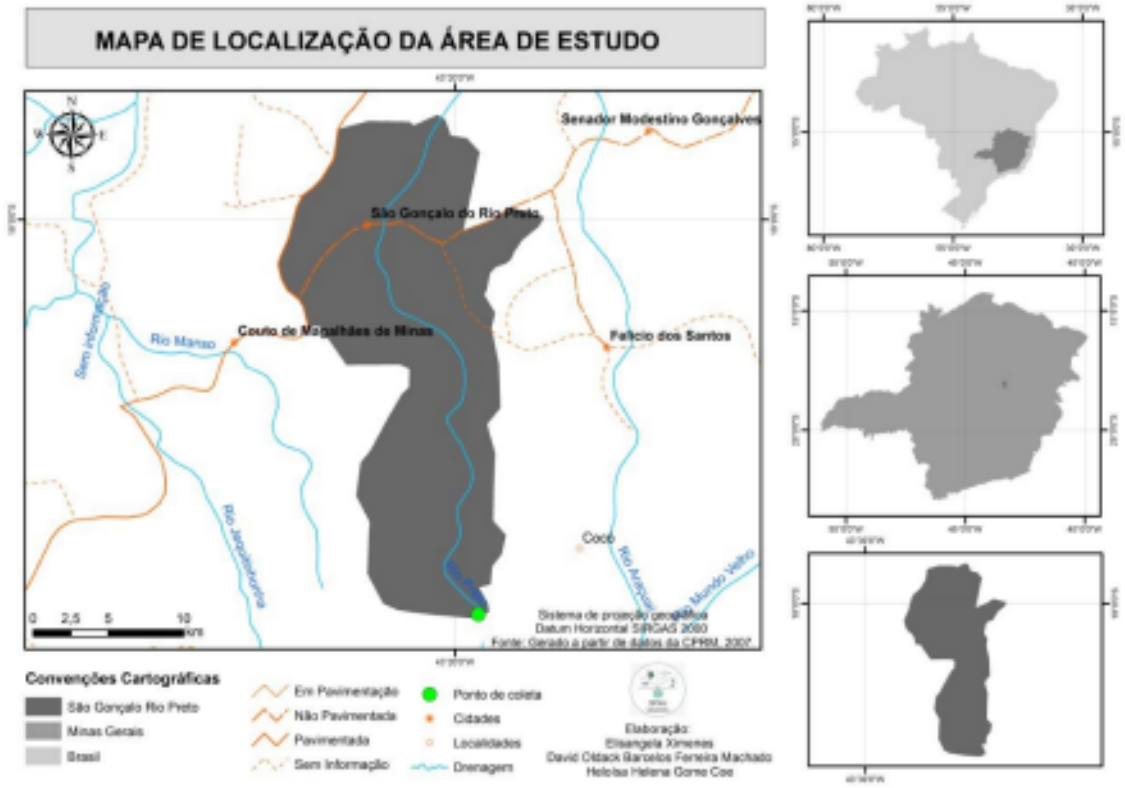


FIGURA 1: Localização da área de estudo com destaque para o ponto de coleta

A litologia é predominantemente quartizítica, com contribuição de filitos e filitos hematílicos, com o relevo disposto através de colinas intercaladas e entremeadas por pequenas depressões. Os solos são predominantemente Neossolos litólicos, com ocorrência pontual de afloramentos rochosos, Cambissolos, Latossolos, Neossolos e Organossolos (SILVA *et al.*, 2005; EMBRAPA, 2013; MORAIS, 2014; COSTA, 2018).

O clima predominante na TRP é o tropical de altitude, tendo como principal característica o inverno seco e verão ameno, com médias anuais de 16,2ºC de temperatura e 1191 mm de pluviosidade, conforme os dados fornecidos pela estação meteorológica automatizada da Universidade Federal dos Vales Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM) entre julho de 2016 e julho de

2017 (COSTA, 2018).

O rio Preto situa-se no alto curso do rio Araçuaí, que drena a área de 12273Km^2, sendo um dos cursos d'água perenes da região semiárida do nordeste de Minas Gerais e responsável pelo abastecimento de 25 municípios da região, sendo essencial para as dinâmicas socioambientais existentes (BISPO *et al.*, 2016; PORTAL DOS COMITÊS DE BACIA – MG, 2013).

O bioma presente na localidade é o Cerrado, que apresenta formações vegetais características como: as **Campestres**, denominadas de Campo Limpo Úmido, Campo Rupestre e Campo Limpo Seco; as **Savânicas**, tituladas de Cerrado Sentido Restrito, Cerrado Típico, Cerrado Ralo e Cerrado Rupestre; além de formações **Florestais**, representadas pela presença de Floresta Estacionária Semidecidual, Floresta Montana e Floresta Montana Úmida (SILVA, 2004; MENDONÇA FILHO, 2005; MORAIS, 2014; COSTA, 2018).

Barros *et al.* (2011) a partir da análise de diversos estudos paleoambientais no bioma, distinguiram 8 possíveis cenários paleoclimáticos para o Cerrado nos últimos 50ka:

• **Cenário 1:** considera um clima mais frio e seco que o atual em 50ka AP, apontado por Ledru *et al.* (1996) e Behling e Lichte (1997) na região central de Minas Gerais;

• **Cenário 2:** considera um período de maior umidade e espécies associadas a um clima frio e a um clima quente no período de 40 a 27ka AP, apontados por Oliveira (1992) na

Serra Negra (MG);

• **Cenário 3:** indica um período mais seco e frio que o atual no período de 27 a 19ka AP, apontados por Behling e Lichte (1997) e Behling (2002);

• **Cenário 4:** considera o aumento gradual da umidade em temperatura relativamente mais baixa que a atual no período de 16 a 11ka AP, apontados por Ledru (1993) e

Ledru *et al.* (1996);

• **Cenário 5:** indica um clima mais seco e frio que o atual, na passagem do Pleistoceno Superior para o Holoceno, sendo relacionada ao *Younger Dryas* por Ledru (1993) e também apontada por Behling (1995, 2002), Rodrigues-Filho *et al.* (2002) e Enters *et al.*

(2010);

• **Cenário 6:** indica um período mais úmido que o anterior entre 9,5 e 8,5ka AP, apontados por Behling (1995, 2002), Ledru (1993) e Rodrigues-Filho *et al*. (2002);

• **Cenário 7:** indica um período mais seco que o anterior entre 8,5 e 5,5ka AP, apontados por Ledru (1993), Behling (1995, 2003), Ledru *et al.* (1996), Parizzi *et al.* (1998) e Turcq

et al. (2002);

• **Cenário 8:** indica um período mais úmido, porém como uma redução gradual de umidade e o aumento na temperatura nos últimos 5ka, conforme estudos de Ledru (1993), Ledru *et al.* (1996), Silva *et al*. (2004), Chueng (2012, 2016), entre outros.

O conjunto das particularidades ambientais existentes na área nas nascentes permitiu a formação da turfeira rio Preto: a mesma se encontra agregada à nascente a 1593m de altitude, sendo uma área de deposição de sedimentos, com solos de espessura moderada (maiores que 3m) e baixa permeabilidade, devido à saturação, apresentando, também, baixo teor de nutrientes, pH ácido, elevada capacidade de troca catiônica (CTC), percentual de Carbono Orgânico Total (COT%) que varia entre 36,23 a 01,00%, com predomínio das frações de areia (SILVA, 2004; COSTA 2018).

3. Metodologia

O estudo seguiu várias etapas, começando pela revisão bibliográfica sobre a área de estudos (litologia, relevo, solos, clima, hidrologia e vegetação), biomineralizações, turfeiras, estudos paleoambientais do cerrado e Quaternário. Em seguida foram realizados trabalhos de campo para reconhecimento e coleta de materiais, caracterização e seleção de amostras; extração das biomineralizações de sílica em laboratório; microscopia ótica para contagem e identificação das biomineralizações; cálculos de índices fitolíticos; e integração/discussão dos resultados obtidos com as outras análises realizadas no mesmo local, relacionando-os a outros estudos regionais e eventos globais do Quaternário.

Foram realizados 2 trabalhos de campo, sendo um de reconhecimento de área e outro para coleta de materiais na TRP por meio de vibrotestemunhador, seguindo toda metodologia necessária para coleta, transporte e armazenamento dos materiais. A abertura do testemunho foi realizada no Laboratório Integrado de Pesquisa Multiusuário dos Vales Jequitinhonha e Mucuri (LIPEMVALE) e a caracterização das amostras seguiu conforme o manual da EMBRAPA (2013) (COSTA, 2018).

Após as descrições e caracterizações, as amostras foram coletadas de 5 em 5cm e encaminhadas para as análises realizadas por Costa (2018) e parte do material foi cedido para a análise das biomineralizações de sílica, onde foram selecionadas amostras de 20 em 20cm, totalizando 21 amostras (de 0 a 385cm de profundidade), considerando também a presença de bolsões de água e a quantidade de material disponível.

TABELA 1

Caracterização das amostras

Amostra	Profundidade (cm)	Carbono Orgânico Total (COT%)	Observações
TRP 01	0 -15	35,23	Material orgânico com presença de raízes finas e médias abundantes e pouca areia fina.
TRP 02	20 – 25	28,98	Material orgânico pastoso, pouca presença areia fina, poucas raízes finas, médias e grossas
TRP 03	40 – 45		
TRP 04	60 – 65		
TRP 05	80 – 85		
TRP 06	100 – 105		
TRP 07	120 – 125	22,23	Material orgânico pastoso, presença areia fina comum, poucas raízes finas, médias e grossas
TRP 08	140 - 145		
TRP 09	160 – 165		
TRP 10	180 – 185		
TRP 11	200 – 205		
TRP 12	220 – 225		
TRP 13	230 – 235	12,20	Material orgânico com presença de muita areia fina e muito fina, raízes grossas comuns e poucas raízes finas e médias.
TRP 14	250 – 255		
TRP 15	270 – 275	04,80	Material mineral com predomínio de areia fina e média associada ao material orgânico. Poucas raízes finas e médias.
TRP 16	290 – 295	01,00	Material mineral com predomínio de areia fina e média, ausência de raízes.
TRP 17	310 – 315	01,10	Material mineral com predomínio de areia média e fina, ausência de raízes.
TRP 18	330 – 335	01,18	Material mineral com predomínio de areia grossa e muito grossa. Ausência de raízes.
TRP 19	350 – 355	06,63	Material mineral siltoso associado ao material orgânico. Predomínio de raízes grossas.
TRP 20	370 – 375	7,19	Material mineral siltoso associado ao material orgânico. Ausência de raízes.
TRP 21	380 - 385		

Fonte: Adaptado de COSTA, 2018.

Conforme o caracterizado por Costa (2018), a descrição das amostras encaminhadas para a análise de biomineralizações é apresentada na **Tabela 1**.

A extração das biomineralizações de sílica foi realizada nos laboratórios do Departamento de Geografia da Faculdade de Formação de Professores da UERJ (UERJ-FFP) e no laboratório de Sedimentologia da UFF (LAGEMAR), onde foi realizada a separação de 5g de solo seco peinerado a 2mm, seguida pela eliminação dos carbonatos utilizando ácido clorídrico (HCL); da oxidação da matéria orgânica através de uma solução de ácido sulfúrico (H2SO4) com ácido nítrico (HNO3) e peróxido de hidrogênio (H2O2) a 30%; do processo de clareamento do material utilizando hipoclorito de sódio (NaClO) a 6%; da remoção de óxidos de ferro, utilizando citrato de sódio (Na3C6H5O7) e ditionito de sódio (Na2S2O4); da remoção da fração argila por decantação, utilizando hexametafosfato [(NaPO3)6] e EDTA (C10H16N2O8); da peineragem do material restante a 250µm para selecionar as frações mais finas.

Após realizado o processo de extração das biomineralizações, tomou-se uma alíquota do material a partir da pipetagem com um volume fixo de 25µl para a confecção de lâminas temporárias, com glicerina, e permanentes, utilizando a resina Entellan®.

A identificação e quantificação dos morfotipos de fitólitos e espículas de esponjas foi realizada em um microscópio óptico com o aumento de 500x a 630x. Em cada amostra selecionada foi realizada uma contagem de no mínimo 200 fitólitos classificáveis (que permitem identificar seu morfotipo), seguindo a nomenclatura estabelecida pelo ICPN 1.0 (MADELLA *et al.*, 2005), bem como a quantificação de espículas de esponjas do tipo megaesclera.

A observação dos fitólitos ao microscópio permitiu estimar a frequência relativa dos distintos mofotipos; analisar o grau de alteração dos fitólitos (classificáveis/não classificáveis); calcular os índices fitolíticos, que permitem inferir parâmetros de vegetação como densidade de cobertura arbórea (D/P), estresse hídrico (Bi%), adaptação da vegetação em relação ao clima (Ic%) e densidade de cobertura de palmeiras (Pa/P).

A integração dos resultados considerou os dados locais de litologia, relevo, solo, clima, hidrologia e vegetação; as análises polínicas, isotópicas, geoquímicas e datações por 14C-AMS realizadas por Costa (2018) nas mesmas amostras; os cenários paleoambientais existentes no Cerrado identificados por Barros *et al.* (2011) e estudos com fitólitos realizados na área da SdEM como apontado nos artigos de Luz *et al.* (2014) e Aguiar *et al.* (2018) na área do Cerrado; eventos globais conhecidos como o LGM (*Last Maximum Glacial*) e *Younger Dryas* apontados por Suguio (2010).

4. Resultados e discussões

As análises das biomineralizações na TRP permitiram constatar a presença de fitólitos e de espículas de esponjas e o cálculo de 4 índices fitolíticos (D/P, Bi%, IC% e Pa/P) para inferências sobre dados bioclimáticos (FIGURA 2).

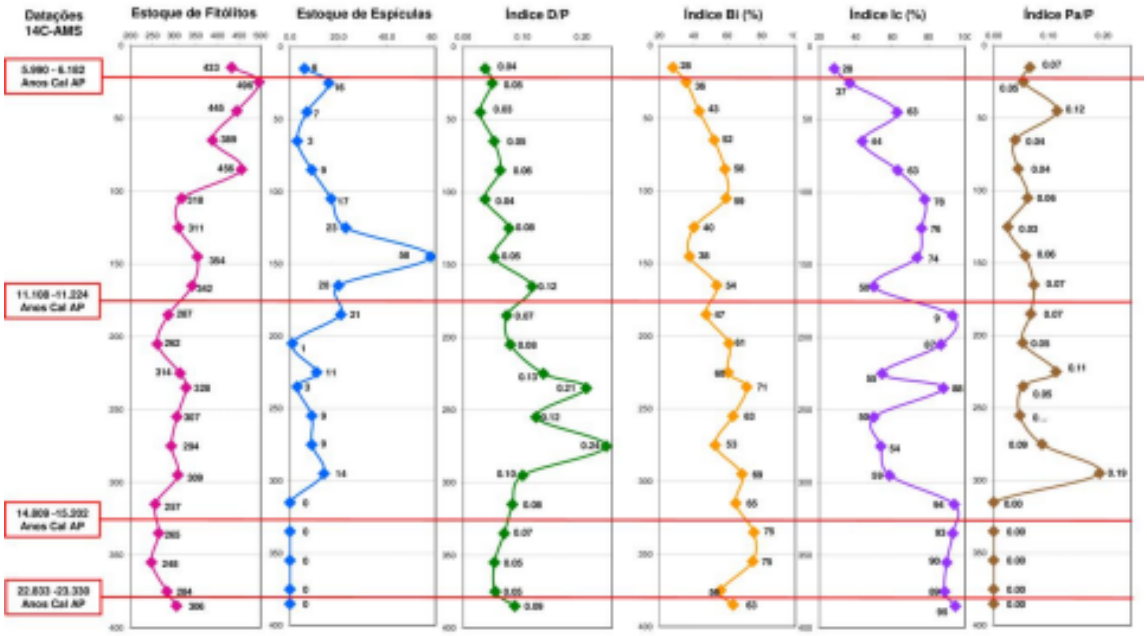


FIGURA 2: Resultados das biomineralizações na TRP. Fonte: Machado, 2019.

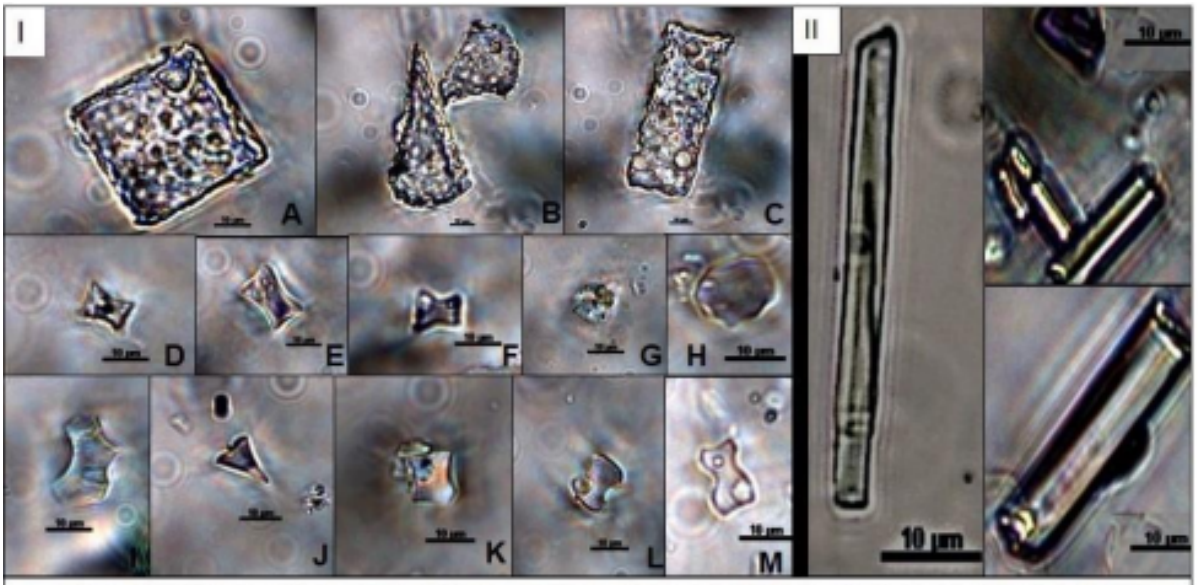
O estoque de fitólitos **(FIGURA 2)** segue os padrões observados normalmente em solos/sedimentos, com a diminuição gradual da quantidade total e da proporção de fitólitos classificáveis conforme o aumento da profundidade. Resultados similares foram encontrados em outros trabalhos utilizando o indicador em outras áreas do Brasil, como: Coe (2009), Chueng (2012, 2016), Coe *et al*. (2012,2017), etc.

Os maiores estoques, acima de 400 fitólitos, foram encontrados nas amostras relativamente mais recentes: TRP 01, TRP 02, TRP 03 e TRP 05, as quais possuem características granulométricas e carbono orgânico total elevado (COT), o que contribui para a melhor preservação dos fitólitos. Já os menores estoques, abaixo de 305, foram encontrados nas amostras mais profundas TRP 17, TRP 18, TRP 19, TRP 20 e TRP 21, onde há o predomínio de sedimentos mais grossos e aumento do fator tempo; entretanto, mesmo nessas profundidades, verifica-se que há uma excelente conservação dos corpos silicosos. Quanto à proporção de fitólitos classificáveis, observou-se que em todas as amostras os fitólitos se encontram bem preservados, com máximas de 88% de classificáveis e mínima de 67%.

São observadas espículas de esponja do tipo megaescleras (FIGURAS 2 e 3) a partir de 295 cm de profundidade até a superfície, variando de apenas 1 (TRP 11) a 58 na TRP 08, o que indica que em todo esse período havia permanência de água na área por tempo e qualidade relevantes para a presença de esponjas.

Os valores acima de 20 espículas, incluindo o máximo de 58, ocorrem nas profundidades entre 185 e 120 cm. O fato pode estar relacionado à existência de um bolsão de água na profundidade de 170 a 175 cm e, também, à composição granulométrica e a maior concentração de COT (superior a 20%) (COSTA, 2018).

A ausência de espículas nas profundidades abaixo de 310 cm pode estar associada às condições de instabilidade da turfeira com episódios de erosão detectados pelas análises geoquímicas de Costa (2018). Outra hipótese a se considerar é a retração da nascente ou a possível mudança no traçado do rio Preto nesse período em relação ao ponto de coleta. **FIGURA 3:** Morfotipos de fitólitos e espículas de esponja do tipo megaesclera,



I – Fitólitos: A) *Bulliform parallelepipedal*, B) *Bulliforms cuneiforms*, C) *Elongate* D,E,F) *Rondel*, G) *Globular Granulate*, H) *Globular echinate*, I) *Collapsed saddle*, J) *Acicular*, K) *Trapeziform*, L) *Bilobate*, M) *Cross*.
II – Fragmentos de espículas de esponjas do tipo megaescleras.

FONTE: Machado, 2019.

Quando aos fitólitos, foram encontrados no total 14 morfotipos, 11 relacionados à família Poaceae (*Bulliform Parallelepipedal; Bulliform Cuneiform; Elongate Echinate Both side; Elongate Psilate; Saddle; Polylobate; Acicular; Rondel; Bilobate; Trapeziform* e *Collapsed Saddle,*), sendo o *Collapsed Saddle* característico da subfamília Bambusoideae; 2 tipos relacionados às dicotiledôneas lenhosas (*Globular Psilate* e *Globular Granulate*) e um tipo característico da família Arecaceae (*Globular Echinate)* (FIGURA 3).

Os morfotipos se distribuem da seguinte forma: A) *Bulliform* (*Cuneiform* e *Parallelepipedal*) com uma variação de 17% a 49%; B) *Short-Cells* (*Saddle, Polylobate, Acicular, Rondel, Bilobate* e *Trapeziform*), com mínimo de 19,1% e máximo de 44,3%; C) *Elongate (Echinate Both side* e *Psilate)*, variando entre 5,8% e 24,6%; D) *Globular* (*Psilate* e *Granulate)*, oscilando entre 5,7% a 23,3%; E) *Globular Echinate*, com valores mínimos de 0% e máximos de 12,3%; F) *Collapsed Saddle*, com um mínimo de 0% máximo de 5%.

As variações das proporções dos morfotipos entre as profundidades podem ter ocorrido em consequência das características dos sedimentos (granulometria e total de COT) e do tempo de deposição, já que alguns são mais robustos (*Bulliform*, *Elongate*) e, portanto, mais resistentes ao intemperismo, enquanto que os mais frágeis, como os *short-cells*, se preservam menos em material muito antigo ou em áreas sujeitas a processos erosivos muito intensos.

O predomínio dos tipos *Bulliform* indica a presença de Poaceae, característica das formações vegetais da região, de campos rupestres (CR) e campos limpos úmidos (CLU). Além disso, esses morfotipos são relacionados ao estresse hídrico, característico do clima do cerrado, e se conservam melhor em áreas sujeitas a processos erosivos intensos.

Os fitólitos produzidos nas *short-cells* de gramíneas e ciperáceas apresentaram a segunda maior representação entre os morfotipos, e também são bem representados nos trabalhos realizados em áreas do Cerrado, onde há predomínio de vegetação de CR, considerando, também, fatores como as frações granulomé-

tricas inferiores a 250µm (silte e argila), a matéria orgânica no solo e o tempo de deposição.

A presença do *Collapsed Saddle*, associado às espécies da subfamília Bambusoideae, está concentrada principalmente na profundidade de 165 a 0 cm. Espécies dessa subfamília são observadas nas formações do CLU, nos arredores da nascente do rio Preto, sendo possível inferir que esses morfotipos sejam provenientes dessa área.

Quanto à presença do tipo *Globular Echinate* da profundidade de 310 cm até 0 cm, também foram observadas espécies da família Arecaceae em campo. Nos registros polínicos de Costa (2018) no mesmo material, foram encontrados acima de 200 cm registros da espécie *Spathiphyllum*.

Os morfotipos encontrados correspondem aos mesmos padrões da vegetação atual, de predomínio dos CR associados aos CLU e às florestas estacionais semideciduais (FES). Não houve mudanças no tipo de vegetação entre as camadas analisadas, mas algumas diferenças

entre a quantidade de fitólitos associados às gramíneas e às lenhosas indicam que houve episódios de expansão e retração das formações vegetacionais ao longo do tempo.

A densidade arbórea é sempre baixa, variando entre 0,03 e 0,24 (FIGURA 2), indicando uma vegetação aberta, o que reforça a hipótese de que a cobertura vegetal era similar à atual, composta por CR associados a FES e CLU. Os maiores valores de cobertura arbórea são de cerca de 0,20, para a TRP 13 (235 a 230 cm) e a TRP 15 (275 a 270 cm) com índices de 0,21 e 0,24, respectivamente. O aumento do índice nessas camadas sugere alguns episódios de expansão da densidade arbórea, que pode estar associada à FES existente naquela época. Os menores valores de densidade, próximos a 0,03, encontram-se nas amostras superficiais de TRP 01 (15 a 0 cm), TRP 03 (45 a 40cm) e TRP 06 (105 a 100 cm), indicando o momento com maior representatividade, em relação aos outros, do CR. A maior parte dos valores de densidade arbórea está em torno de 0,10 e se agrupam principalmente no intervalo de 225 a 120 cm e 385 a 290 cm, indicando o mesmo tipo de vegetação, porém com oscilação da densidade arbórea. Essas variações também foram detectadas em estudos utilizando outros indicadores da paleovegetação, tais como os sinais isotópicos e polínicos de Costa (2018). Vale ressaltar que índices D/P similares aos da TRP foram encontrados em outras áreas da SdEM, como no trabalho de Chueng *et al*. (2018), nas áreas de Chapadinha, Guinda e Morrinhos, com valores de D/P entre 0,06 a 0,29 e os calculados para outras áreas do cerrado em Minas de Gerais, como em Augustin *et al.* (2014), Rocha (2014) e Seixas (2015).

O estresse hídrico variou de um máximo de 75% (TRP 19) a um mínimo de 28% (TRP 01) (FIGURA 2), indicando que o estresse hídrico é moderado a baixo, com oscilações que tendem à diminuição gradual na direção da superfície a partir da profundidade de 105 a 0 cm, sugerindo o aumento da umidade no ambiente até o momento atual. Índices com as mesmas tendências foram encontrados em outras áreas da SdEM por: Rocha (2014) no Córrego dos Pereiras (MG) e Chueng (2016), na área de Morrinhos (MG). Os dados polínicos de Costa (2018) também apresentaram uma tendência de aumento da umidade nas amostras acima de 45 cm.

O índice de adaptação da vegetação em relação ao clima (FIGURA 2) possuí o valor mais elevado (95%) na amostra mais profunda (TRP 21 - 385 a 380 cm) e o mínimo de 28% na mais superficial (TRP 01 - 15 a 0 cm). O intervalo de 385 a 310 cm representa um período com os maiores valores de índice Ic%, indicando que o clima fosse mais frio que o atual. No intervalo de 295 a 220 cm

observa-se uma oscilação que tende ao aumento gradual de temperatura, com a redução do Ic%. Entre as profundidades de 205 a 180 cm verifica-se um episódio mais frio que o anterior e o posterior. Por fim, de 160 a 0cm continua o aumento gradual da temperatura até as condições atuais. Os estudos de palinomorfos e isotópicos realizados por Costa (2018) indicam que na profundidade de 371 a 272 cm ocorre um clima mais frio que, gradualmente, vai se tornando mais quente das profundidades de 272 cm até 0 cm.

A densidade de palmeiras foi baixa em todas as amostras, corroborando os resultados obtidos pelo índice D/P, de predomínio de vegetação mais aberta. Há ausência de fitólitos de palmeiras até a profundidade de 310 cm (FIGURA 2). O valor máximo do índice Pa/P (0,19) foi encontrado na amostra TRP 16 (295 a 290cm) e corresponde ao início do crescimento gradual de cobertura arbórea verificado pelo índice D/P. Esses valores são similares aos encontrados por Lucena (2014) nas cabeceiras do rio Peruaçu. A ausência do morfotipo *Globular Echinate* nas profundidades de 385 a 310 cm pode estar relacionada com o fato de que esse momento fosse mais frio que o posterior, impossibilitando o desenvolvimento de espécies adaptadas a um clima mais quente. A variação do Pa/P nos intervalos onde há representação do índice (de 295 a 0 cm) é correspondente aos níveis polínicos de Costa (2018), que registraram a ocorrência das espécies *Syngonium* e *Spathiphyllum* oscilando também dentro desse intervalo.

Agrupando-se as similaridades dos dados sobre quantificação dos fitólitos; quantificação de espículas de esponjas; amplitude da variação dos índices fitolíticos; cronologia estabelecida pelas datações absolutas realizadas; e comparação com eventos de escala local, regional e global, foi possível inferir as condições paleoambientais de 4 períodos distintos (FIGURA 4).

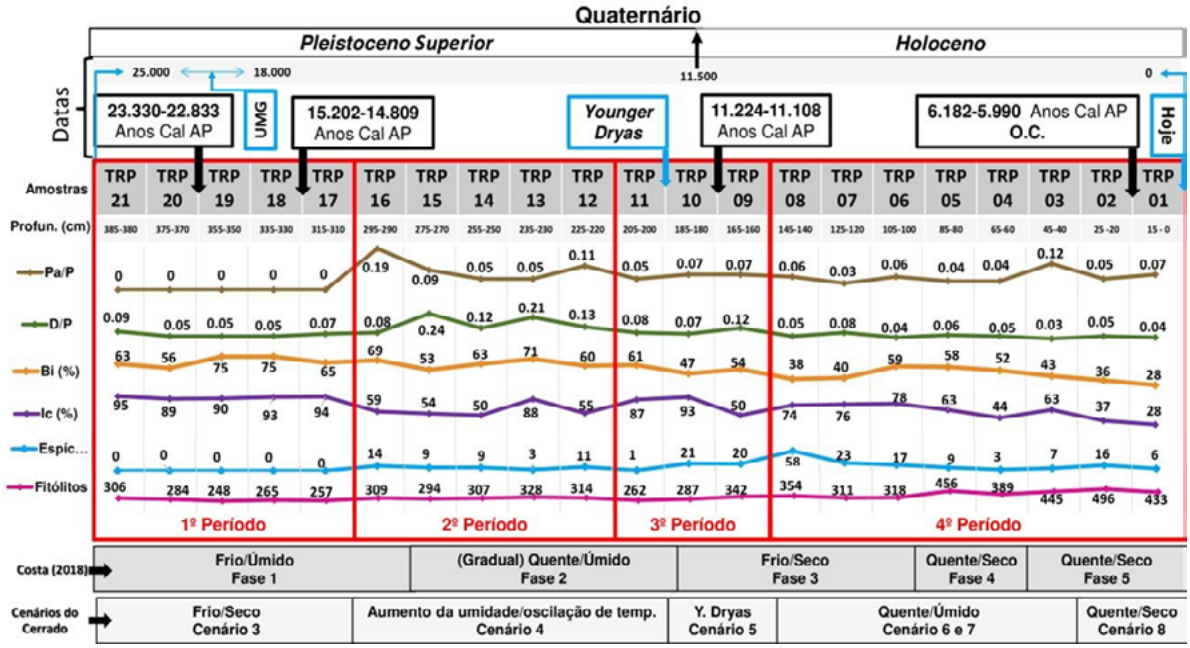


FIGURA 4: Síntese dos resultados e períodos delimitados. Fonte: Machado, 2019.

O **1º Período** compreende o intervalo entre 25 e 14ka AP (Pleistoceno Superior), sendo representado pelas amostras TRP 21 a TRP 17 (profundidades de 385 a 310cm): o baixo índice D/P demostra que não ocorreu mudança no tipo de vegetação; há ausência de palmeiras, plantas associadas a uma clima mais quente, o que é corroborado pelos valores máximos do Ic%, sendo

este o período mais frio encontrado nos resultados; a ausência de espículas de esponjas sugere um ambiente mais seco, o que também é inferido pelo Bi% moderado nessa fase; o elevado

estoque de fitólitos indica a excelente conservação das biomineralizações nos ambientes de turfeiras.

Durante esse período ocorria o Último Máximo Glacial (UGM) da glaciação Würm (entre 25 e 18 ka AP), quando os eventos globais indicavam um clima mais frio que o atual. O cenário 3 do histórico paleoambiental do Cerrado (27 a 19ka AP) indica um clima mais seco e frio. Os dados geoquímicos, isotópicos e palinomorfos de Costa (2018) para a TRP em sua primeira fase (entre 23 e 13,5 ka) apontam características de um clima mais frio que o atual para a região e instabilidade na área da turfeira (episódios de erosão).

O **2º Período** representa o intervalo entre 14 e 12ka AP (final do Pleistoceno), representado pelas amostras TRP 16 a TRP 12 (profundidades de 310 a 220 cm). Os dados indicam que a tendência geral do período é de aumento da temperatura em relação ao anterior, com um episódio mais frio na TRP 13 (Ic 88%); o aparecimento de fitólitos de Arecaceae,

associados à queda do índice Ic%, indicam o aumento da temperatura em relação à fase anterior. O aumento do índice D/P indica uma pequena expansão da vegetação arbórea, embora ainda com o predomínio de vegetação aberta. O aparecimento de espículas de esponjas, indicando que havia permanência de água, o que é corroborado por um índice Bi% moderado, sugere um ambiente pouco mais úmido que o anterior.

Durante esse período, que é posterior ao UMG, há uma tendência de aumento gradual da temperatura até o Holoceno, marcado pelo final da Glaciação Würm e a entrada num período interglacial. O cenário 4 do Cerrado aponta que, no intervalo anterior ao Holoceno, há o aumento gradual da umidade e oscilações da temperatura, como o que foi observado pelo aumento do Ic% na TRP 13. Os estudos de Costa (2018) na TRP apontam uma fase de aumento gradual de temperatura e uma redução da umidade no período de 13,5 a 11ka AP.

O **3º Período** compreende o intervalo entre 12 e 10ka AP (transição do Pleistoceno para o Holoceno), abrangendo as amostras TRP 11 a TRP 09 (profundidades de 220 a 160 cm). Foi inferido pelo aumento do índice Ic% um período um pouco mais frio e seco que o anterior, associado à estabilidade no tipo de vegetação, com oscilações da densidade de cobertura arbórea e a tendência de redução gradual do estresse hídrico.

Esse período compreende o evento *Younger Dryas*, que foi mais seco e frio que o atual e teve influência em escala global. O cenário 5 do Cerrado, que indica um momento mais seco em algumas áreas do bioma, é corroborado pelos dados globais. Os resultados de Costa (2018) apontam que o período era ligeiramente mais seco e quente que o anterior, entretanto as análises palinológicas não apontaram a diminuição de temperatura durante o evento de *Younger Dryas.*

O **4º Período** se refere aos últimos 10ka AP (Holoceno), abrangendo as amostras TRP 8 a TRP 1 (profundidades de 160 a 0 cm). Os dados indicam que não houve mudança no tipo de

vegetação, os índices D/P e Pa/P permanecem baixos; ocorre a tendência de aumento gradual da temperatura, verificada pela diminuição do índice Ic%, e de diminuição do estresse hídrico. O período compreende o interglacial, que tente ao aumento da temperatura em escala global e ao Ótimo Climático do Holoceno

(6ka AP). No Cerrado ocorrem os cenários 6, 7 e 8, com tendência de aumento gradual da temperatura e redução da umidade. Na TRP os dados palinológicos, isotópicos e geoquímicos de Costa (2018) apontam a tendência de aumento da umidade e da temperatura na segunda metade do Holoceno.

As relações obtidas indicam que, de maneira geral, durante pelo menos 25ka AP não houve mudança no tipo de vegetação, apenas oscilações da densidade de cobertura arbórea e de Arecaceae. O estresse hídrico é moderado em todo o período, mas apresenta tendência à diminuição gradual na direção da superfície, indicando um ambiente de menor variação da umidade. O índice climático aponta para a transição gradual de um clima mais frio na base do testemunho para um clima mais quente no presente.

5. Considerações finais

O propósito da pesquisa foi compreender a dinâmica e evolução da paisagem nas cabeceiras do rio Preto, Minas Gerais, através das oscilações paleoclimáticas às quais a vegetação esteve sujeita durante o Quaternário e contribuir para o histórico paleoambiental do Cerrado.

As biomineralizações de sílica foram utilizadas como indicador em amostras foram coletadas em uma turfeira, ambiente promissor para estudos paleoambientais por possuirem fatores como acúmulo de matéria orgânica e baixa oxidação, entre outros, que permitem a preservação de bioindicadores, mesmo em camadas profundas, e resultaram em um excelente estado de conservação dos corpos silicosos.

As biomineralizações de sílica foram associadas a outros indicadores (análise *multiproxy)* e aos eventos regionais e globais ocorridos no Quaternário, indicando que nos últimos 25.000 anos não houve mudanças no tipo de vegetação, mas ocorreram episódios de pequena expansão e retração da densidade de cobertura arbórea, além de constatar uma tendência gradual do aumento da temperatura e umidade na segunda metade do Holoceno.

Em síntese, a comparação dos resultados obtidos das biomineralizações de sílica com os dados polínicos, isotópicos e geoquímicos de Costa (2018) na turfeira do rio Preto apontou as mesmas tendências paleoclimáticas e vegetacionais, salvo discrepâncias decorrentes de cada *proxy*. Quando associados a estudos de paleovegetação na área do Cerrado para reconstituição no cenário regional, algumas diferenças foram encontradas. Este fato pode estar ligado a fatores locais como relevo, variações de temperatura e pluviosidade etc., mas as principais tendências foram confirmadas. Com relação aos eventos climáticos de escala global, como o Último Máximo Glacial e o *Younger Dryas*, os dados adquiridos na pesquisa foram satisfatórios.

Os resultados foram promissores para pesquisas paleobiogeoclimáticas, as quais, apesar de ainda apresentarem lacunas, são fundamentais para compreensão da natureza e suas dinâmicas.

Agradecimentos

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio à pesquisa.

Aos orientadores Drª Heloisa Coe (UERJ/UFF), Drª Karina Chueng (UFF) e Dr. Alexandre Christofaro (UFVJM) pela orientação e apoio.

Referências

AGUIAR, A. E. X.; COE, H. H. G.; MADELLA, M.; CRUZ, M. L. B. O Uso Do Bioindicador Fitólito Em Estudos Ambientais E Arqueológicos No Brasil. **Geonordeste (UFS)**, v. 1, p. 80-104, 2019.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; COE, H. H. G.; CHUENG, K. F.; GOMES, J. G. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. **Géomorphologie** 4: 355-376. 2014.

BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C.; LIMA, L. S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário Tardio em Minas Gerais/ Sudeste do Brasil. **Soc. & Nat.**, ano 23 n. 3, p. 371 – 386, Uberlândia, set/dez. 2011.

BARROS, L.F.P.; COE, H.H.G.; SEIXAS, A.P.; MAGALHÃES, A.P.; MACARIO, K. C.B. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v.67, p.71 - 88, 2016.

BEHLING, H. A high-resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology,** Netherlands, v.14, p. 253-268, 1995.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19 – 27, 2002.

BEHLING, H.; LICHTE, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, p. 348 – 358, 1997.

BISPO, D. F. A. **Caracterização qualiquantitativa dos recursos hídricos e da dinâmica do carbono de turfeiras das cabeceiras do rio Araçuaí.** 2013. 146 p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2013.

BISPO, D.F.A.; SILVA, A.C.; CHRISTOFARO, C.; SILVA, M.L.N.; BARBOSA, M.S.; BARRAL, U.M. Characterization of Headwaters Peats of the rio Araçuaí, Minas Gerais State, Brazil. **Catena**. nº143, p. 18- 25, 2016

CARNEY, C. K., HAVRY S. R., SEWELL S. L., WRIGHT, D. W. Detoxification of Biominerals. **Topics in Current Chemistry**. 270: 155-158, 2007.

CHUENG, K. F. **Inferência da Cobertura Vegetal e das Condições Climáticas no Espinhaço Meridional, MG, durante o Quaternário através dos Indicadores Fitólitos e Isótopos de Carbono**. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia): Dep. Geografia UERJ/FFP, São Gonçalo, 180p, 2012.

CHUENG, K. F. **Reconstituição paleoclimática da geodinâmica quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono**. Dissertação (Mestrado em Dinâmica da Terra e dos Oceanos) - Universidade Federal Fluminense, Niterói - RJ, 179p, 2016.

CHUENG, K.F.; COE, H.H.G.; FAGUNDES, M.; VASCONCELOS, A.M.C.; e RICARDO, S.D.F. *Reconstituição Paleoambiental da Área Arqueológica de Serra Negra, Face Leste do Espinhaço Meridional (Minas Gerais), através da Análise de Fitólitos.* **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.11, nº7, p. 2260- 2275, 2018.

COE H.H.G.; CHUENG K.F.; GOMES J.G. Mudanças Possivelmente Antrópicas na Cobertura Vegetal na Região de Búzios, Rio de Janeiro, Identificadas Através de Análises de Fitólitos. **Rev. Tamoios**, 7(2):60-76. 2012.

COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M. **Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)**. New York**:** Nova Science Publishers, v.1. 280p, 2014.

COE, H.H.G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário.** Tese de Doutorado: UFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 301p. 2009.

COE, H.H.G.; SOUZA R.C.C.L.; DUARTE, M.R.; RICARDO, S.D.F.; MACHADO, D.O.B.F; MACARIO, K,C.D., SILVA, E.P. Characterisation of phytoliths from the stratigraphic layers of the sambaqui da Tarioba (Rio das Ostras, RJ, Brazil). **Flora**, v. 236-237,

p. 1-8, 2017.

COMITÊS DE BACIAS DE MG. *Bacia Hidrográfica do rio Aruaçuaí*. Disponível em: http://comites.igam.mg.gov.br/comites--estaduais-mg/jq2-cbh-do-rio-aracuai. Acesso em 01 de maio de 2019.

COSTA, C. R. **Reconstituição paleoambiental utilizando uma abordagem milti-proxy em um registro de turfeira tropical de montanha Minas Gerais, Brasil**. Dissertação (Mestrado em produção vegetal) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina - MG, 132p, 2018.

DIAS, J.; SANTOS, L. A paisagem e o geossistema como possibilidade de leitura da expressão do espaço sócio-ambiental rural. **Rev. Confins**, nº1, 2º semestre, 2007.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3ºEd. Brasilia: Embrapa Produção de Informação, Rio de Janeiro, 306p, 2013.

ENTERS, D.; BEHLING, H.; MAYR, C.; DUPONT, L.; ZOLITSCHKA, B. Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. **Journal of Paleolimnology**, v. 44, n. 1, p. 265-277, 2010.

FROST, T.M. Porifera. *In* THORPY. J.H.; COVICH, A.P. *(ed)* **Ecology and classification of north American freshwater invertebrates.** Academic Press, New York, p. 95-124, 1991.

HORÁK, I. **Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Serra do Espinhaço Meridional-MG**. 2009. 281 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

HORÁK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; SILVA, A. C.; PESSENDA, L. C. R. Pedological and isotopic relations of a highland tropical peatland, Mountain Range of the Espinhaço Meridional (Brazil). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 41-52, 2011.

LEDRU, M. P. Late Quaternary environmental and climate changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90-98, 1993.

LEDRU, M. P.; SOARES BRAGA, P. I.; SOUBIE'S, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.123, p.239 – 257, 1996.

LUCENA, U. P. **Reconstrução da paleovegetação e suas implicações para a dinâmica geomorfológica no Parque Estadual Veredas do Peruaçu, MG, através de indicadores fitolíticos**. Dissertação (Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais, 2014.

LUZ, D. L.; ZAVADOVSKI, C. E.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E. E. Estágio Atual do Conhecimento sobre Fitólitos no Brasil. **Terra e Didática**, v. 11, p. 1-13, 2014.

MACHADO, D.O.B.F. **Reconstituição paleoambiental da área das cabeceiras do rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através de biomineralizações de silica.** Trabalho de conclusão de curso (Monografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 101p., 2019.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International code for phytolith nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, v.96. 253-260p, 2005.

MENDONÇA FILHO. Vegetação. In: SILVA, A.C.; PEDREIRA, L.C.V.S.F.; ABREU, P.A.A. Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e ambientes. Belo Horizonte: **O Lutador**. p.121-135. 2005.

MINAS GERAIS. **Decreto nº35611, de 01 de junho de 1994**. Cria o Parque Estadual do Rio Preto e dá outras providências. Belo Horizonte, Minas Gerais, 1994.

MORAIS, M. F. **A realidade socioambiental imposta às comunidades locais pela criação e implementação dos Parques Estaduais do Biribiri e Rio Preto**. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte

- MG, 245p, 2014.

OLIVEIRA, P.E.A.M.; MOREIRA, A.G. Anemocoria em espécies de cerrado e mata de galeria. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 15, n. 2, p. 163-174. 1992.

PARIZZI, M.G.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; KOEHLER, C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, SE Brazil. **The Holocene**, 8, 3: 311-321. 1998.

PIPERNO, D. R. Phytolith analysis and tropical paleo-eology: Production and taxonomic significance of siliceous forms in new world plant domesticates and wild species. **Review of Palynology**, v.45, n. 3 – 4, 1985.

PIPERNO, D. R. **Phytolith Analysis: an archaelogical and geological perspective**. San Diego: Academic Press, 1988.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaelogists and paleoecologists**. New York: Altamira press, 2006.

ROCHA, A. P. **Reconstituição Paleobiogeoclimática da Depressão de Gouveia, Minas Gerais, durante o Pleistoceno Superior/ Holoceno, através da análise de fitólitos extraídos de Sedimentos de uma Voçoroca**.Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia): UERJ – FFP, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, São Gonçalo, 91 p., 2014.

RODRIGUES FILHO, S.; BEHLING, H.; IRION, G.; MÜLLER, G. Evidence for lake formation as a response to and inferred Holocene climatic transition in Brasil. **Quaternary Research**, v. 57, p. 131 – 137, 2002.

SAADI, A. A. Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, Belo Horizonte - MG, 3 (1), p. 41-63, 1995.

SEIXAS, A. P. **Reconstituição Paleobiogeoclimática de Registros Sedimentares Fluviais no quadrilátero ferrífero, minas gerais, através de análises fitolíticas e de isótopos de carbono**. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia): UERJ – FFP, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, São Gonçalo, 103 p., 2015.

SILVA, A. C. **Diagnóstico e avaliação pedológica para o plano de manejo do Parque Estadual do Rio Preto**. Diamantina, SEMAD/IEF, 34p. 2004.

SILVA, A. C. Solos. In: SILVA, A.C.; PEDREIRA, L. C. V. S. F.; ALMEIDA ABREU, P. A. Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes. Belo Horizonte: **O Lutador**, p. 50-78. 2005.

SILVA, A.C.; SILVA, E.V.; SILVA, B.P.C.; CAMARGO, P.B.; PEREIRA, R.C.; BARRAL, U.M.; BOTELHO, A.M.M.; VIDAL-TORRADO, P. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: II - substâncias húmicas e processos de humificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 134-144, 2013a.

SILVA, E.V.; SILVA, A.C.; PEREIRA, R.C.; CAMARGO, P.B.; SILVA, B.P.C.; BARRAL, U.M.; MENDONÇA FILHO, C.V. Composição lignocelulósica e isótopica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical: I - composição florística, fitomassa e acúmulo de carbono. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 121-133, 2013b.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo. Oficina de Textos, 407p. 2010.

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; CORDEIRO, R.C.; SIFEDDINE, A.; FILHO, F.F.L.S.; SOUZA, A.G.; ABRÃO, J.J.; OLIVEIRA, F B.L.; SILVA, A.O.; CAPITÂNEO, Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, 148: 319-342. 2002.

VOLKMER-RIBEIRO, C; PAULS, S.M. *Esponjas de agua dulce* (Porifera Demospongiae*) de Venezuela*. **Acta Biologica Venezuelica**, v. 20, n. 1, p. 1-28, 2000.

RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DO CIPÓ (MG) COM BASE EM ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES

Mateus Fagundes Cagnin
Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP
Departamento de Geologia, Campus Morro Do Cruzeiro - Bauxita, Ouro Preto - MG, 35400-000
E-mail: mateus.cagnin@aluno.ufop.edu.br
Cláudio Eduardo Lana
Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP
Departamento de Geologia, Campus Morro Do Cruzeiro - Bauxita, Ouro Preto - MG, 35400-000
E-mail: claudiolana@ufop.edu.br

1. Apresentação/Problemática

O presente trabalho apresenta resultados parciais de um projeto de reconstituição paleoambiental com base em depósitos sedimentares que foram preliminarmente identificados como fragmentos de leques aluviais. Estes depósitos encontram-se no sopé da borda oeste da Serra do Cipó, designação local da Serra do Espinhaço Meridional (MG), que corresponde à expressão geomorfológica parcial da Faixa Araçuaí (Alkmim, 2017). A investigação está alicerçada por trabalhos campo que se deram no entorno dos municípios de Santana de Pirapama e Santana do Riacho.

A região da Serra do Cipó é carente de estudos estratigráficos e geocronológicos sobre depósitos inconsolidados, ao contrário do que ocorre com as clássicas unidades litoestratigráficas que constituem a serra, Supergrupo (SG) Espinhaço, e as coberturas cratônicas, SG São Francisco, o que ilustra a importância de pesquisas dedicadas à sua evolução morfossedimentar durante o Cenozóico.

2. Objetivos

Estabelecer um quadro paleoambiental para a área de trabalho a partir da análise de 5 depósitos sedimentares do ponto de vista genético. Para isso, têm-se como objetivos específicos:

. Efetuar o levantamento estratigráfico dos depósitos em escala 1:20;

. Interpretar cada perfil à luz dos modelos de fácies disponíveis na literatura;

. Determinar a idade de parte dos depósitos por Luminiscência Opticamente Estimulada (LOE);

. Determinar a proveniência sedimentar dos depósitos.

3. Referencial Teórico

Saadi (1995) define a Serra do Espinhaço (SEsp) como um grande divisor hidrográfico separando as bacias do centro-leste brasileiro e a bacia do Rio São Francisco. Esta serra constitui um conjunto de terrenos altos em forma de bumerangue com direção geral N-S com convexidade para W.

Próxima aos municípios de Santana do Riacho e Santana de Pirapama, a porção meridional da serra do Espinhaço recebe a designação de serra do Cipó. Nessa região Lana (2010) identificou um conjunto de depósitos sedimentares inconsolidados, alçados em relação à rede de drenagem atual, associando-os preliminarmente a leques aluviais. Este trabalho se ocupa do detalhamento estratigráfico e geocronológico desses depósitos.

Na SEsp. Meridional é possível identificar, segundo Saadi (1995), alturas médias de 1200m e máxima de 2062m (Pico do Itambé) com predominância da influência fluvial sobre a esculturação do relevo e a existência de áreas deprimidas escalonadas formando um terreno dominado por colinas.

Mais especificamente na borda oeste do que Saadi (1995) chama de Planalto Meridional encontram-se feições como escarpas trapezoidais, superfícies de aplainamento falhadas, transcorrência de blocos, além de cones de dejeção associados aos setores mais fraturados da bacia do rio Pardo Pequeno. Na área marginal desta borda Augustin *et al.* (1994) relatam a existência de um patamar a 800m, bem como leques colúvio-aluviais localizados na base da encosta.

Almeida Abreu (2013) descreve na SEsp. um Complexo Basal dominado por granitos e gnaisses, sucedido pelo SG Rio Paraúna, de pouquíssima expressão, predominando rochas metavulcânicas e metassedimentares, SG Espinhaço (Figura 3.1 A), dominado pelos quartzitos, Grupo (Gr) Macaúbas (Figura 3.1 B) com predomínio de quartzito, metarritimito e metadiamictito e o Gr Bambuí (Figura 3.1 C), onde se encontram rochas carbonáticas e filíticas.

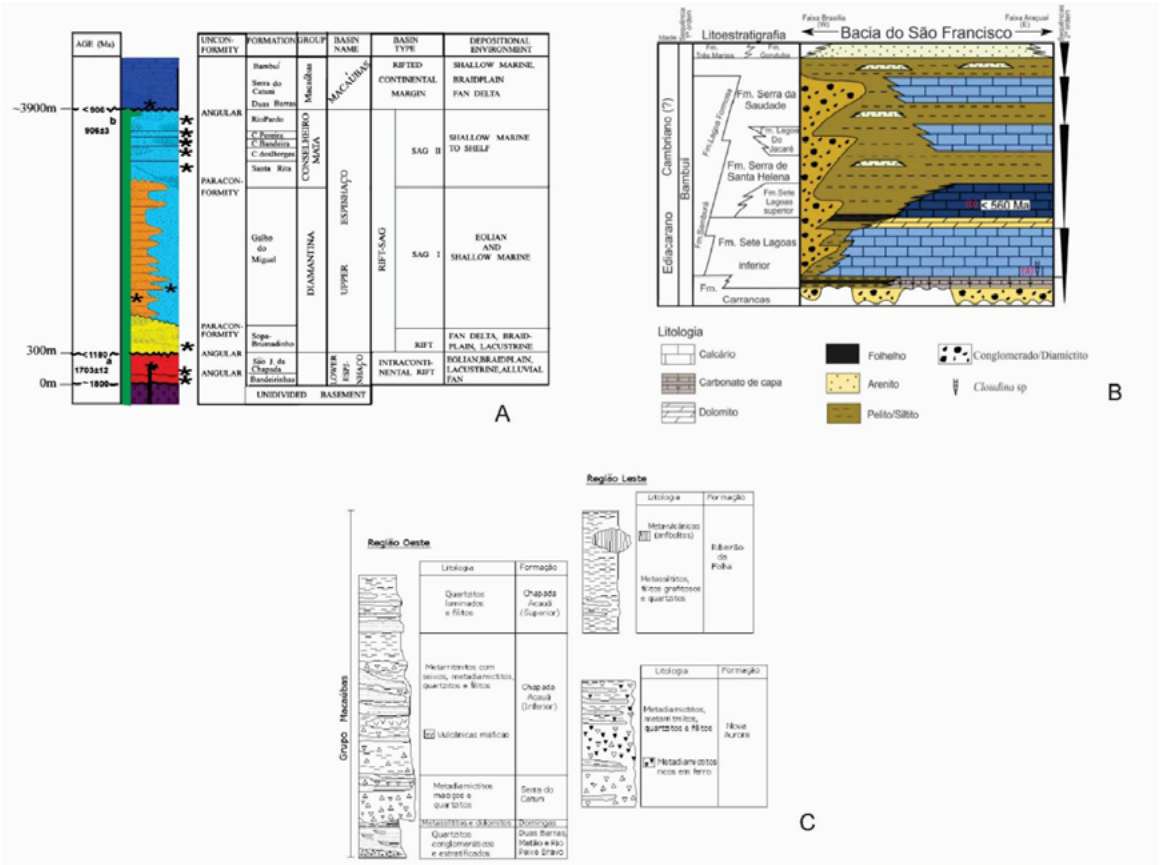


*Figura **Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento.**.1: A: Coluna Estratigráfica do SG Espinhaço (Chamale et al. (2012)); B: Coluna estratigráfica do Gr Macaúbas (Fraga (2013)); C: Coluna estratigráfica do Gr Bambuí (Rueda (2019)).*

4. Metodologia

Este trabalho envolveu atividades de campo e laboratório (parcialmente em execução). Para a etapa de campo foram levantados os pontos de interesse na Folha Baldim, em escala 1:100.000 (CPRM, 2009), enfocando unidades mapeadas como coberturas detríticas (Ndl) e os pontos definidos por Lana (2010), a fim de coletar amostras para análises laboratoriais e levantamento de perfis estratigráficos. As etapas de laboratório incluem confecção e análise de lâminas delgadas, análises geoquímicas e geocronológicas.

No primeiro trabalho de campo foram visitados 5 pontos representados no Quadro 4.1. Nos pontos 1 e 2 foram coletadas amostras de clastos de quartzito para confecção de lâminas, nos 5 pontos foram coletadas 13 amostras de sedimentos aluviais e dos colúvios que recobriam 4 deles, como representado na Figura 6.1, e 15 amostras para datação por LOE. Os perfis foram levantados a partir da sessão vertical que melhor representasse o depósito e são apresentados juntamente com as suas localizações extraídas do *Google Earth Pro*© (Figura 6.1). Um segundo trabalho de campo visou a coleta de amostras das diferentes unidades do Gr. Bambuí e da Serra do Cipó (SG Espinhaço), visando análises litogeoquímicas que irão embasar comparações com os resultados já obtidos pra os depósitos e, assim, a definição das áreas-fonte mais prováveis.

As lâminas delgadas dos clastos de quartzito foram produzidas no Laboratório de Laminação DEGEO/UFOP e serão analisadas em microscópio Olympus BX51. As amostras coletadas para geoquímica foram tratadas no LGqA DEGEO/UFOP com digestão total do sedimento e análise por meio de ICP-OES, resultando nas concentrações (mg/Kg) de amostra de elementos maiores, menores e traços.

Foram datadas 4 amostras por LOE (empresa "Datação, Comércio e Prestação de Serviço LTDA") seguindo o protocolo SAR (*Single Aliquot Regeneration*) com 15 alíquotas no total.

*Quadro **Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento.**.1: Quadro de localização dos pontos de campo.*

Nomenclatura	Referências	Via de acesso
Ponto 1	Cardeal Mota	MG 010
Ponto 2	Próximo a Jequitibá	MG 238
Ponto 3	Próximo a São Vicente	Estrada de terra com entrada pela MG 323
Ponto 4	próximo a Santana de Pirapama	MG 238
Ponto 5	próximo do entroncamento entre a MG 010 e a MG 816	MG 816

5. Desafios e Dificuldades

A região da Serra do Cipó tem pouco referencial bibliográfico especificamente na temática aqui trabalhada, em geral os trabalhos existentes se deram em escala regional. Por esse motivo utiliza-se neste trabalho uma descrição geológica e geomorfológica da Serra do Espinhaço Meridional, ainda que se reconheça a disparidade de escala entre o objeto de estudo e os trabalhos de referência.

A determinação precisa dos pontos de interesse na etapa pré-campo não é tarefa simples. Isso se deve ao fato de muitos depósitos estarem descritos de forma genérica no mapa base (Folha Baldim) ou não apresentarem dimensões cartografáveis, dada a escala regional do mapeamento.

O depósito 3 em especial apresenta grande extensão lateral e vertical dificultando sua compreensão visual em campo, bem como a determinação de suas dimensões de forma expedita. Para solucionar a dificuldade de dimensionamento usou-se a ferramenta de medição horizontal e vertical do *Google Earth Pro©.*

6. Resultados Esperados

Análise conjunta dos dados sugere inicialmente que no fim do Pleistoceno o cenário da borda W da serra foi dominado por uma *braidplain* que drenava em sentido similar aos atuais rios das Velhas e Cipó, infere-se que correspondam a análogos pleistocênicos de parte dessas bacias. No início do Holoceno os dados apontam para a ocorrência de chuvas torrenciais, auxiliando na a instalação de cones de dejeção depositados nos redores da serra e, posteriormente, instalando rampas de colúvio regionalmente.

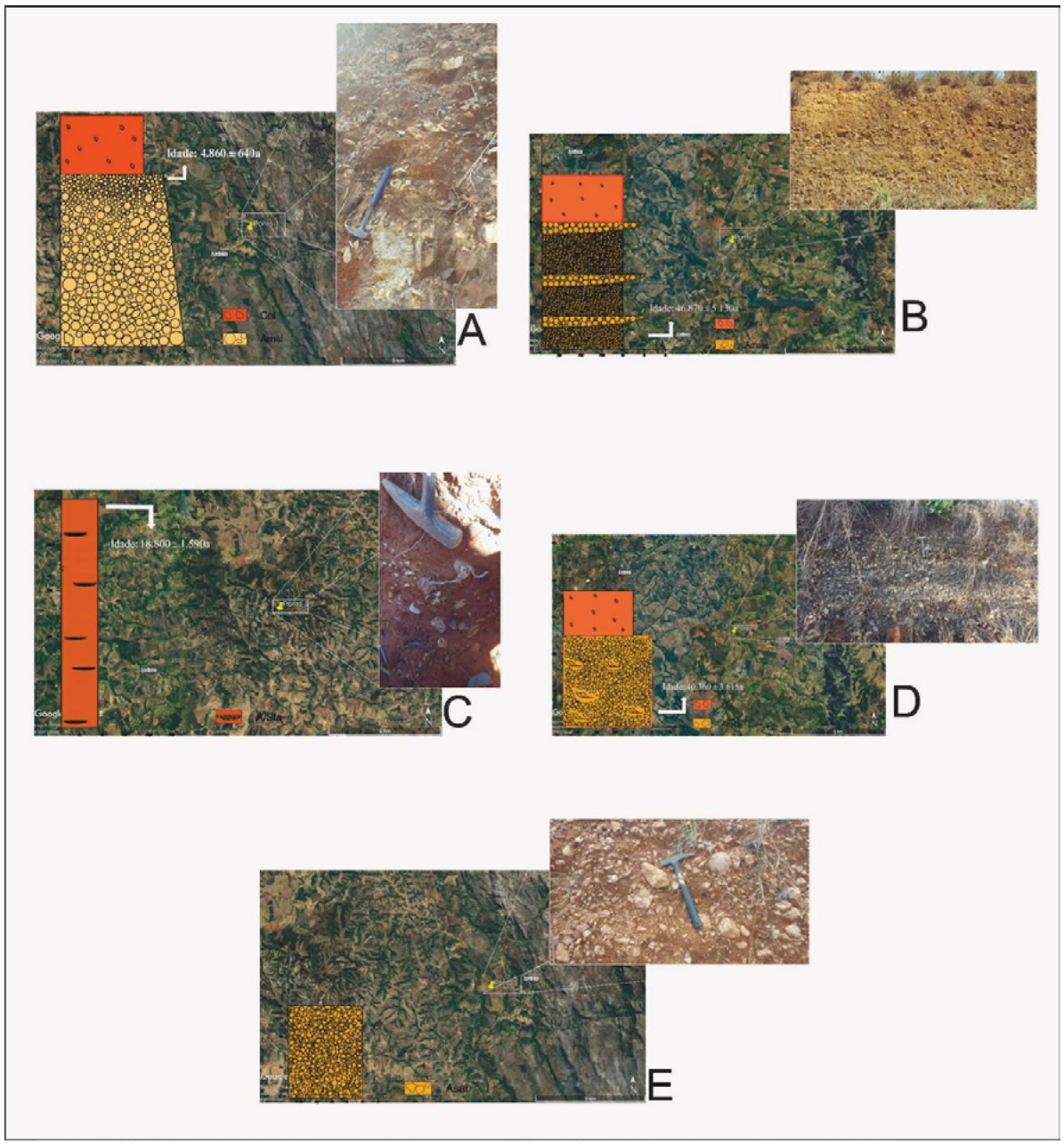


Figura ***Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento.****.1:A: Perfil estratigráfico, localização e foto do ponto 1; B: Perfil estratigráfico, localização e foto do ponto 2; C: Perfil estratigráfico, localização e foto do ponto 3; D: Perfil estratigráfico, localização e foto do ponto 4; E: Perfil estratigráfico, localização e foto do ponto 5.*

7. Referências

ALKMIM, Fernando F. *et al.* The Araçuaí Belt. In: **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Springer, Cham, 2017. p. 255-276.

Almeida Abreu P.A. 1995. **O Supergrupo Espinhaço da Serra Espinhaço meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno**. *Geonomos* **3**(1): 1-18.

Augustin, C. H. R. R., Valadão R. C. e Fogaça A. C. C. 1994. **Processos evolutivos da borda da Serra do Cabral (MG): evidências geomorfológicas e pedológicas.** In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camburiu-SC, 1994. Anais , SBG, 1994 (3):202-204.

BEDOYA RUEDA, C. **Quimioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de alta resolução dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, na região sudoeste da Bacia do São Francisco**. 2019. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Chamale Jr. F., Dussin I. A., Alkimim F. F., Martins M. S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M. N. 2011. **Unrevelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochonology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil**. Gondwana Research **22** (2012): 200-206

Fraga L.M.S. 2013. **Análise estratigráfica do grupo Macaúbas no domínio meridional da Serra do Espinhaço, Minas Gerais**. Dr Dissertation, Instituto de Geociência, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 41-49 p.,

Lana C. E. 2010. **Influencias de níveis de base nas características morfossedimentares das bacias dos rios Das Velhas e Jequitaí**. Dr Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais 223p. Ouro Preto

Ribeiro, J. H. 2009. **Programa de Geologia do Brasil Carta Geológica** [map]. 1:100.000. Folha SE-23-Z-C-III Baldim. Minas Gerais. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Saadi A. 1995. **A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens**. *Geonomos* **3**(1): 41-63.

RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DE TERRAÇOS FLUVIAIS NA BACIA DO RIBEIRÃO DO CHIQUEIRO, DEPRESSÃO DE GOUVEIA/MG, ATRAVÉS DE FITÓLITOS

Raphaella Rodrigues Dias
Universidade Federal Fluminense
Av. Milton Tavares de Souza - Gragoatá, Niterói - RJ, Brasil. 24210-346
E-mail: raphaella.r.dias@gmail.com
Heloisa Helena Gomes Coe
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Rua Dr. Francisco Portela, 1470 - Patronato- São Gonçalo – RJ, Brasil. 24435-005
E-mail: heloisacoe@gmail.com
Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos
Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri
Campus JK - MGT 367 - Km 583, nº 5000 Alto da Jacuba, Diamantina - MG, 39100-000
E-mail: alessandra.carvalho@ict.ufvjm.edu.br
Alex de Carvalho
Instituto Federal de Minas Gerais – Campus Ouro Preto
Rua Pandiá Calógeras, 898, Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, MG, CEP 35400-000
E-mail: alex.carvalho@ifmg.edu.br
Karina Ferreira Chueng
Universidade Federal Fluminense
Av. Milton Tavares de Souza - Gragoatá, Niterói - RJ, Brasil. 24210-346
E-mail: karinachueng@yahoo.com.br

Resumo

A bacia do Ribeirão do Chiqueiro integra a bacia do rio Paraúna, Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional (MG). O objetivo deste trabalho é estudar a evolução paleoambiental desta bacia em conjunto com processos geomorfológicos, a partir de uma análise integrada do solo, geomorfologia, fitólitos e idades obtidas por datações com 14C-AMS. Coletou-se 8 amostras de solo em 2 perfis. As quantidades de carbono orgânico e fitólitos no solo mostraram tendências que variam de acordo com os processos fluviais de deposição e erosão. Os fitólitos estão bem preservados, porém observa-se fitólitos intemperizados em áreas em que o rio atuou diretamente. Os tipos predominantes foram *bulliform, elongate* e *bilobate* e do tipo *papillae* (Cyperaceae) em ambientes alagados. O índice de densidade arbórea foi sempre baixo. As datações variaram de 3350 a 790 anos cal AP, no Holoceno Superior. Os resultados foram promissores na compreensão da evolução geomorfológica e mudanças ambientais.

Palavras-chave: reconstituição paleoambiental; ribeirão do Chiqueiro; fitólitos; geomorfologia fluvial.

1. Introdução

A Serra do Espinhaço Meridional é um domínio geológico-geomorfológico do estado de Minas Gerais, Brasil. Grande parte de sua área é drenada pela bacia do rio Paraúna, destacando-se, entre seus afluentes, a bacia do Ribeirão do Chiqueiro, que drena a Depressão de Gouveia. Os processos fluviais na Depressão de Gouveia, ao longo do Quaternário, têm contribuído com a esculturação das formas de relevo da bacia do rio Paraúna e com o desenvolvimento das fitofisionomias. Os cursos fluviais, enquanto agentes na formação do relevo, são importantes elementos para a compreensão da dinâmica das paisagens. É fato que as plantas acompanham estas mudanças no nível freático no solo, seja por diferença de disponibilidade hídrica, ou por alagamentos sazonais no curso dos rios, podendo ser afetadas ainda por erosão.

Os estudos geomorfológicos reconhecem a importância dos cursos fluviais. Os rios representam níveis de base para os processos exógenos que atuam nas vertentes e são os agentes mais importantes no transporte de materiais intemperizados provenientes das encostas. Terraço fluvial é uma feição deposicional que em determinado momento foi construída e mantida como leito de um rio, mas que atualmente está inativa e que, devido a processos de incisão do canal ou de migração lateral, foi abandonada e não está mais diretamente relacionada à dinâmica atual de um curso d´água. Dessa forma, os terraços podem ser usados para reconstituir a história fluvial antes e depois de seu abandono (MERRITTS *et al.*, 1994).

Alguns trabalhos de reconstituição paleogeomorfológica dessa área e a evolução do seu relevo no Quaternário já foram realizados (AUGUSTIN, 1995a; 1995b; BUENO *et al.*, 1997; AUGUSTIN e ARANHA, 2006; SEIXAS, 2015; CHUENG, 2016), lançando luz sobre aspectos climáticos e de desenvolvimento do sistema vertente-solo no passado recente da área. No entanto, ainda há lacunas na compreensão mais ampla sobre a cobertura vegetal e aspectos climáticos prevalecentes durante a deposição dos sedimentos mais recentes.

Este trabalho faz parte de um projeto que estuda solos e plantas do Cerrado, relacionando-os com a geomorfologia, geologia, clima, tipo de cobertura vegetal e uso do solo na região da bacia do rio Paraúna. Foram analisadas biomineralizações de sílica, sobretudo fitólitos, em perfis de solo, além de análises pedológicas, razão C/N e datações por 14C-AMS, a fim de identificar possíveis mudanças ambientais na área estudada.

Os estudos das biomineralizações de sílica, quando associados a outros indicadores numa análise multiproxy, são úteis para interpretação dos paleoambientes. No Brasil ainda existem poucos estudos paleoambientais que fazem uso das biomineralizações de sílica. Entretanto, nas últimas décadas, tais estudos, sobretudo os que utilizam os fitólitos, vêm se tornando mais frequentes como os de Coe *et al*. (2012a, 2012b, 2013, 2014, 2015, 2017, 2018); Augustin *et al*. (2014); Barros *et al*. (2016); Parolin *et al*. (2017); Chueng *et al*. (2018, 2019); Seixas *et al*. (2019), Dias *et al*. (2019); Salgado *et al*. (2020); Machado *et al*. (2021) entre outros.

Fitólitos são partículas de opala microscópicas que se formam por precipitação de sílica amorfa dentro ou entre as células das plantas vivas (PIPERNO, 1988). São bons *proxies* para análises de ambientes passados, pois se preservam bem sob condições oxidantes, além de serem capazes de identificar variações no grau de aridez do clima e no estresse hídrico sofrido pelas plantas (COE *et al.*, 2014). A produção de fitólitos pelas plantas não é homogênea. Alguns grupos de plantas são conhecidos como baixos produtores e outros como altos produtores. O mais alto nível de produção fitolítica é o das Poaceae (gramíneas), 20 vezes superior ao das dicotiledôneas lenhosas (WEBB e LONGSTAFFE, 2000). Das famílias

de monocotiledôneas, as maiores acumuladoras de sílica e que se destacam na produção de fitólitos são, por exemplo, as Cyperaceae (COE, 2009). O grau de produção e desenvolvimento de fitólitos está relacionado às condições climáticas da região, à natureza do solo e à quantidade de água presente nele, à idade da planta e, o mais significativo, à taxonomia da planta em si (COE *et al.,* 2014a).

Devido à multiplicidade e redundância da produção de fitólitos pelas plantas, às vezes é difícil atribuir valor taxonômico a um único fitólito. Entretanto, é possível identificar grupos de tipologias com valor taxonômico ao nível de tipo de vegetação. Estes grupos são chamados assembleias fitolíticas. Segundo Bremond (2003), é a partir dos cálculos de índices fitolíticos (como os de densidade arbórea e de palmeiras, aridez, estresse hídrico, climático) que as análises dos fitólitos podem ser consideradas como marcadores das vegetações intertropicais, possibilitando uma melhor compreensão da diversidade de vegetações e climas.

Os solos são meios interessantes para a análise fitolítica, pois apresentam condições favoráveis à estabilidade dos minerais silicosos e fornecem indicações em regiões onde faltam outros tipos de indicadores. Por outro lado, se a distribuição dos marcadores de vegetação no meio dos sedimentos depende quase exclusivamente da taxa de acumulação das partículas detríticas, as distribuições destes mesmos marcadores nos solos ou perfis de alteração depende da interação entre diversos processos pedogenéticos, como a acumulação, erosão, dissolução seletiva e a translocação (PIPERNO e BECKER, 1996; MEUNIER *et al.,* 2001).

Também foram realizados estudos da composição elementar da matéria orgânica do solo. A razão Carbono/Nitrogênio é um indicador que permite avaliar o grau de evolução da MO, ou seja, sua capacidade de se decompor mais ou menos rapidamente no solo. Quando o C/N < 15, há liberação de N, a velocidade de decomposição aumenta, atingindo o máximo quando C/N = 10. Se a razão C/N ficar entre 15 e 30, a necessidade em N é suprida, permitindo uma boa decomposição da MO. Quando C/N > 30, não há N suficiente par permitir a decomposição do C, sendo o N retirado de outras reservas do solo. A mineralização é lenta e só restitui ao solo uma pequena quantidade de N mineral. Quanto maior o C/N, mais lentamente a decomposição ocorre no solo, entretanto o húmus obtido é mais estável (GORDON e GONI, 2003).

A partir das análises das biomineralizações, pedológicas, granulométricas e datações por 14C-AMS, os resultados foram interpretados e comparados com estudos paleoambientais desenvolvidos anteriormente nesta região.

2. Área de Estudo

A Bacia Hidrográfica do Ribeirão do Chiqueiro compreende parte da área dos municípios de Datas e Gouveia, Minas Gerais. Localiza-se na bacia do Rio Paraúna, afluente do Rio das Velhas que, por sua vez, deságua no Rio São Francisco (Figura 1). Possui uma área total de cerca de 50795 ha, com aproximadamente 53 nascentes e tem como seus principais afluentes: o Ribeirão de Areia, Ribeirão Datas, Córrego Rio Grande, Córrego Espadeiro, Córrego do Tigre, Córrego Água Limpa e Córrego Tamanduá (MAGALHÃES *et al.* 1996).

A Depressão de Gouveia está inserida geologicamente na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) e apresenta grande parte de sua área sobre litologias do embasamento cristalino. A Serra do Espinhaço Meridional é composta por três grandes conjuntos tectono-estratigráficos: o Complexo Basal e os Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço (ALMEIDA-ABREU, 1995).

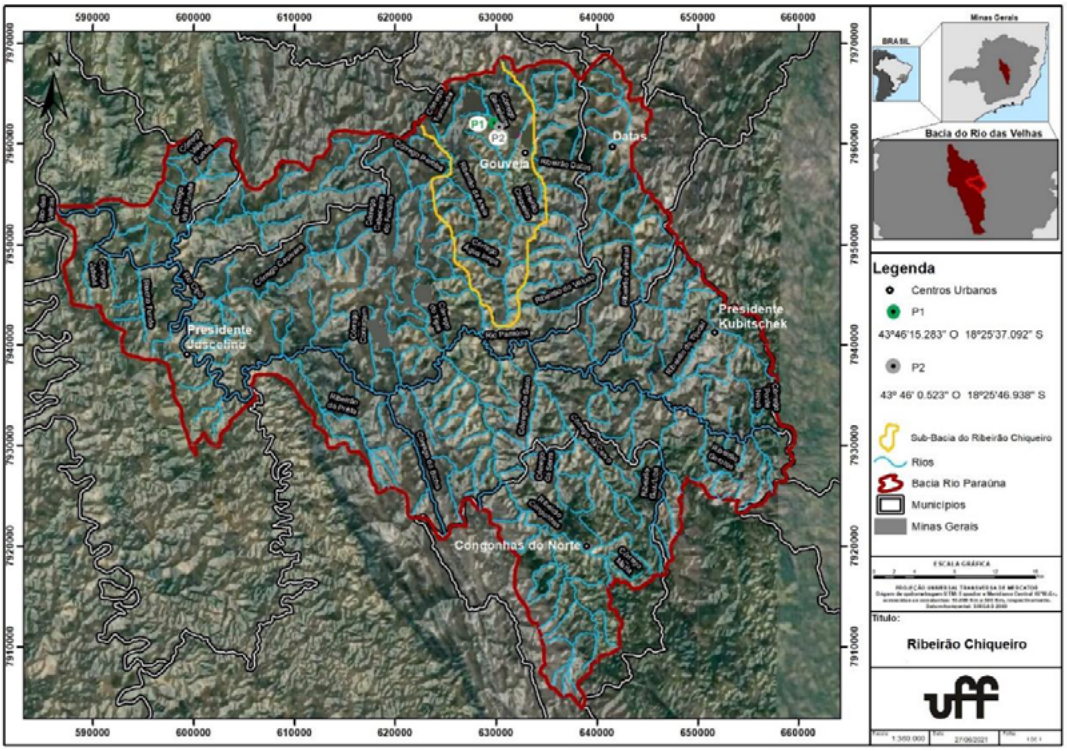


FIGURA 1: Localização da área de estudo e dos pontos de coleta das amostras.
Fonte: Dias, 2020.

Em Minas Gerais, os estudos sobre geomorfologia fluvial abordam principalmente os vales fluviais inseridos no contexto geológico-geomorfológico do Quadrilátero Ferrífero (CARVALHO, 2019). Contudo, há uma série de estudos geomorfológicos sobre a Serra do Espinhaço Meridional, com destaque para a Depressão de Gouveia, que engloba parte do munícipio homônimo e outros municípios adjacentes. Trata-se de uma área de altitude mais rebaixada que seu entorno, situada no interior da SdEM, cujos cursos d'água escoam para o rio Paraúna e esse, por sua vez, para o rio das Velhas. Na Depressão de Gouveia, predominam rochas granito-gnáissicas e xistos e no entorno rochas mais resistentes, como os quartzitos, que sustentam os planaltos da SdEM (ALMEIDA-ABREU e RENGER, 2002; SAADI, 1995). Os estudos de geomorfologia fluvial se dedicam sobretudo aos cursos d'água que drenam a Depressão de Gouveia, destacando-se o Ribeirão do Chiqueiro e seus afluentes.

Os solos da região de estudo foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2018). De acordo com Diniz *et al.* (2005), as principais classes de solo encontradas na área de estudo são: Latossolos vermelhos, Latossolos vermelho-amarelos, Cambissolos hálpicos, Neossolos litólicos e Neossolos flúvicos.

De acordo com a classificação de Köppen (NIMER e BRANDÃO, 1989; VIANELLO e ALVES, 1991), o clima da região é do tipo Cwb-mesotérmico, tropical de altitude, caracterizado por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto) e curtas transições nos meses de maio e setembro. A precipitação e a temperatura médias anuais variam de 1250 mm a 1550 mm e 18º a 19ºC, respectivamente.

A SdEM está inserida nos domínios fitogeográficos do Cerrado e da Mata Atlântica, ambos considerados *hotspots* de biodiversidade (MITTERMEIER *et al.*, 2004). A cobertura vegetal é formada por um mosaico de fitofisionomias, que incluem formações florestais associadas aos cursos d'água ou áreas de baixadas, geralmente representadas por florestas estacionais semidecíduas e distintas fisionomias savânicas (Cerrado). Nas áreas de maior altitude predominam as formações campestres, verificando-se acima de 900 m de altitude a ocorrência da flora típica de campos de altitude (GIULIETTI *et al.*, 1997; RAPINI *et al.*, 2008). O Bioma Cerrado domina as porções de centro, centro-oeste e noroeste de Minas Gerais, compreendendo 57% do território mineiro. O Cerrado é provavelmente a mais antiga formação vegetal no Estado, podendo remontar ao período Cretáceo, antes da separação do supercontinente Gondwana (RATTER *et al*., 1997).

3. Metodologia

A metodologia consistiu, primeiramente, de um levantamento bibliográfico referente à área de estudo e aos temas: geomorfologia fluvial, fitólitos e datação por 14C-AMS, seguido de trabalhos de campo e análises laboratoriais. Os dados obtidos foram reunidos, interpretados e correlacionados. Foram coletadas 8 amostras de solo, em 2 perfis (Figura 1). A definição do número de amostras por perfil foi realizada considerando o número de horizontes e camadas identificadas, respeitando aspectos como granulometria e cor, de acordo com o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (EMBRAPA, 2018).

As análises granulométricas foram realizadas no laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), de acordo com a metodologia da EMBRAPA de Dispersão Total e pelo Método da Pipeta (TEIXEIRA *et al*., 2017). A medição do pH dos solos foi realizada no laboratório de Sedimentologia do LAGEMAR, da Universidade Federal Fluminense (UFF), por meio do potenciômetro portátil Gehaka PG1800 com eletrodo combinado específico imerso em suspensão solo: água, na proporção 1:2,5.

As análises fitolíticas também foram realizadas no laboratório de Sedimentologia LAGEMAR/UFF. A extração dos fitólitos dos solos seguiu o protocolo de Coe *et al*. (2021). Foram separados 5g de solo seco peneirado a 2mm, etapa seguida pela eliminação dos carbonatos utilizando ácido clorídrico (HCl); da oxidação da matéria orgânica utilizando uma solução de ácido sulfúrico (H2SO4), ácido nítrico (HNO3) e peróxido de hidrogênio (H2O2) a 30%; do processo de clareamento do material utilizando hipoclorito de sódio (NaClO) a 6%; da remoção da fração argila por decantação, utilizando hexametafosfato [(NaPO3)6] e EDTA (C10H16N2O8); da remoção de óxidos de ferro, utilizando citrato de sódio (Na3C6H5O7) e ditionito de sódio (Na2S2O4); e da remoção das frações maiores que 250 µm através de peneiração. Foram feitos dois tipos de lâminas: provisórias e permanentes. Após realizado o processo de extração das biomineralizações, tomou-se uma alíquota do material a partir da pipetagem com um volume fixo de 75µl para confecção de lâminas temporárias, com Glicerol, e permanentes, utilizando a resina Entellan®. Para classificação e contagem dos fitólitos observou-se 3 transectos de cada lâmina. A identificação e quantificação dos morfotipos de fitólitos foi realizada utilizando um microscópio óptico com aumento de 500x a 630x em cada amostra coletada. Os fitólitos foram quantificados considerando o mínimo de 200 morfotipos classificáveis, contando-se também os não classificáveis (fitólitos tão alterados ou quebrados que não permitem a identificação do morfotipo). Para classificação e contagem dos fitólitos observou-se 3 transectos de cada lâmina. Os resultados são apresentados como porcentagens do total de fitólitos classificáveis, seguindo a classificação proposta pelo ICPN (*International Code for Phytolith Nomenclature*) 1.0 (MADELLA *et al*., 2005). Após a contagem, foram calculados os índices fitolíticos de densidade arbórea (D/P), estresse hídrico (Bi%) e densidade de palmeiras (Pa/P). A partir dos resultados obtidos

com a contagem, foram calculados os índices fitolíticos: a) D/P (densidade de cobertura arbórea) = [*Globular granulate* / (*Bilobate* + *Cross* + *Saddle* + *Acicular* + *Bulliform cuneiform* + *Bulliform parallelepipedal*)]; b) Bi% (estresse hídrico) = [(*Bulliform cuneiform* + *Bulliform parallelepipedal*) / (*Bilobate* + *Cross* + *Saddle* + *Acicular* + *Bulliform cuneiform* + *Bulliform parallelepipedal*))]*100; c) Pa/P (densidade de cobertura de palmeiras) = [*Globular echinate* / (*Bilobate* + *Cross* + *Saddle* + *Acicular* + *Bulliform cuneiform* + *Bulliform parallelepipedal*)].

As análises elementares dos solos foram preparadas e pesadas no LAGEMAR/UFF e enviadas para a Unidade Multiusuário de Análises Ambientais (UMAA) da UFRJ. As amostras são pesadas em cápsulas de alumínio utilizando-se balança analítica marca Mettleer Toledo modelo AT21. As análises da composição elementar da matéria orgânica (concentrações de C e N) são realizadas em analisador elementar Carlo Erba modelo EA 1110. O método consiste na combustão do material a temperatura de 1020°C sob atmosfera de oxigênio puro, sendo os gases gerados por condutividade térmica (CO2 e N2O) carreados através de uma coluna cromatográfica até o espectrômetro de massas, para detecção. O limite de detecção para o C e N foi de 0,03%.

As datações foram realizadas através do método do 14C, pela técnica de AMS, no laboratório de radiocarbono LAC/UFF, utilizando a matéria orgânica do solo (MOS). As idades obtidas foram posteriormente calibradas pelo programa OxCal.

Foram coletados 2 perfis de solo (P1 e P2):

Perfil 1: Estrada de Cuiabá

Localização: Perfil exposto às margens da estrada para a comunidade de Cuiabá, na bacia do Ribeirão do Chiqueiro, no município de Gouveia, MG. Coordenadas: 18º25'37.20"S / 43º46'15.10"O. Litologia granito/gnaisse. 1057,57 m de altitude, relevo suave ondulado.

Horizontes amostrados: A e B (amostras B1, B2 e B3). Obs.: a linha de pedra e o horizonte C não foram coletados.

Cobertura vegetal: área totalmente antropizada. Cobertura atual de pastagem. Não foram coletadas plantas.

Perfil 2: Córrego Rio Grande

Localização: Perfil exposto em um terraço fluvial, na bacia do rio Chiqueiro, às margens do ribeirão Rio Grande, município de Gouveia. Coordenadas: 18º25'45.80"S / 43º46'6.20"O. Litologia granito/gnaisse. 1030,65 m de altitude, relevo suave ondulado.

Horizontes amostrados: A, B e C (amostras C1 e C2). Horizonte C1 quase maciço. Vegetação de cerradão e mata de galeria. A coleta foi feita em um período de seca, quando o nível da água do rio estava baixo neste trecho, mas observou-se marcas na vegetação e na deposição dos sedimentos que indicam que o nível do rio é mais alto e sua vazão e fluxo podem ser maiores que o do momento da coleta.

Cobertura vegetal: Fragmento de Floresta Estacional e mata ciliar com árvores de até 20 metros de altura com destaque para as Fabaceae *Machaerium villosum* e *Andira fraxinifolia*, Melastomataceae *Tibouchina sp.*, Malpighiaceae *Byrsonima sp.*; além de espécies das famílias Vochysiaceae, Myrtaceae, Anacardiaceae e Arecaceae. Estrato herbáceo composto por espécies de Poaceae

e Fabaceae além de espécies de Cyperaceae (*Fimbristylis sp.*, *Cyperus sp.*) e Onagraceae (*Ludwigia sp.*) nas margens do rio.

4. Resultados e Discussões

As análises granulométricas do **P1** demonstram transição na sua textura de franco argilosa para argilosa, com significativa quantidade de silte e argila. A acidez do solo na camada mais superficial é média, tendendo a aumentar com a profundidade e diminuindo em B3. As razões C/N variam de 10,12 e 29,90, tendendo a aumentar com a profundidade até B2 e voltando a diminuir em B3. As análises pedológicas sugerem um evento marcante em B2 (Tabela 1).

TABELA 1
Resultados das análises pedológicas dos perfis estudados

Amostras	Composição Granulométrica da Terra Fina (g/kg)				Textura	C/N	pH	
	Areia Grossa 2 – 0,2 (mm)	Areia Fina 0,2 – 0,05 (mm)	Silte 0,05 – 0,002 (mm)	Argila <0,002 (mm)			Média	Classificação
P1A	174	188	235	381	Franco argiloso	10,124	5,22	Acidez média
P1B1	200	161	230	376	Franco argiloso	16,710	5,64	Acidez moderada
P1B2	142	180	236	478	Argila	29,905	4,41	Acidez muito forte
P1B3	128	157	301	398	Argila	11,659	5,09	Acidez forte
P2A	174	188	235	381	Franco argiloso	11,920	5,22	Acidez média
P2B	200	161	230	376	Franco argiloso	11,781	5,64	Acidez moderada
P2C1	142	180	236	478	Argila	10,022	4,41	Acidez muito forte
P2C2	128	157	301	398	Argila	11,880	5,09	Acidez forte

Fonte: Dias, 2020

O estoque de fitólitos não segue totalmente o padrão normal de distribuição, que seria de diminuição com a profundidade, apresentando o maior valor em B1. A partir de B1 a tendência segue o padrão normal (Tabela 2).

TABELA 2
Resultados das análises fitolíticas dos perfis estudados

Amostra	Classificáveis (%)	Não classificáveis (%)	Total de Fitólitos	D/P	Bi (%)	Pa/P
P1A	98,6	1,4	358	0,16	54,7	0,17
P1B1	98,1	1,9	433	0,28	69,5	0,00
P1B2	94,6	5,4	264	0,10	44,8	0,03
P1B3	97,1	2,9	70	0,04	29,3	0,02
P2A	95,2	4,8	355	0,21	64,3	0,18
P2B	82,3	17,7	215	0,19	72,0	0,04
P2C1	59,6	40,4	136	0,00	86,4	0,00
P2C2	42,6	57,4	122	0,06	89,6	0,02

Fonte: Dias, 2020.

Em todo o perfil foi observado um maior número de fitólitos classificáveis que o de não classificáveis (Tabela 2), demonstrando uma boa preservação e seguindo a tendência normal, já que estes foram depositados no solo mais recentemente e, portanto, sofreram a ação dos processos de intemperismo, erosão e percolação por menos tempo.

Em todas as amostras predominam fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*; além de tricomas. O tipo *elongate* também aparece em todo o perfil, aumentando significativamente em B2. Cabe ressaltar que *elongate* e *bulliform* são fitólitos mais robustos, de melhor preservação com relação aos outros tipos menores, porém também são encontrados fitólitos frágeis (*short cell*, como o *bilobate*) em todas as amostras (Figura 2A). Deduz-se, então, que se tratava de um ambiente de deposição relativamente calmo, provavelmente um terraço fluvial.

Os tipos *globular echinate*, *globular psilate* e *bulliform cuneiform* aparecem em menor quantidade, mas em números ainda significativos. Os demais tipos encontrados (*globular granulate* e *papillae*) foram pouco representativos (Figura 2A). O morfotipo *rondel* (típico de Pooideae e Bambusoideae) aparece em quantidade estatisticamente significativa na amostra mais superficial e não é mais encontrado nas sessões mais profundas, no horizonte B.

O índice D/P é baixo em todas as amostras, indicando vegetação predominantemente aberta, composta por gramíneas, como encontrado na maior parte das áreas de terraços fluviais da região. A partir da base do perfil, há um aumento gradativo do índice em relação à superfície até B1(maior D/P do perfil), onde também foi registrado o maior estoque de fitólitos. Esta tendência indica um aumento na cobertura arbórea da área com o passar do tempo, com aparecimento de algumas plantas lenhosas. Mais recentemente, de B1 até A, constata-se uma queda no D/P, talvez por influência antrópica, já que atualmente a área é utilizada como pastagem (Tabela 2 e Figura 3).

Para as 3 amostras mais profundas observa-se um constante aumento do índice de estresse hídrico (Bi), chegando ao máximo do perfil em B1. Em A o Bi diminui e aparece morfotipo *rondel*, indicando plantas mais adaptadas a clima mais frio e seco, o que explicaria a diminuição do Bi. Também foram encontrados fitólitos do tipo *papillae* nas amostras mais profundas, típicos de Cyperaceae, plantas de ambiente alagado e beira de rios, explicando a maior disponibilidade de água e, portanto, menor estresse hídrico (Tabela 2 e Figura 3).

O índice Pa/P (densidade de palmeiras) é sempre baixo. As palmeiras aparecem em pequena quantidade em B3 e B2 e não em B1, possivelmente devido ao alto estresse hídrico e mudança ambiental nesta região. Em A encontra-se o maior valor de Pa/P do perfil, indicando também um ambiente relativamente mais úmido que o anterior (Tabela 2 e Figura 3).

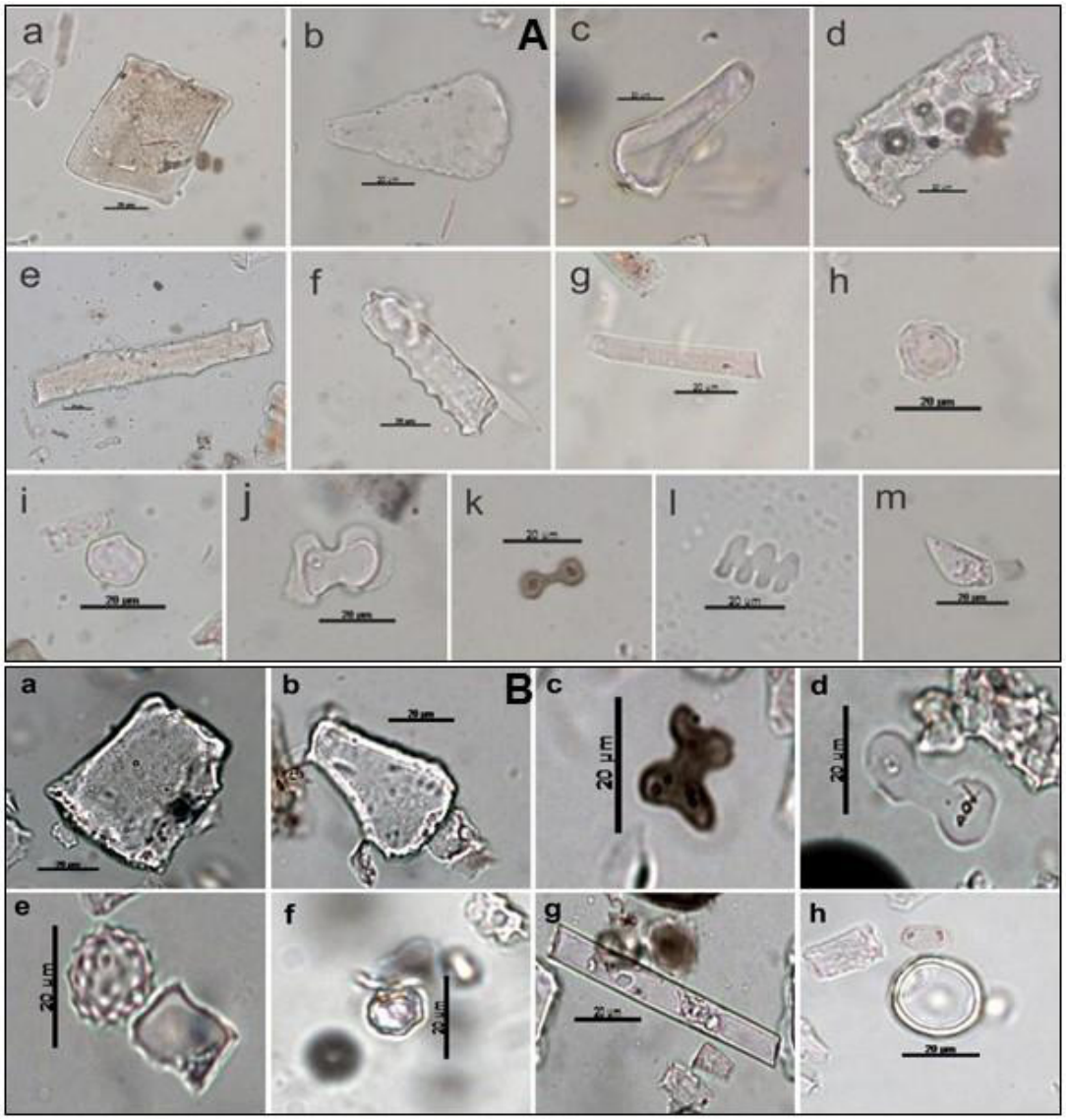


FIGURA 2: Principais morfotipos de fitólitos observados: **A) Perfil 1**: a, d) *bulliform parallelepipedal*; b, c) *bulliform cuneiform*; e, f, g) *elongate*; h, i) *globular granulate*; j, k) *bilobate*; l) *polylobate*; m) *acicular*; **B) Perfil 2**: a) *bulliform parallelepipedal*; B) *bulliform cuneiform*; c) *cross*; d) *bilobate*; e) *globular echinate*; f) *globular granulate*; g) *elongate*; h) *globular psilate*.
Fonte: Dias, 2020.

Foram realizadas duas datações por 14C-AMS, ambas do Holoceno Superior: entre 3350 e 3000 anos cal AP (110 cm de profundidade - transição B3/ Linha de Pedra); entre 1320 e 1110 anos cal AP (53 cm de profundidade - transição B1/B2) (Figura 3).

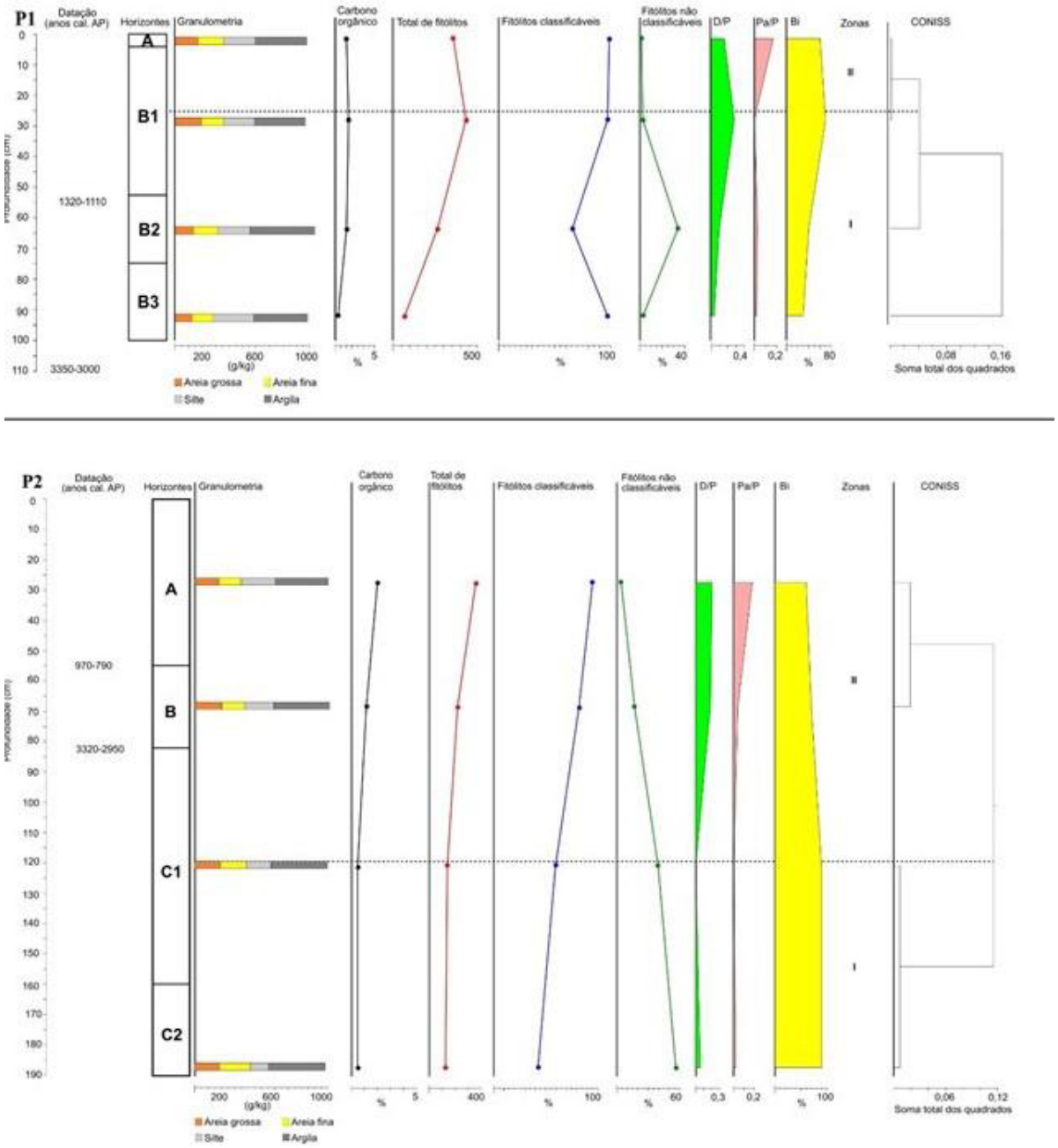


FIGURA 3: Zonas fitolíticas do Perfil 1 e do Perfil 2.
Fonte: Dias, 2020.

O **P2** é provavelmente um antigo terraço fluvial, localizado na bacia do Córrego Rio Grande. Os resultados das análises pedológicas estão apresentados na Tabela 1.

Este perfil apresenta uma transição na textura de franco argiloso em A e B para argiloso em C. A concentração de areia grossa apresenta valores relativamente baixos em todo o perfil, aumentando de A para B e depois diminuindo com a profundidade, em C. O teor de areia fina aumenta constantemente com a profundidade. A concentração de silte segue o padrão oposto, enquanto os teores de argila aumentam gradativamente com a profundidade. A acidez do solo

sofre pequenas mudanças ao longo do perfil, diminuindo de média em A para moderada em B, depois aumentando para muito forte em C1 e, por fim, diminui para forte em C2. As razões C/N se mantêm praticamente as mesmas em todo perfil, entre 11,92 e 10,02 (Tabela 1).

O estoque de fitólitos segue o padrão normal de distribuição, diminuindo gradativamente com a profundidade (Tabela 2 e Figura 3).

A quantidade de fitólitos classificáveis variou bastante, sendo mais elevada nos horizontes mais superficiais e baixa em C, já que este possui características pedológicas que dificultam a preservação dos fitólitos (Tabela 2 e Figura 3).

Todas as amostras apresentaram maior quantidade de fitólitos do tipo *bulliform parallelepipedal*, *bulliform cuneiform* e *bilobate*, característicos de gramíneas. O tipo *elongate* aparece em quantidade expressiva em A e B, diminuindo com a profundidade, até não ser encontrado nas amostras de C. Em quantidades menores, também são encontrados em A e B os tipos *globular psilate*, *cross* e tricomas silicificados (Figura 2B).

Os tipos *globular echinate* e *globular granulate* aparecem na amostra mais profunda, não são encontrados em C1 e voltam a aparecer, inclusive em maior quantidade, em B e A, indicando um momento com predominância de gramíneas em C1 e, mais recentemente, aumento relativo da densidade arbórea (Figuras 2B e 3).

O índice D/P sempre é baixo, indicando vegetação predominantemente aberta, composta por gramíneas, como encontrado na maior parte das áreas de terraços fluviais da região. A partir da base, há uma diminuição gradativa do índice em relação à superfície até C1 (menor do perfil) e onde também foi registrado a menor razão C/N (máximo de decomposição da matéria orgânica). Mais recentemente, de C1 até A, ocorre um aumento no D/P, indicando um momento com maior presença de plantas lenhosas na área. O índice Bi apresenta uma diminuição constante de C2 até A, corroborando o aumento do D/P (Tabela 2 e Figura 3).

O índice Pa/P é muito baixo em C, aumentando na direção da superfície, seguindo o mesmo padrão do D/P (Tabela 2 e Figura 3). Os resultados dos índices apontam que em C1 o ambiente era relativamente mais seco e, com o passar do tempo, foi ficando com maior disponibilidade de água. Provavelmente por causa da proximidade com o rio, o Bi tende a diminuir, já que plantas lenhosas e palmeiras possuem raízes mais profundas, formando uma pequena mata ciliar.

Foram realizadas duas datações no P2, ambas do Holoceno Superior: entre 3320 e 2950 anos cal AP (82 cm de profundidade - transição B/C1); entre 970 e 790 anos cal AP (55 cm de profundidade - transição A/B) (Figura 3).

Para cada perfil de solo, foi feito um agrupamento por similaridade (CONISS) a fim de estabelecer zonas fitolíticas, considerando o estoque e o grau de conservação de fitólitos e os índices fitolíticos.

No **P1** foram identificadas 2 zonas (Figura 3):

Zona I (de 3350-3000 a 1320-1110 anos cal AP): da base até o limite da zona, o estoque de fitólitos e o COT aumentam continuamente, chegando aos seus valores máximos em B1. O D/P também apresenta um aumento gradativo até o seu máximo em B1, com maior densidade arbórea que a atual. Também há aumento do índice Bi. O índice Pa/P se mantém baixo. A porcentagem de fitólitos não classificáveis aumenta até B2 e depois em B1. As análises granulométricas

revelam um pequeno e gradativo aumento da quantidade de AG, inversamente proporcional à quantidade de silte, enquanto os valores de AF e os de argila tendem a aumentar na amostra B2 e diminuir em B1. Este padrão de granulometria pode ter influenciado diretamente no grau de preservação dos fitólitos no solo. Levando em consideração apenas as análises granulométricas, os horizontes B3 e B2 possuem maior similaridade entre si, assim como B1 e A. Isso indica que, há cerca de 1250 anos cal AP, pode ter ocorrido uma mudança ambiental, que gerou uma posterior resposta da vegetação, a qual aparece apenas na próxima zona.

Zona II: corresponde ao horizonte A. Apresenta uma diminuição do estoque de fitólitos em relação a B1, porém a porcentagem de fitólitos classificáveis se mantém alta. O índice D/P diminui na direção da superfície, assim como o estoque de fitólitos, o carbono e o índice Bi, apresentando tendência inversa à Zona I. Já o índice Pa/P aumenta bastante, chegando a seu máximo no perfil. A granulometria é semelhante à encontrada em B1.

Analisando os resultados obtidos neste perfil, duas amostras se destacam por apresentarem variações: B2, nos resultados das análises pedológicas, e B1, nos resultados fitolíticos.

Na base do perfil, observa-se a existência de uma linha de seixos rolados abaixo de B3, indicando, provavelmente, que neste momento, há cerca de 3170 anos cal AP, o Córrego Rio Grande (hoje localizado próximo ao P2) passava no local. De B3 para B2, nota-se uma mudança nas análises granulométricas, com aumento da fração mais fina (diminuição da AG, aumento da AF, do silte e, principalmente, da argila). Esta amostra também possui o maior C/N do perfil, indicando que neste momento não estava acontecendo decomposição da matéria orgânica do solo, visto a presença da linha de pedra, que indica a maior capacidade de transporte do rio naquele momento. Acredita-se que o rio carreava e rolava as partículas mais pesadas em seu fundo (por isso a linha de pedras). Cronologicamente, primeiro o curso d'água transportava os seixos mas, ao migrar lateralmente, o ambiente de calha se transformou em ambiente marginal (daí a acumulação de finos – areia, silte e argila).

O perfil apresenta indícios de alagamento sazonal, podendo apresentar hidromorfismo em partes do ano (na medida em que o ambiente de calha virou ambiente marginal). As gramíneas e ciperáceas são plantas que se adaptam bem em áreas sujeitas a alagamentos, como visto, por exemplo, atualmente no P2. Os fitólitos do tipo *papillae*, característicos de Cyperaceae, foram encontrados apenas em B3 e B2, embora em pequenas quantidades, o que é justificável por serem frágeis se comparados aos outros morfotipos, e podem ter sido destruídos ou carreados pela erosão e outros processos naturais que ocorrem no solo com o decorrer do tempo.

A partir de B2, os resultados fitolíticos sugerem que algum evento ocorreu na área, refletindo na cobertura vegetal. É possível que neste momento o rio tenha se deslocado lateralmente, abandonando esta planície fluvial, diminuindo com isso a disponibilidade de água e a ocorrência de alagamentos no solo, como também pode ter ocorrido a alteração do nível de base – rebaixamento da calha fluvial. Percebe-se em B1 que a vegetação responde a esta mudança ambiental com um aumento do estresse hídrico e aumento relativo da quantidade de lenhosas (o D/P é sempre baixo, trata-se de um aumento relativo da densidade arbórea e não de uma forte mudança), que pode ter gerado um aumento na biomassa com maior produção de fitólitos, principalmente do tipo *globular*. Os *papillae* não são mais observados, mais um indicativo de que esta área não estava mais sujeita a alagamentos. Também se constata que o Pa/P chega ao seu valor mais baixo, corroborando os resultados do Bi, pois as palmeiras necessitam de maior disponibilidade e estabilidade de água para se manter.

Na zona II, a partir de 1250 anos cal AP, na transição do horizonte B para o horizonte A, ocorre uma diminuição da produção de fitólitos e densidade arbórea, provavelmente relacionada à atividade antrópica mais recente (desmatamento para abertura de áreas de pastagem), já que o Bi não aponta para um aumento do estresse hídrico.

Acredita-se que em B3 e B2 a deposição de materiais é de origem aluvial, enquanto em B1 e A os materiais são de origem coluvial, vindos de partes mais altas do relevo. O mesmo padrão foi observado por Rocha (2014) em uma voçoroca próxima ao P1.

No **P2** foram identificadas 2 zonas (Figura 3):

Zona I: horizonte C. Esta é a zona com menor porcentagem de COT, estoque de fitólitos e maior porcentagem de fitólitos não classificáveis, o que é esperado nos horizontes mais profundos. O D/P é muito baixo e o Bi muito alto. As análises granulométricas revelam uma composição muito semelhante entre as 2 amostras desta zona, com um aumento de silte em C1. Todos estes dados sugerem um período de menor umidade e maior estresse hídrico que o atual.

Zona II (a partir de 3320-2950 anos cal AP): horizontes B e A. Esta zona apresenta o maior estoque de fitólitos do perfil e a porcentagem de fitólitos classificáveis continua crescendo. O D/P aumenta na direção da superfície, chegando ao seu máximo em A, enquanto o Bi tende a diminuir, com tendência inversa à Zona I. As análises granulométricas mostram a mesma tendência da zona anterior. Os resultados encontrados sugerem que o ambiente ficou gradativamente mais úmido.

Em P2 observa-se que o material de origem da sua base é um terraço aluvial, com seixos rolados de diâmetro grande, aproximadamente 15 cm, demonstrando a paleodinâmica deste rio e sua capacidade hídrica. O rio encontra-se a poucos metros do perfil. Também é possível identificar que existiram fases diferentes de depósitos. Provavelmente existiu um período de hidromorfismo, como uma várzea (onde a área encontrava-se encharcada), marcado pelo solo de cor esbranquiçada na base do perfil, devido à redução do ferro. Também podem ser visualizadas áreas esbranquiçadas (área de redução) com linhas alaranjadas, indicando a posterior oxidação do ferro, podendo estar relacionado à oscilação do nível do lençol freático. O ferro voltou a oxidar, indicando que o nível do lençol freático estava mais baixo neste momento, ou seja, deixou de ser hidromórfico. Então, constata-se nesta base do perfil, um registro dos momentos de cheia e vazante do rio.

Acima deste pacote, começa a ocorrer pedogenização. O rio migrou lateralmente, não chegando mais até esta área. Assim, esse perfil é formado pela associação entre alúvios recobertos por colúvios em diferentes estágios de pedogenização. Observa-se esse mesmo processo, muito mais antigo, em P1.

5. Considerações Finais

Os dados levantados neste trabalho indicam que os processos fluviais têm papel de destaque na morfologia regional e no comportamento da cobertura vegetal. Ao longo do Quaternário, os processos fluviais têm contribuído com a esculturação das formas de relevo da sub-bacia do Ribeirão Chiqueiro e com o desenvolvimento das fitofisionomias.

As tendências dos índices fitolíticos acompanham as mudanças nos processos fluviais. Quando o rio está mais próximo aos perfis, a vegetação lenhosa não se desenvolve, apresentando valores altos de estresse hídrico e densidade

arbórea baixa, resultado das variações sazonais do nível da água. Normalmente, dicotiledôneas lenhosas não se adaptam bem a áreas alagadas e com solos hidromórficos, ao contrário das gramíneas e ciperáceas. Em ambientes com excesso de água, as plantas também sofrem estresse hídrico e acabam predominando monocotiledôneas, briófitas e pteridófitas.

Também se observou o desenvolvimento de formações vegetais mais fechadas, associadas ao afastamento gradativo do rio, como constatado atualmente no P2. O desenvolvimento de matas ciliares acontece quando o rio se desloca lateralmente e a planície de inundação vai aos poucos se transformando em um terraço fluvial. Nestes momentos, a densidade arbórea aumenta e o estresse hídrico diminui. As plantas lenhosas e palmeiras, que possuem raízes mais profundas, têm acesso à umidade vinda dos rios e não sofrem mais com os alagamentos durante as cheias.

Foi possível verificar a influência antrópica na vegetação da região, como no P1, onde a era encontrar atualmente um ambiente naturalmente mais úmido, com vegetação mais desenvolvida. Porém, o uso do espaço para pastagem, associado à erosão natural da vertente, afetou o desenvolvimento da vegetação. Neste caso o baixo D/P não é resultado de uma mudança climática e nem influência do sistema fluvial, mas de uma interferência antrópica na fitofisionomia da área.

Referências

ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia e o Orógeno. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 1-18, jan, 1995.

ALMEIDA-ABREU, P. A.; RENGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 1-14, jun, 2002.

AUGUSTIN, C. H. R. R. **Geoökologische Studien im südlichen Espinhaçogebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonder Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995. 294 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Departamento de Geografia, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt a. Main, Alemanha, 1995a.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. *In:* VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS. 10, 1995, Diamantina. **Anais [...]** Diamantina, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 3-4. 1995b

AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. A ocorrência de voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. **Geonomos**, v. 14, n. 1-2, p. 75-86, jan, 2006.

AUGUSTIN, C. H. R. R., COE, H. H. G., CHUENG, K. F., GOMES, J. G. Analysis of geomorphic dynamics in ancient quartzite landscape using phytolith and carbon isotopes, Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. **Géomorphologie**, 4, 355 – 376, 2014.

BARROS, L. F. P., COE, H. H. G., SEIXAS, A. P., MAGALHÃES JÚNIOR, A. P., MACARIO, K. C. B. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, 67, 71 – 88, 2016.

BREMOND, L. **Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation**. 2003. Thèse (Doctorat en Géosciences de l'environnement) – Université Aix-Marseille III, 2003.

BUENO, G. T.; TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES-JUNIOR, A. P. Paleociclos deposicionais e a moderna dinâmica fluvial do Ribeirão do Chiqueiro - Depressão de Gouveia/Espinhaço meridional – MG. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p.15-19, jan, 1997.

CARVALHO, A. de. **O papel dos processos fluviais na evolução do modelado do relevo na bacia do Rio Paraúna, Serra do Espinhaço Meridional – MG**. 2019. 236 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2019.

CHUENG, K. F. **Reconstituição paleoclimática da geodinâmica quaternária na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, através dos indicadores fitólitos e isótopos de carbono**. 2016. 179 f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

CHUENG, K. F., COE, H. H. G., FAGUNDES, M., VASCONCELOS, A. M. C., RICARDO, S. D. F., 2018. Reconstituição Paleoambiental da Área Arqueológica de Serra Negra, Face Leste do Espinhaço Meridional (Minas Gerais), através da Análise de Fitólitos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 11, 2260 – 2275, 2018.

CHUENG, K. F., COE, H. H. G., AUGUSTIN, C. H. R. R., MACARIO, K. D., RICARDO, S. D. F., VASCONCELOS, A. M. C. Landscape paleodynamics in siliciclastic domains with the use of phytoliths, sponge spicules and carbon isotopes: The case of southern Espinhaço Mountain Range, Minas Gerais, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 95, 102 – 232, 2019.

COE, H. H. G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário.** 2009. 301 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

COE, H. H. G., CHUENG, K. F., GOMES, J. G. Mudanças Possivelmente Antrópicas na Cobertura Vegetal na Região de Búzios, Rio de Janeiro, identificadas através de análises de fitólitos. **Revista Tamoios**, 7, 60 - 76, 2012a.

COE, H. H. G., CHUENG, K. F., GOMES, J. G. Reconstituições da Vegetação e Inferências de Paleoclimas Através da Utilização dos Indicadores Fitólitos e Isótopos de Carbono. Exemplos de Estudos no Brasil. **Revista Geonorte**, 1, 248 - 261, 2012b.

COE, H. H. G., ALEXANDRE, A., CARVALHO, C. N., M., SANTOS, G., SILVA, A. S.; F., SOUSA L. O., LEPSCH, I. F. Changes in Holocene tree cover density in Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brazil): Evidence from soil phytolith assemblages. **Quaternary International**, v.287, p.63 - 72, 2013.

COE, H. H. G.; OSTERRIETH, M.; HONAINE, M. F. Phytoliths and their Applications *In:* COE, H. H. G. e OSTERRIETH, M. (Org.) **Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)**. New York: Nova Science, 2014a.

COE, H. H. G.; KITA, MACARIO, K. C. D., GOMES, J. G., CHUENG, K. F., OLIVEIRA; F. S., GOMES, P. R., CARVALHO, C., LINARES, R., EDUARDO, ALVES, E., SANTOS G. Understanding Holocene variations in the vegetation of Sao Joao River basin, southeastern coast of Brazil, using phytolith and carbon isotopic analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.415, p.59 - 68, 2014b.

COE, H. H. G., SEIXAS, A. P., GOMES, J. G., BARROS, L. F. P. Reconstituição Paleobiogeoclimática através de Fitólitos e Isótopos de Carbono no Quadrilátero Ferrífero, MG. **Revista Equador**, 4, 1439 - 1447, 2015.

COE, H. H. G., SOUZA, R. C. C. L., DUARTE, M. R., RICARDO, S. D. F., MACHADO, D. O. B. F., MACARIO, K. C. D., SILVA, E. P. Characterisation of phytoliths from the stratigraphic layers of the sambaqui da Tarioba (Rio das Ostras, RJ, Brazil). **Flora**, 236/237, 1 - 8, 2017.

COE, H. H. G., RAMOS, Y. B. M., SILVA, A. L. C., GOMES, E., SOUSA, L. O. F., MACARIO, K. D., DIAS, R. R. Paleovegetação da Ilha Grande (Rio de Janeiro) no Holoceno através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 11, 456 – 476, 2018.

COE, H. H. G., MACHADO, D. O. B. F., CHUENG, K. F., RICARDO, S. D. F. Fitólitos de Sedimentos e Plantas – Métodos De Extração E Suas Aplicações. In: Sales, F.O. (Eds) **Ciências Exatas e da Terra: Exploração e Qualificação de Diferentes Tecnologias 3**, Atena, Ponta Grossa, Paraná, Brazil, 134 – 149, 2021.

DIAS, R. R., COE, H. H. G., RICARDO, S. D. F., VASCONCELOS, A. M. C., SOUSA, L. O. F. Reconstituição paleoambiental de dunas vegetadas na caatinga, em Aracati, Ceará, através de biomineralizações de sílica. **Revista GEOUECE**, v.08, p.193 - 208, 2019.

DIAS, R. R. **Reconstituição paleoambiental da bacia hidrográfica do Rio Paraúna, MG, relacionada a processos fluviais e geomorfológicos, através de biomineralizações de sílica.** 2020. 266 f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

DINIZ, A. D.; OLIVEIRA, C. V. de; AUGUSTIN, C. H. R. R. Relações Solos – Superfícies Geomórficas na porção Norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro (Gouveia, MG). **Geonomos**, v. 13, n. 1-2, p. 19-27, jan, 2005.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília: EMBRAPA, 2018.

GIULIETTI, A. M.; PIRANI, J. R.; HARLEY, R. M. Espinhaço Range Region eastern Brazil. *In:* DAVIS, S. D.; HEYWOOD, V. H.; HERRERA-MACBRYDE, O.; VILLA-LOBOS, J.; HAMILTON, A. C. (Org.) **Centers of Plant Diversity**: A Guide and Strategy for Their Conservation. England: Cambridgep. 397-404. 1997.

GORDON, E. S.; GONI, M. A. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 67, n.13, p. 2359-2375, jan, 2003.

MACHADO, D. O. B. F., CHUENG, K. F., COE, H. H. G.; SILVA, A. C., COSTA, C. R. Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the Preto river, Minas Gerais State, Brazil, through siliceous bioindicators. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 110, p. 103349, 2021.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, v. 96, p. 253-260, 2005.

MAGALHÃES Jr., A. P.; TRINDADE, E. S.; BUENO, G. T. Eventos Deposicionais Aluviais Cenozoicos na Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, Depressão de Gouveia - MG. In: **SIMP. NAC. GEOMORF.**, 1, Uberlândia - MG, 1996. Uberlândia: Revista Sociedade e Natureza, p. 74 - 78. 1996.

MERRITTS, D. J.; VINCENT, K. R.; WOHL, E. E. Long river profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B7, p. 14031-14050, dez,1994.

MEUNIER, J.-D.; ALEXANDRE, A. Interêt de létude du cycle biogéochimique du silicium pour interpréter la dynamique des sols tropicaux. **Bull. Soc. Géol. France**, v. 172, n. 5, p. 533-538, jun, 2001.

MITTERMEIER, R. A.; GIL, P. R.; HOFFMAN, M.; PILGRIM, J.; BROOKS, T.; MITTERMEIER, C. G.; LAMOREUX, J.; FONSECA, G. A. B. da. **Hotspots revisited**: earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions. Mexico City: Cemex, Conservation International, Agrupación Sierra Madre, 2004.

NIMER, E., BRANDÃO, A. M. P. M. **Balanço hídrico e clima da região dos cerrados**. 1. ed. Rio de Janeiro: FIBGE, 1989.

PAROLIN, M., MONTEIRO, M. R., COE, H. H. G., COLAVITE, A. P. Considerações Paleoambientais do Holoceno Médio por Meio de Fitólitos na Serra do Cadeado, Paraná. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, 1, 96 – 103, 2017.

PIPERNO, D. R. **Phytoliths Analysis**: an archaeological and geological perspective. San Diego: Academic Press, 1988.

PIPERNO, D. R.; BECKER, P. Vegetational History of a Site in the Central Amazon Basin Derived from Phytolith and Charcoal Records from Natural Soils. **Quaternary Research**, v. 45, n. 2, p. 202-209, dez, 1996.

RAPINI, A.; RIBEIRO, P. L.; LAMBERT, S.; PIRANI, J. R. A flora dos campos rupestres da Cadeia do Espinhaço. **Megadiversidade**, v. 4, n. 1, p. 16-24, jun, 2008.

RATTER, J. A.; RIBEIRO, J.F.; BRIDGEWATER, S. The Brazilian Cerrado vegetation and threats to its biodiversity. **Annals of Botany**, v. 1, n. 80, p. 223-230, 1997.

ROCHA, A. P. **Reconstituição Paleobiogeoclimática da Depressão de Gouveia (Minas Gerais) no Quaternário através de Análises de Fitólitos e Isótopos de Carbono**. 2014. 96 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2014.

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

SALGADO, E. T., PIMENTEL, A. M. M., CHUENG, K. F.; COE, H. H. G., CARDOSO, A. E. P., GIRARDI, S. B. Holocene palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of a native ecosystem on the coastal plain of southern Brazil through multi-proxy analysis. **Journal of South American Earth Sciences**, v.106, p.1 - 16, 2020.

SEIXAS, A. P. **Identificação de Mudanças Ambientais no Quadrilátero Ferrífero, MG, através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono**. 2015. 103 f. Monografia (Licenciatura em Geografia) – Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, 2015.

SEIXAS, A. P., COE, H. H. G., SILVA, A. L. C., LEPSCH, I. F., PAROLIN, M., MACÁRIO, K. D. Reconstituição das dondições paleoambientais relacionadas à ocorrência de linhas de pedra em latossolo no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ). **Revista da ANPEGE**, v.15, p.29 - 53, 2019.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (Org.) **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Brasília: EMBRAPA, 2017. Disponível em: <http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/171907/1/Manual-de-Metodos-de-Analise-de-Solo-2017.pdf>. Acesso em: 1 fev. 2018.

VIANELLO, R. L., ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa universitária UFV, 1991.

WEBB, E. A.; LONGSTAFFE, F. J. The oxygen isotopic compositions of silica phytoliths and plant water in grasses: implications for the study of paleoclimate. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n. 5, p. 767-780, fev, 2000.