

# Geomorfologia Estrutural

## Organização:

- Abner Monteiro Nunes Cordeiro





# Geomorfologia & Estrutural

---

## **Organização:**

- Abner Monteiro Nunes Cordeiro

---

MOSSORÓ- RN, 2026.

# UERN



**Universidade do Estado do Rio Grande do Norte**

**Reitora**

Cicília Raquel Maia Leite

**Vice-Reitor**

Francisco Dantas de Medeiros Neto

**Diretor da Editora Universitária da Uern (Eduern)**

Francisco Fabiano de Freitas Mendes

**Chefe do Setor Executivo da Editora Universitária da Uern (Eduern)**

Jacimária Fonseca de Medeiros

**Chefe do Setor de Editoração da Editora Universitária da Uern (Eduern)**

Lindercy Francisco Tomé de Souza Lins

**Conselho Editorial das Edições UERN**

Andreza Tacyana Félix Carvalho

Francisco Fabiano de Freitas Mendes

Franklin Roberto da Costa

Fernanda Abreu de Oliveira

Gleisson do Carmo Oliveira

Ismênia Gurgel Martins

Jacimária Fonseca de Medeiros

Lindercy Francisco Tomé de Souza Lins

Maria Ione da Silva

Otoniel Fernandes da Silva Júnior

Patrícia Batista Barra

Kalidia Felipe de Lima

Saulo Gomes Batista

Sérgio Luiz Pedrosa Silva

**Capa e Diagramação**

Gabriela Mabel Alves Vieira

**Catálogo da Publicação na Fonte.  
Universidade do Estado do Rio Grande do Norte.**

Geomorfologia Estrutural-Vol.VI [recurso eletrônico]. / Abner Monteiro Nunes Cardoso (org.). – Mossoró, RN: Edições UERN, 2026.

115 p.

ISBN: 978-85-7621-587-5 (E-book).

Coleção: Geomorfologia do Brasil.

1. Geomorfologia Estrutural. 2. Processos geomorfológicos. 3. Geomorfologia - Brasil. I. Universidade do Estado do Rio Grande do Norte. II. Título.

UERN/BC

CDD 551.4

Bibliotecário: Aline Karoline da Silva Araújo CRB 15/ 783

# Sumário:



## APRESENTAÇÃO.....

06

### 1. CONTROLE ESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PICUI, NORDESTE DO BRASIL

08

Assucena Nogueira Batista Dantas;  
João Rafael Vieira Dias;  
Camylla da Silva Dantas;  
Kívia Soares de Medeiros;  
Davi do Vale Lopes;  
Abner Monteiro Nunes Cordeiro.

### 2. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL

16

Felipe Pacheco Silva;  
Telma Mendes da Silva.

### 3. RELEVO GRANÍTICO NA SERRA DOS ÓRGÃOS (RJ)

32

Fernando Amaro Pessoa;  
Maria Carolina Villaça Gomes;  
Miguel Tupinambá;  
Luiz Guilherme do Eirado;  
Raphael Pilatti;  
Jefferson Pinheiro dos Santos;  
Julia Roberto Lirio Barbosa.

### 4. BREVES CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMORFOLOGIA DO MACIÇO DE SANTANA, NE DO BRASIL

49

João Rafael Vieira Dias;  
Assucena Nogueira Batista Dantas;  
Camylla da Silva Dantas;  
Davi do Vale Lopes;  
Abner Monteiro Nunes Cordeiro.

### 5. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS – SERGIPE/BRASIL

59

Luana Pereira Lima;  
Hélio Mário de Araújo;  
Heleno dos Santos Macedo.

6.

## SISTEMAS DE ESCARPAS APALACHIANAS NO BRASIL E ÁFRICA DO SUL – REVISITANDO UM TEMA CLÁSSICO DA GEOMORFOLOGIA

Roberto José Hezer Moreira Vervloet.

82

7.

## APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE CURVAS HIPSOMÉTRICAS PARA COMPREENSÃO MORFOESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM

Wemerson Flávio da Silva;  
Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares;  
George Pereira de Oliveira;  
Jonas Harrison Santos de Melo;  
Osvaldo Girão;  
Ariadne Fernanda Ferraz Vieira;  
Laira da Silva Rocha;  
Carla Suelânia da Silva;  
Leandro Diomério João dos Santos.

101

## Geomorfologia Estrutural

Abner Monteiro Nunes Cordeiro





## Geomorfologia do Brasil

# Apresentação

A **Coleção Geomorfologia do Brasil**, editada pela Edições Uern - EDUERN, reúne contribuições de pesquisadores e pesquisadoras de diferentes regiões do país que apresentaram seus trabalhos no XV Simpósio Nacional de Geomorfologia (SINAGEO), realizado em Natal (RN), entre os dias 4 e 8 de agosto de 2025.

Composta por 14 volumes temáticos, a coleção expressa a diversidade e a vitalidade da produção científica brasileira em Geomorfologia, contemplando desde abordagens clássicas até perspectivas inovadoras que integram novas tecnologias, análises ambientais e dimensões sociais da paisagem. Cada livro reflete o compromisso coletivo de fortalecer e divulgar o conhecimento geomorfológico produzido no Brasil, promovendo diálogo entre diferentes áreas e instituições.

### ... OS VOLUMES QUE COMPÕEM A COLEÇÃO SÃO:



#### 1. Intemperismo, Solos e Paisagem

organizado por Davi do Vale Lopes (UFRN)



#### 2. Processos e Formas de Vertentes

organizado por Grace Bungenstab Alves (UFBA)



#### 3. Geomorfologia Fluvial e Lacustre

organizado por José Yure Gomes dos Santos (UFRN)  
e Filipe da Silva Peixoto (UERN)



#### 4. Geomorfologia Costeira, Marinha e Eólica

organizado por Antônio Rodrigues Ximenes Neto (UFRN)



#### 5. Geomorfologia de Áreas Cársticas

organizado por Luiz Eduardo Panisset Travassos (PUC-MG)



#### 6. Geomorfologia Estrutural

organizado por Abner Monteiro Nunes Cordeiro (UFRN)



#### 7. Geomorfologia Ambiental

organizado por Glairton Cardoso Rocha (IFPI)



## 8. Quantificação de Processos, Modelagem e Geocronologia

organizado por Kleber Carvalho Lima (UPE)  
e Everton Vinicius Valezio (UPE)



## 9. Mapeamento Geomorfológico: Básico e Aplicado

organizado por Rosangela Garrido Machado Botelho (IBGE)



## 10. Risco Geomorfológico: Diagnóstico, Prevenção e Previsão

organizado por Maria Carolina Villaça Gomes (UERJ)



## 11. Antropoceno e Geomorfologia Urbana

organizado por Guilherme Borges Fernandez (UFF)  
Miguel Felipe (UFJF)  
e Maria Luíza de Oliveira Terto



## 12. Geodiversidade e Patrimônio Geomorfológico

organizado por Thiara Oliveira Rabelo (UFRN)  
e Luciana Martins Freire (UFPA)



## 13. Geotecnologias e Inteligência Artificial Aplicadas à Geomorfologia

organizado por Paulo Victor do Nascimento Araújo (IFRN)  
e Sílvio Braz de Sousa (UFRN)



## 14. Ensino de Geomorfologia na Educação Formal e Não Formal

organizado por Emanuel Lindemberg Silva Albuquerque (UFDFPar)  
e José Falcão Sobrinho (UVA)

Mais do que uma coletânea de textos, esta coleção constitui um registro histórico da consolidação da geomorfologia brasileira em múltiplas frentes — teórica, metodológica e aplicada. Esperamos que cada volume inspire novas leituras do relevo, novas formas de pensar a paisagem e novos caminhos de pesquisa comprometidos com a compreensão das dinâmicas da superfície terrestre.

**Desejamos a todos uma excelente leitura!**

*Jacimária Fonseca de Medeiros, Thaís Guimarães,  
e Marco Túlio Mendonça Diniz*

Organizadores da Coleção Geomorfologia do Brasil



# CONTROLE ESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PICUÍ, NORDESTE DO BRASIL

Assucena Nogueira Batista Dantas <sup>1</sup>

João Rafael Vieira Dias <sup>2</sup>

Camylla da Silva Dantas <sup>3</sup>

Kívia Soares de Medeiros <sup>4</sup>

Davi do Vale Lopes <sup>5</sup>

Abner Monteiro Nunes Cordeiro <sup>6</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Rio Picuí, Tensões Interplaca, Magmatismo Macau, Lineamentos Estruturais.

## RESUMO

A rede de drenagem se configura como uma importante ferramenta na análise do controle litoestrutural e tectônico de uma bacia hidrográfica, pois pode fornecer importantes informações sobre as características do substrato geológico e indícios de atividades tectônicas pretéritas, a partir da presença de anomalias de drenagem. No Nordeste brasileiro, os principais sistemas de drenagem são condicionados por estruturas deformacionais, que determinam a dinâmica de dissecação e agradação fluvial. Diante desse contexto, este trabalho tem como objetivo analisar o controle litoestrutural e (neo)tectônico da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Picuí, localizada entre os Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. A rede de drenagem dessa bacia hidrográfica apresenta a ocorrência de diversas anomalias, como cotovelos de drenagem, segmentos retilíneos e processo de superimposição, que sugerem controle litoestrutural e (neo)tectônico. A elaboração dessa pesquisa foi feita a partir de uma ampla revisão bibliográfica e cartográfica acerca do controle litoestrutural e tectônico da rede de drenagem do Nordeste setentrional do Brasil, seguido pela utilização de softwares de geoprocessamento para a identificação de anomalias de drenagem e geração de produtos cartográficos. A integração dos dados obtidos evidencia que a rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Picuí apresenta forte controle litoestrutural. Os resultados sugerem que a atual configuração da rede de drenagem dessa bacia foi

- <sup>1</sup> Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia do CERES/UFRN (GEOCERES), [assucenadantas@gmail.com](mailto:assucenadantas@gmail.com)
- <sup>2</sup> Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geografia do CERES/UFRN (GEOCERES), [jrafael.ufrn@email.com](mailto:jrafael.ufrn@email.com)
- <sup>3</sup> Doutoranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UECE (PROP GEO), [camylla15dantas@hotmail.com](mailto:camylla15dantas@hotmail.com)
- <sup>4</sup> Graduanda do Curso de Geografia do Centro de Ensino Superior do Seridó (CERES/UFRN), [kiviamedeiros1205@gmail.com](mailto:kiviamedeiros1205@gmail.com)
- <sup>5</sup> Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, [davi.lopes@ufrn.br](mailto:davi.lopes@ufrn.br)
- <sup>6</sup> Professor Orientador: Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, [abner.cordeiro@ufrn.br](mailto:abner.cordeiro@ufrn.br)



devidamente afetada por mudanças no campo de tensões a partir do Mioceno, mas também pelo processo de underplating magmático associado ao magmatismo Macau que afetou o Planalto da Borborema.

## INTRODUÇÃO

A rede de drenagem, através de seus padrões, formas e morfometria, pode fornecer informações sobre os aspectos geológicos e geomorfológicos de determinadas áreas, assim como sobre condicionamento morfoestrutural do relevo (Soares; Fiori, 1976; Couto et al., 2011), configurando-se como uma importante ferramenta na análise do controle litoestrutural e morfotectônico (Hayakawa; Rossetti, 2012; Cordeiro et al., 2024).

O controle litoestrutural, tanto no desenvolvimento, quanto na configuração da rede de drenagem, é evidenciado a partir dos padrões geométricos dos canais e/ou das anomalias de drenagem, associados ao substrato geológico. De acordo com Howard (1967), as anomalias de drenagem são feições, como, por exemplo, segmentos retilíneos, inflexões abruptas e trechos de meandros, que indicam algum controle litoestrutural (Gontijo, 1999; Hayakawa; Rossetti, 2012).

No Nordeste setentrional brasileiro, os principais sistemas de drenagem configuraram sua dinâmica de dissecação e agração fluvial em conformidade com as principais estruturas de deformação dúcteis e rúpteis, impressas no embasamento cristalino, desenvolvidas desde o final do Ciclo Brasileiro (Maia; Bezerra, 2014; Cavalcanti; Bastos; Cordeiro, 2020; Cordeiro et al., 2024). São exemplos desses sistemas de drenagens, no Estado do Rio Grande do Norte, os vales dos rios Piranhas-Açu e Apodi-Mossoró, ambos encaixados no sistema de falhas da fase rift da Bacia Potiguar (Maia; Bezerra, 2011; Silva; Maia, 2017).

Diante desse contexto, este trabalho tem como objetivo analisar o controle litoestrutural e (neo)tectônico da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Picuí (BHRP), a partir de produtos e técnicas de sensoriamento remoto. A rede de drenagem da BHRP apresenta diversas anomalias, como inflexões ortogonais, trechos retilíneos e processo de superimposição, sugestivos de drenagens com controle litoestrutural.

## ÁREA DE ESTUDO

A BHRP está localizada entre os estados do Rio Grande do Norte (RN) e Paraíba (PB), na porção ocidental do Planalto da Borborema. Essa Bacia está inserida no setor setentrional da Província Borborema, no contexto tectônico-estratigráfico do Domínio Rio-Piranhas Seridó (DRPS), sendo constituída por rochas do embasamento paleoproterozoico (Complexo Caicó), supracrustais neoproterozoicas (Grupo Seridó),



intrusões graníticas, a exemplo de diques de pegmatitos, datados do Cambriano (Cabral Neto et al., 2018), além de rochas basálticas, associadas ao magmatismo Macau (30-20 Ma) (Bezerra et al., 2020), e coberturas sedimentares relacionadas a Formação Serra do Martins (Costa et al., 2019; Dantas; Medeiros; Cavalcante, 2021).

A área de estudo está sob influência do clima semiárido, caracterizado por elevadas temperaturas ( $\geq 27^{\circ}\text{C}$ ) e evapotranspiração potencial de  $\sim 2.200$  mm/ano, com chuvas irregularmente distribuídas tanto no tempo quanto no espaço, concentradas, no primeiro semestre do ano, em períodos de três a quatro meses (Lima et al., 2011; Jesus; Matos, 2013; Diniz; Pereira, 2015). As condições inerentes a esse clima proporcionam o desenvolvimento de uma rede de drenagem intermitente, assim como o estabelecimento da vegetação de Caatinga, além de solos rasos e pedregosos.

## METODOLOGIA

As etapas metodológicas deste trabalho envolveram uma ampla revisão bibliográfica sobre controle litoestrutural da rede de drenagem do Nordeste setentrional brasileiro, seguida pela utilização de softwares de geoprocessamento, que permitiram o reconhecimento da área de estudo, assim como a geração de dados e produtos cartográficos georreferenciados.

A extração da rede de drenagem foi realizada de forma automática no software Qgis, versão 3.40.4, através do complemento SAGA (System for Automated Geoscientific Analyses) > Saga next gen > Terrain analysis - channels > Channel network and drainage basins, utilizando-se a imagem do Copernicus DEM de resolução espacial de 30 m, disponibilizada de forma gratuita na internet. Posteriormente, foi determinada a hierarquia da rede de drenagem segundo Strahler (1952).

Para a obtenção da densidade de drenagem (Dd) foi utilizada a seguinte fórmula:  $Dd = Lt/A$ , em que: Lt = comprimento total dos canais; A = Área da bacia. A partir disso foi feita a classificação em faixas para a densidade de drenagem, classificando-a em baixa, mediana, alta e muito alta, conforme (Beltrame, 1994).

Em seguida, a partir da análise de imagens de satélite e modelos digitais de elevação foram extraídos de forma manual os lineamentos da área de estudo mediante a utilização das ferramentas de edição do software Qgis. Para a extração manual dos lineamentos, é considerado que estes compreendem feições lineares identificáveis nos terrenos e em imagens de sensores remotos, que podem estar associados a estruturas de subsuperfície, especialmente a linhas de fraqueza (Bricalli, 2016).

Por fim, em posse da rede drenagem e das feições mapeadas foram gerados os gráficos de rosetas que permitiram espacializar a direção preferencial da drenagem e

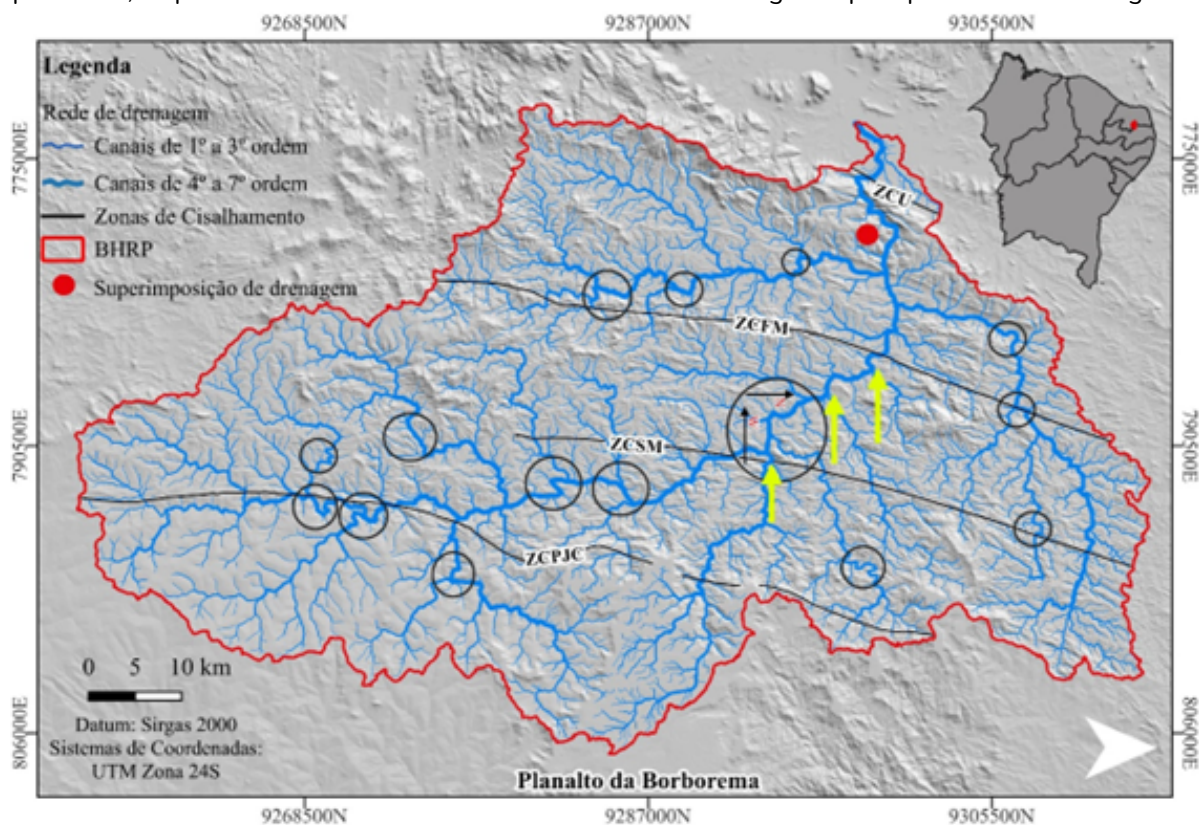


dos lineamentos estruturais. A produção dos gráficos de roseta foi realizada no software OpenStereo, a partir do arquivo de entrada .txt, obtido mediante a conversão de dados gráficos (.shp) em dados numéricos (.txt) através da ferramenta AzimuthFinder (Queiroz et al., 2014).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

A BHRP ocupa uma área de ~ 1.217 km<sup>2</sup> (Figura 1), com uma rede de drenagem disposta em 6.170 canais, a qual totaliza uma extensão de ~ 2.628 km. O canal principal apresenta uma extensão de 80 km, com suas principais nascentes localizadas no Estado da Paraíba. Essa bacia compreende canais de 1º a 7º ordem, na qual os canais de 1º e 2º ordem representam quase 75% da rede de drenagem.

**FIGURA 1** - Mapa da BHRP, onde as setas amarelas indicam a migração gradual do canal do rio Picuí, de leste para oeste, enquanto os círculos cinzas destacam as anomalias ao longo dos principais canais de drenagem.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025). Legenda- ZCU: Zona de cisalhamento Umburana; ZCFM: Zona de Cisalhamento Frei Martinho; ZCSM: Zona de Cisalhamento Santa Mônica; ZCPJC: Zona de Cisalhamento Picuí João Câmara.

A análise da rede de drenagem da BHRP revela uma densidade de drenagem (Dd) de 2,06 km/km<sup>2</sup>, o que indica que a bacia tem uma alta densidade de drenagem, que está associada a baixa permeabilidade das rochas metamórficas da Formação Seridó. A densidade de drenagem é o parâmetro que controla a eficiência do escoamento, refletindo

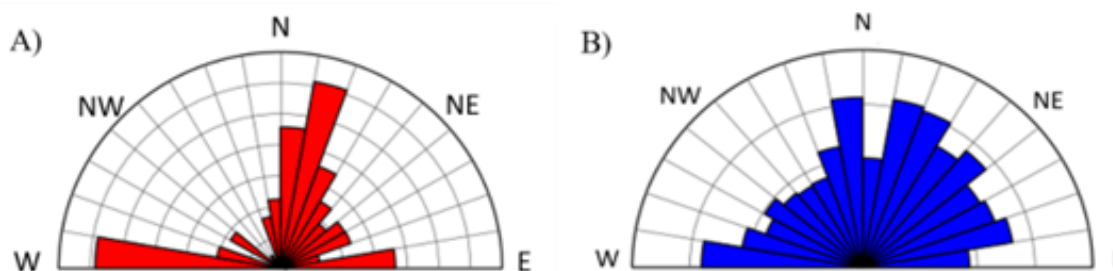


a influência do clima, do relevo, do tipo de rocha e de solo, da cobertura vegetal e, do uso e ocupação da bacia (Thomas; Goudie, 2000).

Quanto a análise qualitativa do arranjo da rede de drenagem, a BHRP apresenta predominantemente o padrão de drenagem dendrítico, caracterizado por apresentar um arranjo irregular em todas as direções, como reflexo da declividade e das características pouco heterogêneas da litologia da área de estudo. Esse padrão é tipicamente desenvolvido sobre rochas de resistência uniforme (Christofolletti, 1980), a exemplo dos micaxisto da Formação Seridó, litologia de maior representatividade da BHRP.

A organização do padrão de drenagem quando analisada pela totalidade de seus canais (1º a 7º ordem), apresenta canais dispersos em todas as direções (Gráfico 1). Contudo, destacam-se como direções preferenciais a NNE-SSW, seguidas das direções NE-SW, W-E e NW-SE. Essa disposição preferencial da rede de drenagem da BHRP confere compatibilidade com as principais estruturas de deformação regional, a exemplo das zonas de cisalhamento de direção NE-SW, herdadas da Orogênese Brasileira e reativadas no Cretáceo e Cenozoico (Bezerra; Vita-Finzi, 2000).

**GRÁFICO 1** – Diagrama em rosetas da direção preferencial dos lineamentos (A) e da rede de drenagem (B).



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

Contudo, quando analisado o canal principal do rio Picuí, este apresenta um padrão direcional NNW-SSE, que destoa da tendencial regional NE-SW. Para explicar esse direcionamento anômalo do rio Picuí, ou melhor a migração gradual do rio Picuí, leste para oeste, deve-se levar em consideração o soerguimento do Planalto da Borborema e da superfície erosiva adjacente, em razão do espessamento crustal (magmatic underplating), associado a atividade do Magmatismo Macau (Oliveira; Medeiros, 2012).

O soerguimento do Planalto da Borborema potencializou os processos erosivos por meio do rejuvenescimento do relevo da BHRP. Conforme Maia, Betárd e Bezerra (2014), esse soerguimento se constitui como o principal modificador dos níveis de base de erosão. A partir disso, a medida que a drenagem foi se instalando, os canais foram ocupando os setores mais fraturados, e vinculados a presença de planos de fraqueza de direção E-W e NW-SE, o que resultou no deslocamento lateral do rio Picuí, assim como no processo de superimposição de drenagem no setor oeste da bacia (Figura 1).



Esses planos de fraqueza de direção E-W e NW-SE, de acordo com Bezerra et al. (2020), foram, provavelmente, desenvolvidos a partir do Mioceno Médio, em razão da mudança no campo de tensões intraplaca, predominantemente compressivas de direção NW-SE e E-W, associada à compressão na Cadeia Andina e à expansão do assoalho oceânico mesoatlântico (forças de ridge push) (Cremonini; Karner, 1995; Ferreira et al., 2008; Assumpção et al., 2016).

Por fim, a análise da rede de drenagem da BHRP evidenciou a presença de diversas anomalias de drenagem (e.g., segmentos retilíneos, curvas anômalas e inflexões ortogonais) (Figura 1). Essas anomalias podem estar correlacionadas aos fatores estruturais (e.g., falhas, fraturas, diques) e litológicos (e.g., heterogeneidade das rochas) da BHRP.

## CONCLUSÕES

Portanto, destaca-se que a BHRP, apresenta uma área bem drenada, caracterizada por apresentar predominantemente um padrão dendrítico de drenagem, como reflexo das da baixa permeabilidade do substrato rochoso pré-cambriano. Contudo, mesmo reconhecendo a importância do substrato, deve-se levar em consideração o controle estrutural e tectônico da BHRP, evidenciado a partir das anomalias de drenagem, onde as estruturas de deformação rúpteis de direção W-E e NW-SE sugerem um condicionamento estrutural dos principais canais fluviais.

## *Agradecimentos:*

**O**s autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (GEOCERES/UFRN) e a Direção do Centro de Ensino Superior do Seridó (CERES/UFRN) pelo apoio logístico e financeiro, e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pelo apoio financeiro.



## REFERÊNCIAS

- ASSUMPÇÃO, M.; DIAS, F. L.; ZEVALLOS, I.; NALIBOFFI, J. B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 278-295, 2016.
- BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação**. Florianópolis: UFSC, 1994.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARAL, R. F.; SILVA, F. O.; SOUSA, M. O. L.; FONSECA, V. P.; VIEIRA, M. M. **Folha Macau: SB.24-X-D-II**. Escala 1:100.000. Nota explicativa. Rio Grande do Norte: UFRN/CPRM, 2007. 63p.
- BEZERRA, F. H.; CASTRO, D. L.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. o. L.; MOURA-LIMA, E. N.; ROSSETI, D. F.; BERTOTTI, G.; SOUZA, Z. S.; NOGUEIRA, F. C. C. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil – implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine and Petroleum Geology**, v. 111, p. 88-104, 2020.
- CABRAL NETO, I.; SILVEIRA, F. V.; FERNANDES, P. R.; PAES, V. J. C.; SANTOS, L. D.; MEDEIROS, V. C. **Mapa geológico e de recursos minerais de lítio-Província Pegmatítica da Borborema**. Escala 1:250.000. Natal: CPRM, 2018.
- CABRAL NETO, I.; SILVEIRA, F. V.; FERNANDES, P. R.; PAES, V. J. C.; SANTOS, L. D.; MEDEIROS, V. C. **Mapa geológico e de recursos minerais de lítio-Província Pegmatítica da Borborema**. Escala 1:250.000. Natal: CPRM, 2018.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- COSTA, A. P. et al. **Mapa geológico da Província Mineral do Seridó: estados da Paraíba e Rio Grande do Norte**. Recife: SGB/CPRM, 2019.
- COUTO, E. V.; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, Paraná. **Geociências**, v. 30, n. 3, p. 315- 326, 2011.
- CREMONINI, O. A.; KARNER, G. D. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Boletim...** Recife, 1995, v. 14, p. 181-184.
- DANTAS, E. P.; MEDEIROS, V. C.; CAVALCANTE, R. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Recife: SGB/CPRM, 2021.
- FERREIRA, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; NASCIMENTO, A. F.; SÁ, J. M.; FRANÇA, G. S. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. **Tectonophysics**, v. 456, n. 3/4, p. 111-126, 2008. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.01.009.
- GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Estadual de São Paulo – Campus Rio Claro, 1999.
- HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo curso rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, p. 401-418, 2012.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologist**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259. 1967.
- JESUS, E. S.; MATTOS, A. Análise espaço temporal da evapotranspiração sobre a microrregião do Seridó no Estado do Rio Grande do Norte. **Holos**, v. 6, n. 29, p. 22-32, 2013.
- LIMA, R. C. C.; CAVALCANTE, A. M. B.; MARIN, A. M. P. (Eds.). Desertificação e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. Instituto Nacional do Semiárido – INSA: Campina Grande, 2011. 209p.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014.



MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: Uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins–NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, p. 60–76, 2012.

SCHUMM, S. A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 2005. 236p.

SILVA, M. B.; MAIA, R. P. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 637-655, 2017.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, p. 71-104, 1976.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 10, p. 1117-1142, 1952.

THOMAS, S. D. G.; GOUDIE, A. **The dictionary of Physical Geography**. Malden, USA: Blacwell publishers Ltd, 2000, 610p.



# ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA MANTIQUEIRA SETENTRIONAL

Felipe Pacheco Silva<sup>1</sup>  
Telma Mendes da Silva<sup>2</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Morfoestrutura, Perfis de relevo em varredura Serra Mantiqueira, Lineamentos, Tectônia.

## RESUMO

A análise morfoestrutural da Mantiqueira Setentrional baseia-se no estudo das relações entre a geologia estrutural e a evolução do relevo. A pesquisa utilizou mapeamento de lineamentos, construção de perfis topográficos e de varredura, assim como análise da drenagem para compreender a configuração tectônica da região. A Mantiqueira Setentrional é composta pelos Patamares Escalonados do Sul Capixaba, Maciços do Caparaó e Serranias da Zona da Mata Mineira, áreas caracterizadas por um relevo intensamente dissecado e marcado pela influência de falhas e zonas de cisalhamento. A análise demonstrou que os lineamentos predominantes seguem direções NE-SW e NW-SE, refletindo a herança estrutural da Faixa Ribeira e do Orógeno Araçuaí. A organização dos blocos tectônicos sugere uma compartimentação da paisagem controlada por falhamentos transcorrentes e zonas de fraqueza crustal, associando-se diretamente à configuração da drenagem. Os perfis topográficos e relevo em varredura indicaram setores elevados sustentados por rochas mais resistentes, como quartzitos, enquanto áreas mais rebaixadas estão associadas às zonas de cisalhamento ativas. Além disso, a relação entre drenagem e estrutura geológica foi evidenciada pela análise dos canais de primeira ordem, que se mostram alinhados às direções principais dos lineamentos, indicando forte controle tectônico sobre a evolução dos sistemas fluviais. Portanto, a configuração morfoestrutural da Mantiqueira Setentrional está diretamente ligada à interação entre processos erosivos e reativação de falhas e tem contribuído para o recuo da escarpa e a reorganização da rede de drenagem regional. A compreensão desses processos auxilia na interpretação da evolução geodinâmica da Serra da Mantiqueira e na identificação de áreas de instabilidade geológica.

<sup>1</sup> Doutor em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ; Pós-doutorando pelo Programa de Pós-Graduação Engenharia Civil e Estruturas da Universidade de São Paulo – USP – SP, [felipe\\_pacheco@usp.br](mailto:felipe_pacheco@usp.br)

<sup>2</sup> Professora Orientadora: Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ – RJ, [telmageo@gmail.com](mailto:telmageo@gmail.com)



## INTRODUÇÃO

A análise da compartimentação do relevo a partir de critérios morfoestruturais consiste em uma abordagem amplamente utilizada na literatura geomorfológica. Essa perspectiva permite identificar blocos tectonicamente elevados ou deprimidos e zonas de transição estrutural, por meio da análise integrada de perfis topográficos, extração de lineamentos estruturais e interpretação da rede de drenagem (Silva, 2002; Bricalli, 2016). Nesse contexto, destacam-se duas categorias conceituais fundamentais: as feições morfoestruturais, caracterizadas por formas do relevo resultantes de condicionantes litoestruturais antigos, cuja origem remonta a eventos tectônicos pretéritos (Saadi, 1991), e as feições morfotectônicas, cuja gênese está vinculada à ação de deformações crustais ainda ativas ou recentes, expressando uma relação direta entre os elementos estruturais e a modelagem atual da paisagem (Etchebehere, 2000).

O caráter ressurgente da tectônica cenozoica brasileira (Hasui, 1990) impõe desafios à distinção entre estruturas herdadas e estruturas ativas. Entretanto, ao longo da fachada atlântica sudeste do Brasil - reconhecida como uma margem continental passiva atípica - acumulam-se evidências de reativações neotectônicas e compartimentações crustais associadas à instalação do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (Zalán; Oliveira, 2005). Essa província estrutural é marcada por uma sequência de horsts e grábens colaterais à costa atlântica, representados topograficamente pelas serras do Mar e da Mantiqueira, configurando um expressivo degrau orográfico que segmenta o relevo regional.

A Serra da Mantiqueira, por sua vez, insere-se nesse contexto como o segundo grande alinhamento orográfico da margem sudeste, compondo um vasto sistema de patamares dissecados e elevadas cristas cristalinas. De acordo com a regionalização proposta por Gatto et al. (1983), a Serra divide-se em duas grandes porções: a Mantiqueira Meridional, mais elevada e contínua, associada ao Planalto de Campos do Jordão e ao Maciço de Itatiaia; e a Mantiqueira Setentrional, que compreende os Patamares Escalonados do Sul Capixaba, o Maciço do Caparaó e as Serranias da Zona da Mata mineira. Esta última é marcada por um relevo intensamente dissecado, com compartimentos topográficos mais rebaixados, altitudes médias inferiores a 1.000 metros, e forte condicionamento da drenagem aos lineamentos estruturais (Figura 1) (Valadão, 2009; Marques Neto, 2017).

Neste trabalho, a atenção se volta especificamente à Mantiqueira Setentrional, cuja morfologia revela padrões que indicam controle estrutural ativo e herdado. A região constitui uma área de confluência entre domínios estruturais distintos, marcada pela presença de zonas de cisalhamento, falhas transcorrentes e expressivas variações

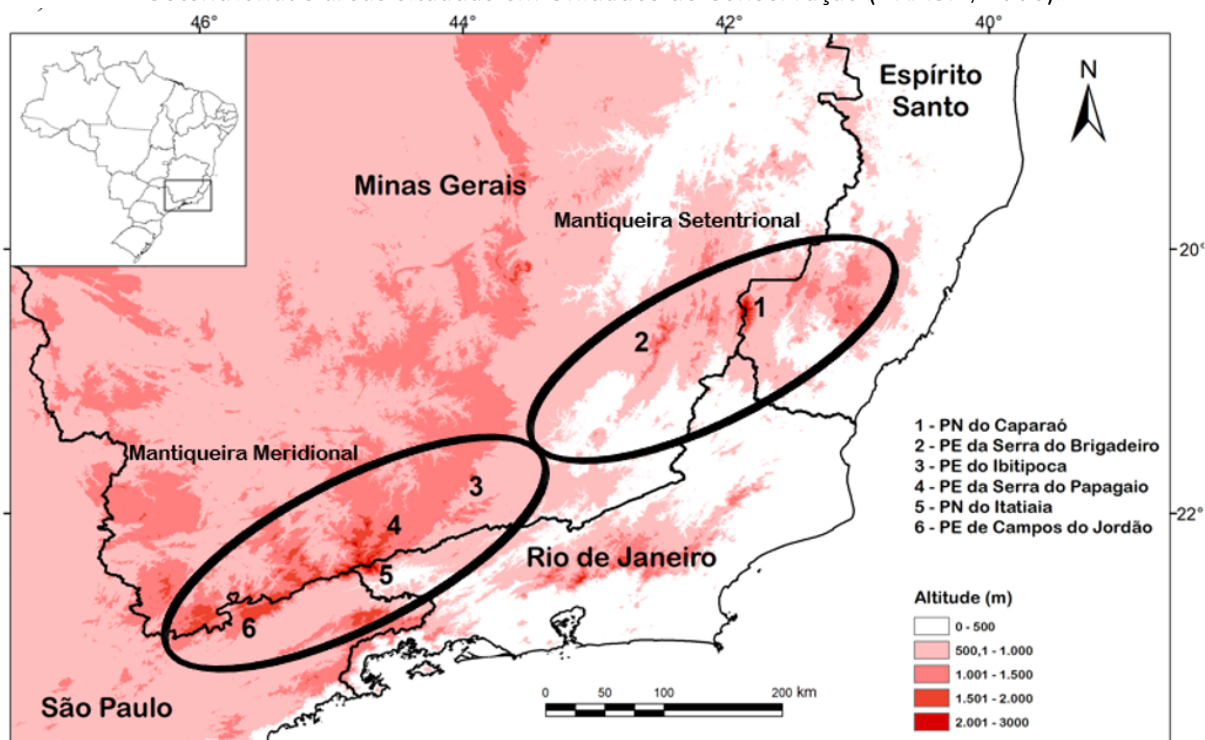


altimétricas. A compartimentação tectônica desta porção da Serra remete às estruturas da Faixa Ribeira e do Orógeno Araçuaí, com lineamentos predominantes nas direções NE-SW e NW-SE, os quais refletem a reativação de antigas zonas de fraqueza crustal.

A presente pesquisa teve como objetivo geral compreender os condicionantes tectônico-estruturais da compartimentação do relevo na Mantiqueira Setentrional, a partir da análise integrada de lineamentos, perfis topográficos e sistemas de drenagem. Como objetivos específicos, buscou-se:

- (i) mapear e analisar os principais lineamentos estruturais da região com base em imagens de relevo sombreado;
- (ii) identificar compartimentos morfoestruturais por meio de perfis de varredura e parâmetros altimétricos;
- (iii) investigar o padrão de drenagem e sua relação com os controles estruturais locais.

**FIGURA 1** – Localização da Serra da Mantiqueira, com destaque para os setores Meridional e Setentrional e áreas situadas em Unidades de Conservação (BRASIL, 2000).



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

O sensoriamento remoto, conforme destacado por Gomez e Jones (2010), constitui uma ferramenta indispensável para a compreensão das feições do espaço geográfico, permitindo a amostragem, documentação e extração de informações por meio de tecnologias digitais avançadas. Sua aplicação tem se mostrado particularmente eficaz em análises morfoestruturais e morfotectônicas, sobretudo quando integradas a dados topográficos, geológicos e geomorfológicos em ambiente de Sistemas de Informações



Geográficas (SIG). Tais abordagens vêm se consolidando como centrais nos estudos voltados à evolução do relevo e ao reconhecimento de padrões tectônicos em regiões intraplaca, como é o caso do Sudeste brasileiro.

A hipótese principal é que a configuração da paisagem da Mantiqueira Setentrional é fortemente influenciada pela herança estrutural, mas também por episódios de reativação tectônica neocenoica, particularmente ao longo de zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes. A organização dos blocos, o comportamento anômalo da drenagem e a concentração de feições escarpadas em zonas de fratura sugerem uma compartimentação controlada por falhamentos reativados, em consonância com o modelo de evolução do Rift Continental do Sudeste do Brasil.

Em síntese, estima-se que o estudo contribui para o entendimento da compartimentação morfoestrutural da Mantiqueira Setentrional e para a discussão sobre os efeitos da tectônica cenozoica na evolução de margens passivas. Ao evidenciar o papel das estruturas geológicas na configuração atual da paisagem, o trabalho tende a reforçar a importância da análise morfotectônica em contextos intraplaca e propõe uma abordagem metodológica replicável para outras serranias do Sudeste brasileiro.

## **METODOLOGIA**

A estruturação da base de dados cartográficos foi conduzida em ambiente de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), integrando ferramentas das plataformas ArcGIS Desktop© 10.8.1 (Esri, 2019) e Global Mapper© 16.1.0 (Blue Marble, 2015). Essa base foi composta por produtos primários diversos, incluindo cartas topográficas, ortofotos e modelos digitais de elevação (MDE), que serviram de referência para as análises subsequentes.

As cartas topográficas utilizadas correspondem às folhas em escala 1:50.000: Manhumirim (SF-24-V-A-I-3) e Espera Feliz (SF-24-V-A-IV-1). Em escala 1:250.000, foram empregadas as folhas de Cachoeiro de Itapemirim, Ipatinga e Ponte Novatodas disponibilizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Os dados foram trabalhados tanto em formatos matriciais (raster) quanto vetoriais (shapefile), abrangendo informações topográficas e hidrográficas fundamentais, como curvas de nível, pontos cotados e rede de drenagem.

A esses dados foram integradas informações geológicas provenientes do Mapa Geológico de Minas Gerais, na escala 1:1.000.000 (CPRM e CODEMIG, 2014), bem como levantamentos geológicos mais detalhados na escala 1:100.000 (Heineck et al., 2003; Heilbron et al., 2004; Noce et al., 2004; Novo et al., 2014).



Foram utilizadas imagens orbitais do sensor MSI/Sentinel-2, do programa europeu Copernicus (ESA), com resolução de 10 a 20 metros, obtidas via United States Geological Survey (USGS, 2018). O Modelo Digital de Elevação (MDE) da Missão SRTM, versão SRTM Plus com resolução espacial de 1 segundo de arco (~30 metros), fornecido pelo USGS, foi utilizado como base para a geração de derivados morfométricos. Esse MDE foi processado para a obtenção de produtos básicos como declividade, relevo sombreado, delimitação e hierarquização de bacias hidrográficas. A partir desses dados, foram elaboradas análises estruturais (lineamentos), e geomorfométricas (índices morfométricos), que embasam a investigação morfoestrutural.

A investigação do controle morfoestrutural do relevo fundamentou-se na integração espacial de litotipos, feições lineares (lineamentos), compartimentos morfológicos e rede de drenagem. A abordagem seguiu o método de perfis de relevo em varredura, conforme Silva e Silva (2018), permitindo a identificação de blocos tectonicamente elevados ou deprimidos, bem como áreas de transição entre compartimentos morfoestruturais (Meis et al., 1982).

As direções da drenagem, especialmente dos canais de primeira ordem, foram interpretadas com base na conceituação de Strahler (1952), como indicadoras de condicionamento estrutural, especialmente em regiões afetadas por eventos tectônicos recentes (Salamuni et al., 2004). Os lineamentos foram definidos segundo O'Leary et al. (1976) como feições lineares que contrastam com as estruturas adjacentes, indicando possível controle subsuperficial. A extração foi realizada de forma analógica em ambiente digital (ArcGIS), utilizando imagens de relevo sombreado obtidas com iluminação azimutal nos ângulos de 45°, 90°, 311° a 360°, com altitude solar de 45°.

Foram considerados apenas os lineamentos com extensão igual ou superior a 1.000 metros. As feições extraídas incluem cristas, morros, colinas e segmentos retilíneos de canais fluviais. A direção, frequência e comprimento dos lineamentos foram analisados no software Spring 5.1.8 (Câmara et al., 1996), sendo posteriormente confrontados com estruturas geológicas conhecidas, como zonas de cisalhamento e fraturas, para validação em campo.

A técnica de perfis em varredura, conforme proposta por Silva e Silva (2018) e defendida por Bricalli (2016), foi empregada como ferramenta para identificação de blocos tectônicos diferenciados. A metodologia possibilitou a leitura de variações altimétricas, permitindo a caracterização de áreas elevadas, rebaixadas e zonas de transição entre compartimentos morfoestruturais. Trata-se de um recurso amplamente difundido na literatura geomorfológica (Silva, 2002; Mello et al., 2005; Fortes et al., 2014; Marent, 2016), que contribui para a compreensão regional dos padrões estruturais do relevo.

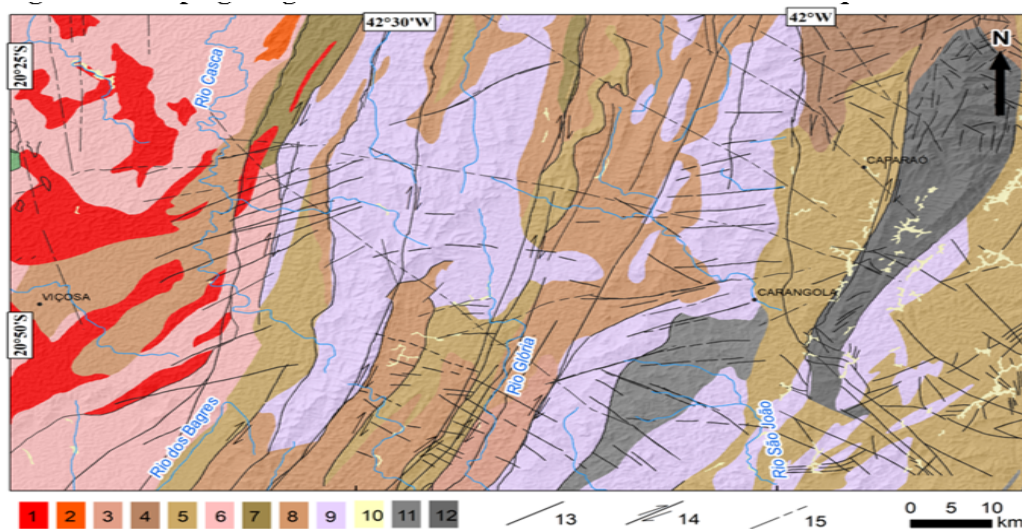


## RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Serra da Mantiqueira Setentrional insere-se no domínio das Faixas de Dobramentos Remobilizados e apresenta feições morfológicas fortemente condicionadas por estruturas tectônicas herdadas e reativadas, como falhas, escarpas e alinhamentos de relevo (Gatto et al., 1983). Esses elementos expressam um controle estrutural marcante sobre a morfologia atual, revelando a atuação de processos tectônicos recentes e antigos na organização da paisagem. A região corresponde ao setor meridional do Orógeno Araçuaí, componente da Província Mantiqueira, e apresenta um embasamento paleoproterozoico (Suíte Caparaó) recoberto por unidades neoproterozoicas do Grupo Andrelândia, compostas por paragneisses migmatíticos e quartzitos (Heilbron et al., 2004; Novo et al., 2010a) (Figura 3).

O arcabouço litológico inclui quatro suítes graníticas com diferentes contextos geotectônicos, desde magmatismo pré-colisional (Suíte Galileia) até intrusões tardias isentas de foliação (Suíte Aimorés), além de depósitos aluvionares recentes (Novo et al., 2010a; 2010b). O Complexo Juiz de Fora apresenta rochas migmatizadas com arranjos estruturais NE-SW que infletem para N-S nas porções mais setentrionais, compondo escamas tectônicas intercaladas a rochas supracrustais. Esse conjunto é substituído a oeste por litologias do Complexo Mantiqueira, com o contato entre ambos marcado pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo - uma sutura paleoproterozoica reativada no Neoproterozoico como falha transpressional (Gradim et al., 2014).

**FIGURA 2** – Mapa geológico do setor Setentrional da Serra da Mantiqueira.



**LEGENDA:** 1 - Suíte São Sebastião do Soberbo - gnaissé aluminoso, ortognaissé; 2 - corpo de rochas metabásicas - metabasalto; 3 - Complexo Quirino - granito, quartzo diorito, granodiorito; 4 - Complexo Pocrane - anfibolito, metachert, rochas calcissilicáticas; 5 - Complexo Paraíba do Sul - charnockito, gnaissé, kinzigito, meta calcário, mármore, quartzito, xisto; 6 - Complexo Mantiqueira - anfibolito, ortognaissé; 7 - Complexo Juiz de Fora, unidade tonalítica - anfibolito, carbonato cristalino, quartzito, xisto; 8 - Complexo Juiz de Fora, unidade enderbítica - anfibolito, carbonato cristalino, quartzito, xisto; 9 - corpo de granitoides tipo I, sinorogênicos, do orógeno Araçuaí - granodiorito, quartzo diorito, quartzo monzonito, sienogranito; 10 - depósitos aluvionares e de terraços quaternários; 11 - corpo charnoquitoides sin a tardiorogênicos, do orógeno Araçuaí - charnockito, granito, monzogranito, quartzo monzonito; 12 - charnoquitoides do orógeno Araçuaí - charnockito, charnoenderbito, enderbito; 13 - falhas ou fraturas; 14 - falha ou zona de cisalhamento; 15 - lineamentos. Fonte: Heineck et al. (2003), Noce et al. (2003) e Novo et al. (2014).



Destaca-se ainda a presença da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu, de caráter transpressivo dextral, responsável pela verticalização da foliação e milonitização das rochas (Novo et al., 2010a). A estrutura antiformal do Caparaó, com direção NNE-SSW, evidencia intensa migmatização e presença de rochas cálcio-alcalinas. Sistemas de falhas transcorrentes W-E, atribuídos a eventos sinistros do Mioceno-Plioceno posteriormente convertidos em transcorrência dextral, condicionam o relevo em feições como escarpas e vales retilíneos (Mello et al., 2005; Zoback et al., 1989). A compartimentação altimétrica regional, com cotas médias de 1.100 m e mínimas em torno de 700 m (Gatto et al., 1983), reflete esse intenso controle tectônico sobre a paisagem.

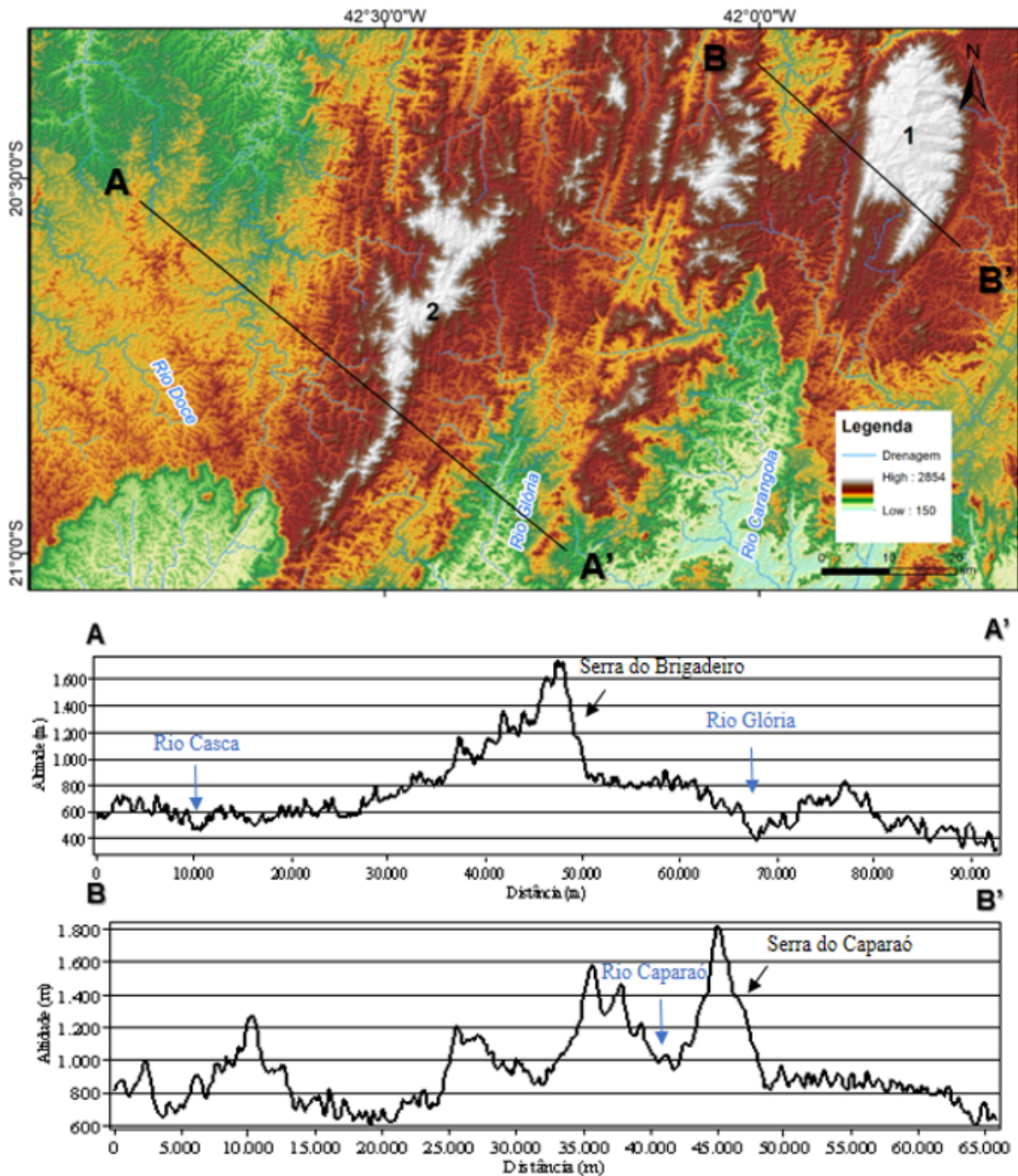
De acordo com a regionalização proposta por Gatto et al. (1983), a Mantiqueira Setentrional é composta por três unidades geomorfológicas distintas: os Patamares Escalonados do Sul Capixaba, os Maciços do Caparaó e as Serranias da Zona da Mata Mineira. Essas unidades se caracterizam por uma compartimentação complexa do relevo, marcada por fortes contrastes altimétricos, dissecamento acentuado e controle estrutural expressivo exercido por zonas de falha e cisalhamento.

O setor da Mantiqueira Setentrional encontra-se erodido pela dissecação imposta dos rios Pomba e Muriaé, que são tributários do rio Paraíba do Sul. Para Valadão (2009) essa agressividade da dissecação e desmonte estaria relacionada a maior proximidade ao nível de base oceânico desse setor frente aos demais. Embora o contexto regional seja marcado pela dissecação, a área selecionada para o presente estudo guarda as feições mais elevadas da região, a maior parte delas no Maciço do Caparaó, como o Pico da Bandeira cuja altimetria em seu topo chega a 2.891,98 m. Os perfis topográficos exibem a configuração geral do relevo, que é marcado por desníveis e escarpas íngremes (Figura 4). A amplitude topográfica observada nesse setor pode variar de 700 metros na Serra do Brigadeiro (perfil topográfico A-A') a mais de 1000 metros, na Serra do Caparaó (perfil topográfico B-B'). O rio Glória, afluente do rio Muriaé, tem seu vale instalado a uma altitude de cerca de 400 m, enquanto o rio Caparaó, afluente do rio São João e que integra a bacia do Itabapoana, disseca terrenos a altitude de 950 m.

A área de estudo apresenta estruturas e deformações dúcteis, dúcteis-rúpteis e rúpteis, organizadas a partir de flexuras, fraturas e movimentos superficiais de dilatação, conforme descrito por Noce (2003), Gradim et al. (2014) e Novo et al. (2010b). Essas estruturas estão associadas a esforços compressivos oriundos do oeste, responsáveis pela geração de dobramentos apertados a isoclinais, com a formação de serras paralelas à Serra do Caparaó.



**FIGURA 4** – Localização da área selecionada para estudo na Mantiqueira Setentrional, com marcação dos locais dos perfis topográficos.

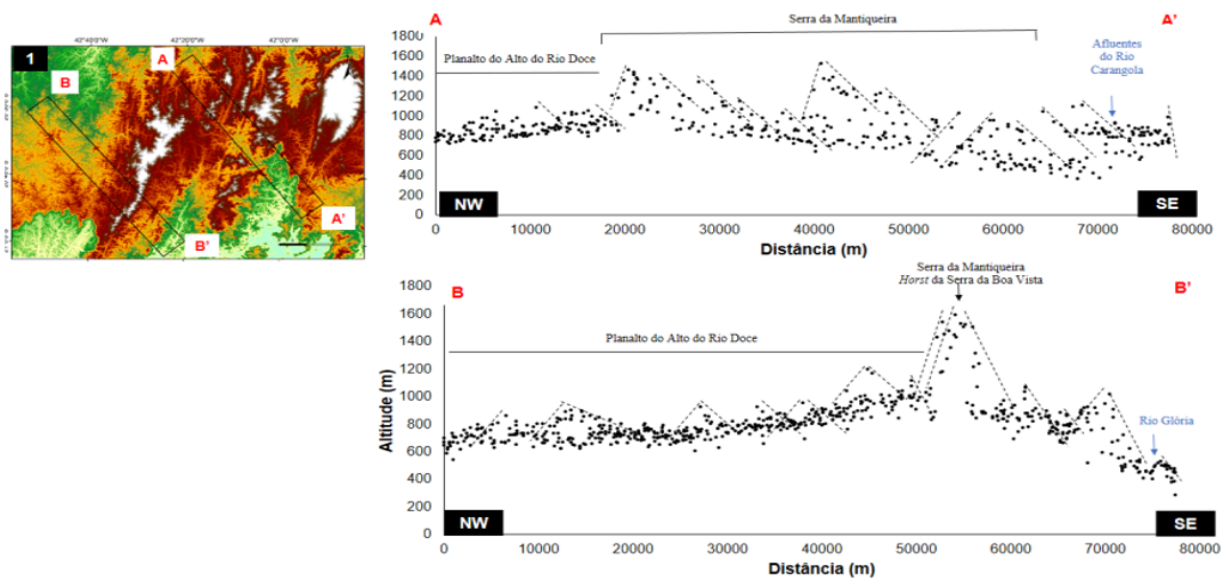


**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

O perfil topográfico A-A' (Figura 5) confirma a compartimentação tectônica da área, marcada por blocos flexurados e estruturas tangenciais aos limites escarpados dos compartimentos elevados. No Planalto do Alto Rio Doce, os desníveis altimétricos atingem cerca de 200 metros, enquanto nas escarpas da Serra da Mantiqueira superam 800 metros, indicando forte controle estrutural e significativo retrabalhamento erosivo.



**FIGURA 5** – Perfis de relevo em varredura da Mantiqueira Setentrional exibindo a organização dos blocos tectônicos na área.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

Adicionalmente, verifica-se o mergulho dos blocos em direção sudeste na Serra da Mantiqueira, padrão interrompido próximo aos domínios estruturais influenciados pelo Maciço do Caparaó (Figura 6), sugerindo interferência local sobre a disposição dos blocos. A Serra do Brigadeiro, localizada na porção central da área de estudo e com orientação NNE–SSW, é interpretada como um horst relacionado à tectônica distensiva mesozoico-cenozoica, responsável pelo soerguimento de blocos em resposta ao reajustamento isostático da margem continental (Noce et al., 2003). Esta feição, denominada Horst da Serra da Boa Vista, é associada à Zona de Cisalhamento Abre Campo (ZCAC), caracterizada por expressiva anomalia gravimétrica e magnética (Haralyi; Hasui, 1982), que delimita, a oeste, o Complexo Mantiqueira e, a leste, o Complexo Juiz de Fora e o Grupo Raposo (Silva, 2010). A ZCAC é descrita como uma zona de cisalhamento transcorrente dextral e também como sutura paleoproterozoica e neoproterozoica, funcionando como limite entre terrenos do embasamento e unidades granitoídicas pré-colisionais (Silva, 2010).

O perfil em varredura B–B' (Figura 5) ilustra o comportamento da Serra do Brigadeiro como um pilar tectônico elevado (horst) com aproximadamente 20 km de largura e desníveis superiores a 300 metros, evidenciado pela posição dos depósitos de bauxita localizados acima de 700 metros, atualmente em retrabalhamento erosivo (Noce et al., 2003). Esses depósitos seriam remanescentes de antigos níveis de base regional, posteriormente elevados pela tectônica distensiva. Já o setor sudeste do perfil, que abriga o rio Glória, apresenta características morfológicas compatíveis com a Depressão Escalonada dos rios Pomba e Muriaé, marcada por relevo em degraus com altitudes entre 200 m e 700 m, indicando sua transição para a Serra da Mantiqueira.



**FIGURA 6** – Visão panorâmica da morfologia de morros e serras locais da área adjacente à Serra do Caparaó. Foto: F.P. Silva (maio/2021).



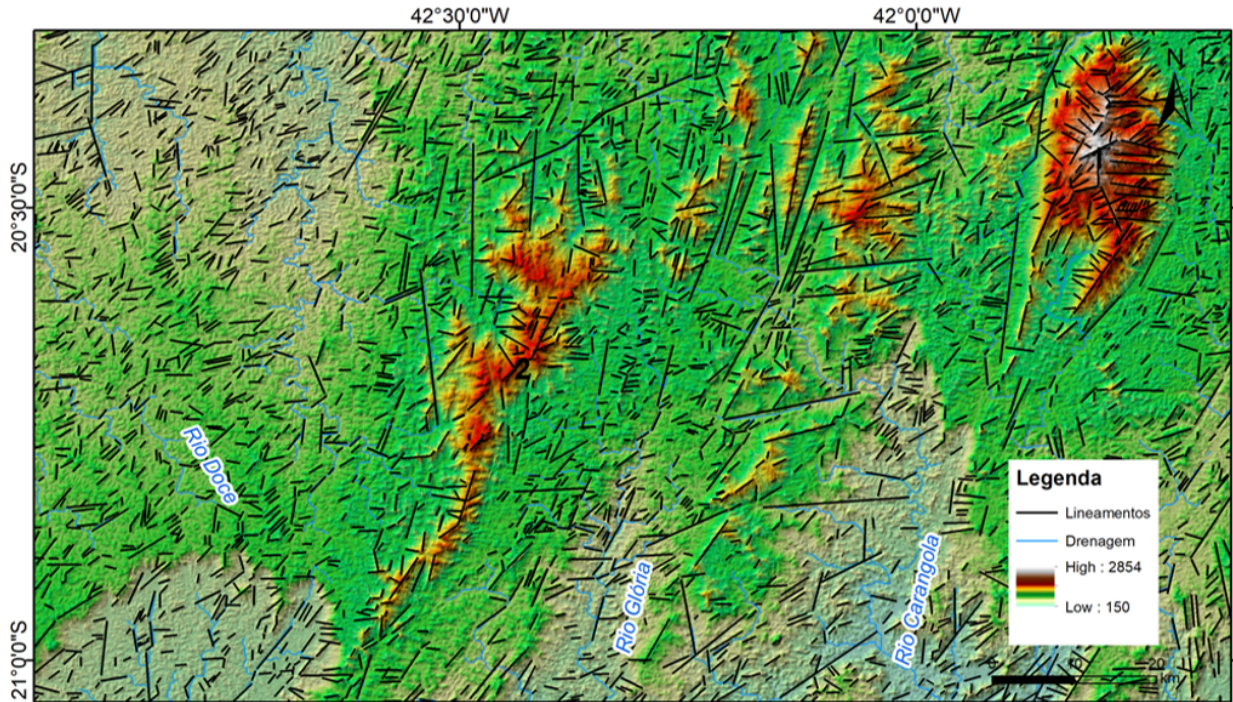
**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

A análise estrutural indica predominância de lineamentos com direção NE–SW, acompanhada por uma família secundária NW–SE e traços W–E, padrão confirmado pelas rosetas de frequência e comprimento acumulado dos lineamentos (Figura 7), em conformidade com as observações de Novo et al. (2010a) e Oliveira (2018). Segundo este último, falhas associadas à compressão NE–SW favoreceram a transcorrência dextral em direção NW–SE. Foram mapeados cerca de 3.000 lineamentos na Mantiqueira Setentrional, com comprimentos variando entre 300 m e 20 km, abrangendo feições morfológicas e canais de drenagem. Os dados foram organizados em diagramas de roseta que distinguem os lineamentos de relevo e drenagem, por frequência e comprimento (Figuras 8A a 8F).

Os lineamentos com orientação NE–SW e NNE–SSW se destacam por sua maior frequência e extensão, sendo seguidos por um conjunto secundário com direção W–E (Figuras 8A e 8D). Esses lineamentos acompanham o trend estrutural predominante da região, também NE–SW, descrito por Wiedemann et al. (2002), e refletem a direção preferencial de nucleação das falhas associadas à tectônica distensiva responsável pela formação de estruturas como o Horst da Serra da Boa Vista (Noce et al., 2003). Destaca-se também o aumento relativo da direção W–E nos lineamentos de drenagem (Figuras 8C e 8F), o que sugere influência direta da tectônica, considerando que a rede de drenagem é altamente sensível às deformações estruturais do substrato (Volkov et al., 1967; Burnett; Schumm, 1983).



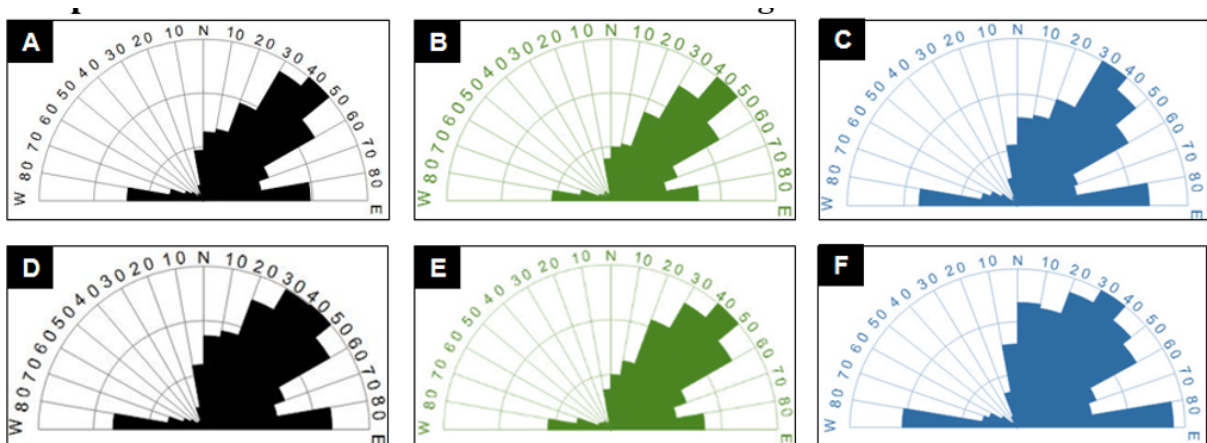
**FIGURA 7** – Mapa de lineamentos de relevo e drenagem para o setor da Mantiqueira Setentrional.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

**FIGURA 8** – Diagramas de roseta representativos da análise morfoestrutural na Mantiqueira Setentrional.

**(A)** Distribuição angular da frequência total dos lineamentos mapeados; **(B)** Frequência de lineamentos associados a feições do relevo; **(C)** Frequência de lineamentos vinculados à rede de drenagem; **(D)** Comprimento total acumulado dos lineamentos por classe de direção; **(E)** Comprimento acumulado dos lineamentos morfoestruturais do relevo; **(F)** Comprimento acumulado dos lineamentos de drenagem.



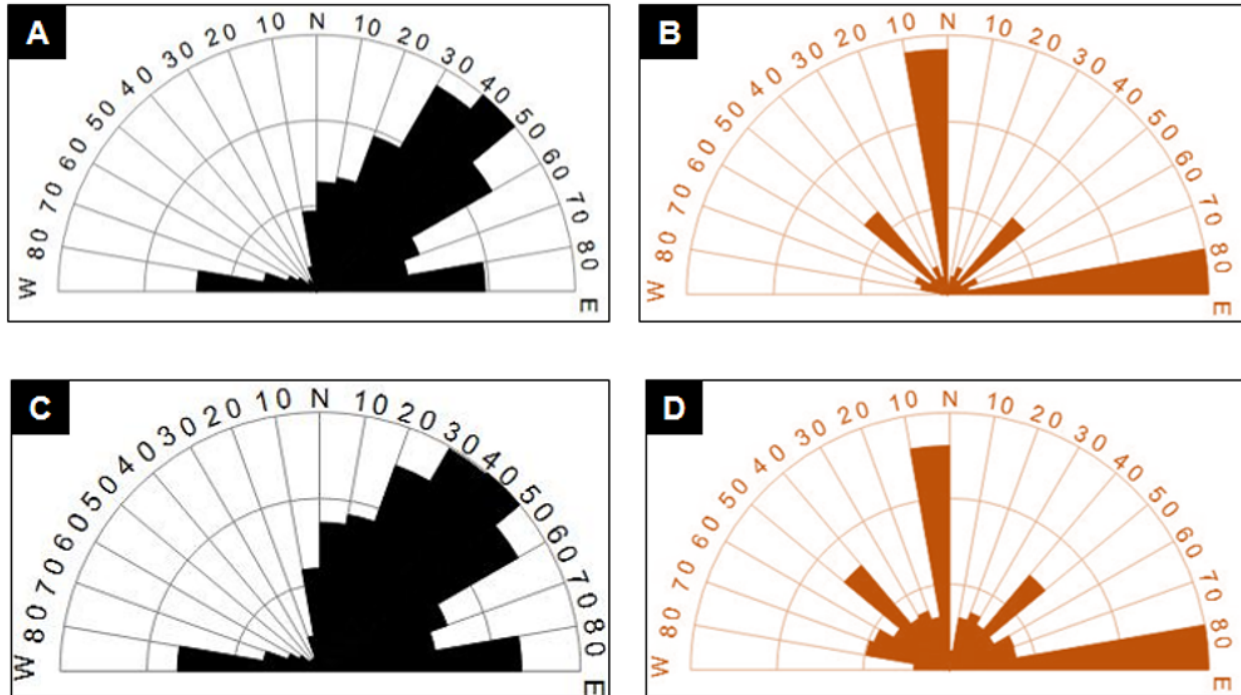
**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

Os diagramas de roseta gerados para os canais de drenagem de primeira ordem (Figura 9) indicam quatro orientações dominantes: NW–SE, NE–SW, W–E e, com maior destaque, N–S. A predominância da direção N–S entre os canais de cabeceira pode estar associada às fases mais recentes de reorganização estrutural, refletindo possíveis episódios de reativação tectônica que moldaram o padrão atual de drenagem.



Esses resultados reforçam a interpretação de que a compartimentação estrutural e a orientação dos elementos do relevo e da rede hidrográfica na Mantiqueira Setentrional estão fortemente condicionadas por heranças tectônicas e zonas de fraqueza reativadas.

**FIGURA 9** – Diagramas de roseta para o setor da Mantiqueira Setentrional. **(A)** Frequência angular dos lineamentos morfoestruturais mapeados; **(B)** Frequência direcional dos canais de primeira ordem; **(C)** Comprimento total acumulado dos lineamentos por classe de orientação; **(D)** Comprimento total acumulado dos canais de primeira ordem por direção.



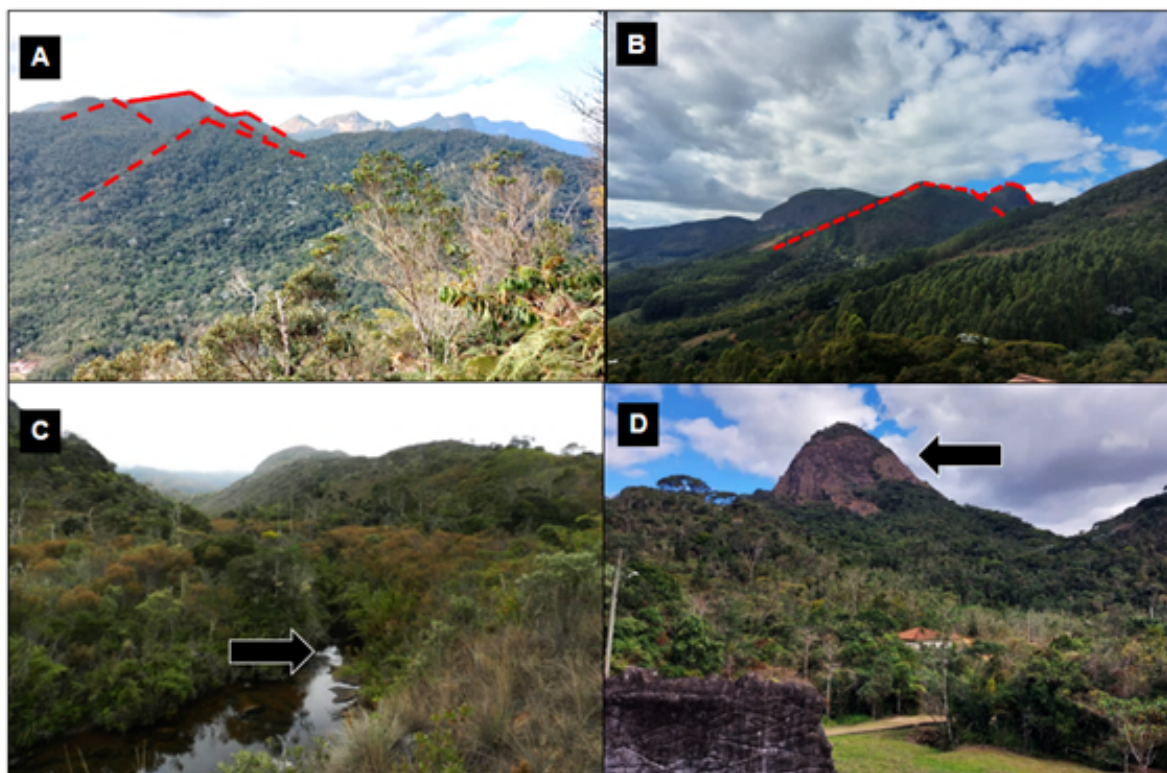
**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

A direção N–S observada entre os canais de drenagem pode ser atribuída à fase tectônica distensiva com eixo ENE–WSW, responsável pela geração de falhas normais em sedimentos quaternários e vales com essa orientação. Essa fase evolutiva foi proposta por Oliveira (2018). Já a fase compressiva de idade pleistocênica, com esforços orientados NW–SE (Mello et al., 2005; Oliveira, 2018), teria promovido a transcorrência dextral W–E, influenciando diretamente a configuração das zonas de cabeceiras e a orientação dos canais de primeira ordem.

Há uma correlação visual significativa entre os lineamentos de drenagem (Figuras 8C e 8F) e os canais de primeira ordem (Figuras 9B e 9D), sobretudo na direção W–E, que predomina entre os canais de menor hierarquia. Essa correspondência reforça o papel das estruturas tectônicas no condicionamento morfológico da rede de drenagem, evidenciando que o controle estrutural afeta desde as cabeceiras até trechos mais desenvolvidos dos sistemas de escoamento superficial. A Figura 10 exemplifica feições mapeadas que evidenciam o controle morfotectônico vigente na área.



**FIGURA 10** – Indícios morfológicos de controle tectônico na Mantiqueira Setentrional. A - Cristas em hogback em um relevo escarpado com facetas triangulares da Serra do Brigadeiro; B - Relevo escarpado e facetas trapezoidais do flanco oeste da Serra do Brigadeiro; C - knickpoints nos setores altimontanos do rio Caparaó; D - Estruturas de pães de açúcar evidenciando os patamares reafeiçoados da Serra do Brigadeiro. Fotos: F.P. Silva (set. /2022). Linha tracejada em vermelho indicando as facetas triangulares e trapezoidais.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

O aumento da orientação W–E nos lineamentos e canais é interpretado como reflexo de um regime tectônico compressivo recente, com esforços NW–SE, que reativa falhas transcorrentes de direção W–E. Essa configuração é coerente com os registros de tectonismo ativo na plataforma brasileira, já identificados por Mello et al. (2005) e Heidbach e Höhne (2008), e evidencia a influência contínua da dinâmica neotectônica sobre a organização hidrográfica e estrutural da Mantiqueira Setentrional.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na porção setentrional da Serra da Mantiqueira, a configuração morfoestrutural revela forte vínculo entre o relevo atual e o arcabouço litoestrutural, evidenciado pelo alinhamento predominante NE–SW dos lineamentos, em coerência com a herança da Faixa Ribeira e a influência crescente do Orógeno Araçuaí. A análise dos lineamentos e canais de drenagem indica que a compartimentação do relevo ocorre a partir de blocos



sustentados por estruturas antigas reativadas por esforços cenozoicos, em especial falhas transcorrentes. Ainda que haja influência litológica, como nos setores compostos por gnaisses, granitos e quartzitos, a orientação estrutural permanece como fator dominante.

A rede de drenagem demonstra um controle estrutural mais tênue do que o relevo, refletindo a atuação mais expressiva dos processos tectono-erosivos modernos. As direções N-S e E-W predominantes nos canais de primeira ordem são compatíveis com sistemas de falhas e fases tectônicas neotectônicas, o que evidencia a resposta da drenagem aos esforços intraplaca atuantes desde o Neógeno. A evolução desses canais revela adaptação ao campo de tensões associado tanto à expansão do Atlântico Sul quanto à compressão entre as placas Sul-Americana e de Nazca, confirmando a influência contínua da tectônica recente sobre a morfologia regional.

Por fim, destaca-se que o recuo da Serra da Mantiqueira Setentrional é um processo marcante, impulsionado pela ação erosiva concentrada na rede de drenagem ligada aos rios Pomba e Muriaé. Esse processo gerou uma ampla depressão que ultrapassa os limites do Rift do Paraíba do Sul. A dinâmica erosiva, associada à reativação estrutural, reflete a complexidade da interação entre litologia, tectônica antiga e ativa, e processos morfogenéticos, conferindo à região um padrão de relevo profundamente remodelado por forças estruturais e erosivas integradas.

No entanto, é necessário aprofundar o conhecimento sobre os depósitos correlativos e sua geocronologia, visando esclarecer os vínculos com a evolução do Rift Continental do Sudeste do Brasil. A compreensão do papel das soleiras, bem como de suas características litoestruturais e mineralógicas, também requer análises em maior escala. Além disso, a catalogação de paleocanais, a aplicação de nuclídeos cosmogênicos para estimativas de denudação, o estudo dos knickpoints e a análise morfométrica detalhada de bacias de terceira ordem podem ampliar significativamente a compreensão da dinâmica morfogenética e da atuação neotectônica na Serra da Mantiqueira Setentrional.

## *Agradecimentos:*

**A** Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pela concessão da bolsa de Doutorado Nota 10 (200.661/2021) que foi essencial para realização dessa pesquisa.



## REFERÊNCIAS

- BLUE MARBLE GEOGRAPHICS. **Global Mapper**. 2015. Disponível em: <https://www.bluemarblegeo.com/global-mapper/>. Acessado em: 13 jan. 2023.
- BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Espaço Aberto – PPGG/UFRJ**. v. 6, n. 1, p. 75-110, 2016.
- BURNETT, A.W.; SCHUMM, S.A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.
- CAMARA, G; SOUZA, R. C. M.; FREITAS, U. M.; GARRIDO, J. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**. v.20, n.3, p.395-403, 1996.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços Neóquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 264f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2000.
- FORTES, E.; DAL SANTO, T.; VOLKMER, S. Aplicação de Perfis de Varredura na Análise Geomorfológica do Relevo de Borda Planáltica e Mapeamento de Superfícies Estruturais. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 19, p. 41-47, 2014.
- 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.
- GOMEZ, B.; JONES, J. P. **Research Methods in Geography**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd., 2010.
- GRADIM, D. T.; NOCE, C. M.; NOVO, T. A.; QUEIROGA, G. N.; SOARES, A. C. P.; OLIVEIRA, M.A.S.D. **Geologia e recursos minerais da folha Viçosa: estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2014.
- HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1-3, p. 160-166, 1982.
- HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZOICA NO SUDESTE DO BRASIL, 11, 1990, Belo Horizonte. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. p. 1-31, 1990.
- HEILDBACH, O; HÖHNE, J. CASMI - A visualization tool for the Word Stress Map database. **Computers e Geosciences**, v. 34, p. 783-791, 2008.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C; CAMPOS NETO, M. C; SILVA, L.C; TROUW, R. A. ; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. Dal Ré; BRITO NEVES, B. B. (Orgs.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca. p. 203-234. 2004.
- 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**. 2016. 189f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.
- 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.
- MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. M. G.; FERNANDES, N. F. Desnívelamento de Altitude com Parâmetro para a Compartimentação do Relevo: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador, BA, **Anais**. v.4, p. 1489-1503, 1982.
- 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.
- NOCE, C. M.; ROMANO, A. W.; PINHEIRO, C. M.; MOL, V. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: PROJETO SUL DE MINAS – **Etapa I: GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO SUDESTE MINEIRO**. Belo Horizonte: COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ. cap. 12, p. 623-659, 2003.



- NOVO, T. A.; NOCE, C. M.; BATISTA, G. A. P.; QUÉMÉNEUR, J. J. G.; MARTINS, B. S.; SANTOS, S. W. M.; CARNEIRO, G. A.; HORN, A. H. **Mapa Geológico - Folha de Manhumirim SF.24-V-A-I** Escala 1:100.000. CPRM/UFMG, 2010a.
- NOVO T. A.; PEDROSA-SOARES A. C.; NOCE C. M.; ALKMIM F. F.; DUSSIN I. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. **Revista Brasileira de Geociências**, v.40, n.4, p.573-592, 2010b.
- NOVO, T. A.; NOCE, C. M.; BATISTA, G. A. P.; QUÉMÉNEUR, J. J. G.; MARTINS, B. D. S.; SANTOS, S. W. M. D.; HORN, A. H. **Geologia e recursos minerais da folha Manhumirim SF. 24-VAI: estados do Espírito Santo e Minas Gerais**. Rio de Janeiro: CPRM, 2014.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bull.**, v.87, p. 1463-1469, 1976.
- 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**. 2018. 182 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. 1991. 286 f. Tese (Professor Titular), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1991.
- SILVA, F. P.; SILVA, T. M. Perfil de Relevo em Varredura: Procedimentos Automáticos Utilizando Sistemas de Informação Geográfica. **Rev. Bras. de Cartografia**, v. 70, n. 3, p. 846-866, 2018.
- SILVA, T. M. **A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. 2002. 265f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, UFRJ, 2002.
- SILVA, C. M. T. **O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: Geometria e significado tectônico**. 2010, 249 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2010.
- STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society Of American Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952.
- VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.10, n. 2, p. 77-90, 2009.
- VOLKOV, N. G.; SOKOLOVSKY, I. L.; SUBBOTIN, A. I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: **International Symposium on River Mechanics**. Proceedings. International Union of Geodesy and Geophysics. p. 105-116, 1967.
- WIEDEMANN, C. M.; MEDEIROS, S. R.; LUDKA, I. P.; MENDES, J. C.; COSTA-DE-MOURA, J. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira fold belt, southeast Brazil. **Gondwana Research**, v.5, n.2, p.381-399, 2002.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. B. A. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.
- ZOBACK, M. L.; ZOBACK, M. D.; ADAMS, J.; ASSUMPCAO, M.; BELL, S.; BERGMAN, E. A.; ZHIZHIN, M. Global patterns of tectonic stress. **Nature**, v. 341, n.6240, p. 291-298, 1989.



## RELEVO GRANÍTICO NA SERRA DOS ÓRGÃOS (RJ)

Fernando Amaro Pessoa <sup>1</sup>  
Maria Carolina Villaça Gomes <sup>2</sup>  
Miguel Tupinambá <sup>3</sup>  
Luiz Guilherme do Eirado <sup>4</sup>  
Raphael Pilatti <sup>5</sup>  
Jefferson Pinheiro dos Santos <sup>6</sup>  
Julia Roberto Lirio Barbosa <sup>7</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Serra do Mar, Montanhismo, Patrimônio geomorfológico, Parnaso, Geoturismo.

### RESUMO

A notoriedade das formas graníticas se constituiu em uma das motivações da criação do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (Parnaso), cujos limites abrangem a extensão da Serra dos Órgãos, segmento da Serra do Mar fluminense marcado pela presença dessa diversidade de relevo granítico. Embora sua visitação preceda em muitas décadas a criação do Parnaso, tem-se um cenário muito favorável à sua valorização, sobretudo a partir das trilhas de montanha. Desde então, o montanhismo segue contribuindo de maneira significativa na construção do conhecimento geocientífico, a exemplo desta pesquisa. Assim, o presente trabalho possui como objetivo inventariar e descrever as formas de relevo granítico existentes na Serra do Órgãos, retratando a sua diversidade e apresentando seus principais condicionantes litoestruturais. Para classificação das formas reconhecidas em campo, foi considerada a proposta taxonômica de relevos graníticos em macroformas (ex. maciços, lajedos e afloramentos) e microformas (ex. blocos graníticos, formas de fraturamento) e suas subdivisões. Foram identificadas feições do tipo: (i) blocos graníticos, abrangendo boulders isolados (boulders) e agrupados (caos de blocos), tors do tipo nubbins e castle koppies; (ii) formas de dissolução do tipo alvéolos, caneluras, gnammas e flared slopes; e (iii) formas de

- 1** Professor do Centro Federal de Educação Tecnológica Celso Suckow da Fonseca - CEFET/RJ, [fernando.pessoa@cefet-rj.br](mailto:fernando.pessoa@cefet-rj.br)
- 2** Professora do Instituto de Geografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, [mcarolvg@gmail.com](mailto:mcarolvg@gmail.com)
- 3** Professor da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, [tupinambamiguel@gmail.com](mailto:tupinambamiguel@gmail.com)
- 4** Professor da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, [lgeirado@gmail.com](mailto:lgeirado@gmail.com)
- 5** Graduando do Curso de Geografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, [pilattiraphael@gmail.com](mailto:pilattiraphael@gmail.com)
- 6** Graduando do Curso de Geografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, [jeffpds15@gmail.com](mailto:jeffpds15@gmail.com)
- 7** Graduanda do Curso de Geografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, [julialiriob@hotmail.com](mailto:julialiriob@hotmail.com).



fraturamento, como o split rock e polygonal cracking. Cabe ressaltar a integração entre diferentes macro e microformas que podem representar distintos estágios evolutivos, como os Nubbins do Castelinho e Castelos do Açú, com a combinação entre blocos graníticos, formas de dissolução e de fraturamento. No entanto, aqui, essa diversidade de formas de relevo encontra-se relacionada a uma variedade de rochas, que incluem: gnaisses migmatíticos do Complexo Rio Negro; gnaisses graníticos da Suíte Serra dos Órgãos; e, injetados nestes gnaisses, granitos pós-colisionais da Suíte Nova Friburgo, que ocorrem em duas fácies: porfirítica e equigranular, predominante e presente no topo das principais geoformas e nas maiores altitudes, e finos equigranulares, na forma de veios cortando as demais rochas. Os pontões graníticos, apesar de não integrarem a classificação adotada, compreendem as feições de maior destaque paisagístico na Serra dos Órgãos, dentre elas algumas com reconhecimento internacional, como a Cadeia de Montanhas do Dedo de Deus, que inclui também o Escalavrado, Dedo de Nossa Senhora, Cabeça de Peixe e Santo Antônio, com perspectiva privilegiada se observada a partir do mirante do Alto Soberbo, dos Portais de Hércules ou do Cartão Postal. Por fim, cabe destacar que essa diversidade e representatividade das formas de relevo granítico-gnáissico se apresenta, em sua maioria, ao longo do percurso das Travessias da Serra dos Órgãos e Cobiçado- Ventania e da trilha do Morro Meu Castelo (ou Castelinho) e, se constituem, desta forma, em um convite ao aprofundamento destes estudos, sobretudo por proporcionar o diálogo com seus visitantes.

## INTRODUÇÃO

A singularidade do relevo granítico destaca-se na paisagem motivando diferentes formas de apropriação, muitas vezes com base inicial em seu apelo estético. Possibilitam indagações geocientíficas, uma diversidade de habitats e diferentes expressões culturais. Sua ampla distribuição no nordeste brasileiro motivou a investigação da sua diversidade, gênese, condicionantes petrográficos e estruturais (ex. Maia; Nascimento, 2018; Maia *et al.*, 2022), culminando, inclusive, em uma proposição de classificação taxonômica (Bastos *et al.*, 2022).

Esta diversidade de formas ocorre também em outros domínios geológicos/geomorfológicos brasileiros, a exemplo da Serra dos Órgãos, segmento central da Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro. Nela, diferentes estudos destacam-se, desde os apontamentos do botânico escocês George Gardner sobre o relevo granítico da Pedra do Papudo e da Pedra do Sino, na ocasião da primeira ascensão registrada destes cumes em 1841 (Gardner, 1942; Lucena, 2008); da publicação associado ao primeiro mapeamento geológico que contemplou a Serra dos Órgãos, realizado por Georges Frédéric Rosier (1957), com relevante preocupação em expor seções geológicas ao longo do texto; até as contribuições de Fernandes *et al.* (2010), ao evidenciar a metrópole do Rio de Janeiro enquanto um sítio urbano entre granitos e gnaisses, e propor uma seção geológica atualizada sobre o principal ícone do relevo granítico da Serra dos Órgãos, a Cadeia de Montanhas do Dedo de Deus.



Fato é que a notoriedade destas formas se constituiu em uma das motivações da criação do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (Parnaso), cujos limites abrangem a extensão da escarpa marcada pela presença dessa diversidade de relevo granítico. Embora sua visitação preceda em muitas décadas a criação do Parnaso, tem-se um cenário muito favorável à sua valorização, sobretudo a partir das trilhas de montanha. Desde então, o montanhismo segue contribuindo de maneira significativa na construção do conhecimento geocientífico, a exemplo desta pesquisa. Assim, o presente trabalho possui como objetivo inventariar e descrever as formas de relevo granítico existentes na Serra do Órgãos, retratando a sua diversidade e apresentando seus principais condicionantes litoestruturais.

## REFERENCIAL TEÓRICO

Os relevos graníticos se constituem em um objeto da investigação geomorfológica que, como poucas feições, possuem, em sua gênese, condicionantes endógenos e exógenos com igual importância. A exemplo de uma variedade litológica que confere nome a essa tipologia de formas, a geologia também se apresenta como um forte condicionante a partir das estruturas, sejam elas de origem tectônica ou por alívio de tensão. Assim, a presença de fraturas, diaclasamentos e zonas de cisalhamento são determinantes na escultura dessas formas (Bigarella, 1996). Ainda em termos geológicos, é preciso considerar a estabilidade tectônica necessária ao desenvolvimento de espessos mantos de intemperismo, que contribuem para a formação desses relevos em subsuperfície, para a qual é preciso que não haja a remoção completa dos produtos de alteração. Desta forma, é possível assumir que muitos desses relevos possuem idades consideráveis.

Se a condicionante endógena se manifesta por meio do controle litológico, estrutural e tectônico, a exógena responde pelo papel exercido pelos processos intempéricos, seja ele de natureza física ou química, em superfície ou, principalmente, em subsuperfície.

## A DIVERSIDADE DAS FORMAS GRANÍTICAS

De acordo com Migón (2006), *os boulders, tors e inselbergs* constituem as feições geomorfológicas individuais mais representativas das paisagens graníticas. Essas formas diferenciam-se entre si em termos de tamanho, morfologia e inserção na paisagem. No entanto, estão inter-relacionadas por se tratar de afloramentos de rocha sólida que emergem de uma superfície modelada sobre um manto de intemperismo. O autor ressalta também que essas formas não são exclusivas do relevo granítico, porém seriam as mais surpreendentes.



Os *boulders* são formas graníticas residuais que se destacam como blocos isolados, de dimensões variadas, presentes tanto em encostas quanto em superfícies mais suaves. Sua origem está associada, principalmente, à combinação entre meteorização profunda seletiva, restando núcleos mais resistentes e coesos, cuja exposição irá ocorrer por erosão do manto de intemperismo (Twidale, 1982; Migón, 2006). Do ponto de vista estrutural, os *boulders* derivam de rochas com baixa densidade de fraturas e boa coesão interna, o que favorece sua preservação ao longo do tempo. Além disso, a presença de formas menores de alteração, como tafoni, fraturas abertas, lascamentos e fendas, indicam que os *boulders* continuam a evoluir mesmo após sua exposição. Watson e Pye (1985) apontam que essas microformas contribuem significativamente para a degradação dos blocos ao longo do tempo.

Os *tors* representam formas residuais de relevo comumente associadas a regiões graníticas e caracterizam-se por agrupamentos de blocos rochosos expostos na superfície. Essas formas se originam predominantemente a partir de um processo de intemperismo diferencial, condicionado por fraturas preexistentes na rocha matriz. Segundo Twidale (1982) e Migón (2006), os *tors* resultam da combinação de meteorização química profunda, que atua seletivamente sobre zonas mais fraturadas, e posterior remoção do material alterado, revelando blocos mais resistentes não afetados pelo intemperismo profundo. Portanto, são formas tipicamente polifásicas, isto é, produtos de múltiplos episódios de alteração e exposição (Migón, 2006).

Os *inselbergs* constituem formas residuais isoladas que se destacam abruptamente em superfícies relativamente planas, geralmente formadas por rochas cristalinas, especialmente graníticas. Quando apresentam morfologia convexa, lisa e arredondada, essas elevações são denominadas *bornhardts*, configurando uma subcategoria dentro do conjunto de *inselbergs* (Twidale, 1982; Migón, 1997). Sua origem é marcada por intemperismo químico profundo, seletivo e estruturado, seguido pela remoção do manto saprolítico e posterior exumação da massa rochosa mais resistente (Thomas, 1965; Twidale e Bourne, 1975).

Essas representativas formas de paisagens graníticas ainda apresentam expressiva diversidade tipológica, a exemplos dos *tors* do tipo *nubbins*, em que os blocos empilhados podem ser angulares ou arredondados, mas apresentam uma desorganização ao cair por gravidade; tipo *castle koppies*, em que o empilhamento apresenta uma parte inferior maciça e uma parte superior constituída por uma série de pilares, lados e fissuras; e tipo *pedestal rock*, empilhamento constituído de duas partes, um pilar estreito que suporta



um topo muito maior. Mas, para além da variabilidade destas formas que dependem da saprolitização, há uma gama de microformas oriundas da dissolução que podem estar associadas às demais.

Embora condicionadas por linhas de fraqueza estrutural, como fraturas, falhas, veios, xenólitos e enclaves máficos, algumas das microformas de dissolução se desenvolvem a partir de um contexto topográfico favorável à acumulação de água (Bastos et al., 2022). Entre elas, destacam-se os tafoni, alvéolos, caneluras ou *karrens*, *gnammas* e *flared slopes*.

## ESTUDOS SOBRE RELEVO GRANÍTICO NO BRASIL

No território brasileiro, a maior concentração de pesquisas sobre relevos graníticos está concentrada na região Nordeste, onde há uma expressiva distribuição espacial de morfologias graníticas. Assim, tais pesquisas adquiriram reconhecimento internacional tanto por explicar a gênese de muitas das formas existentes, mas também por suas contribuições metodológicas.

Nesse sentido, destaca-se o trabalho de Maia e Nascimento (2018), com a discussão sobre a evolução das macro e microformas associadas à saprolitização, meteorização e dissolução no Nordeste brasileiro; e Bastos *et al.* (2022) que propuseram um sistema taxonômico de classificação das formas graníticas do Nordeste.

Apesar da existência destes conjuntos de formas em outros contextos geológico/geomorfológicos no Brasil, são incipientes as pesquisas para além daquelas aqui associadas ao contexto do Nordeste setentrional brasileiro. Por outro lado, tais formas já vêm sendo valorizadas do ponto de vista patrimonial, a exemplo dos campos de blocos marinhos em Florianópolis (Valdati et al., no prelo) e as feições do tipo tors indicadas a geomorfossítio no Parque Nacional da Serra dos Órgãos, no estado do Rio de Janeiro, por Pessoa et al. (2022).

## METODOLOGIA

A Serra dos Órgãos, extensão da Serra do Mar na região central fluminense marcada pela ocorrência de macro e microformas graníticas dotadas de rara beleza e singularidade, está quase integralmente dentro dos limites do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (Parnaso). Esta unidade de conservação (UC) de proteção integral foi criada em 1939, período em que a beleza cênica tinha importante destaque nos critérios para o estabelecimento de áreas protegidas no país, sob uma perspectiva preservacionista. Certamente suas formas de relevo granítico tiveram papel fundamental nesse processo, ao evidenciar um modelo de conservação da natureza a partir das suas paisagens e ecossistemas, extremamente diversos em ambientes montanhosos.

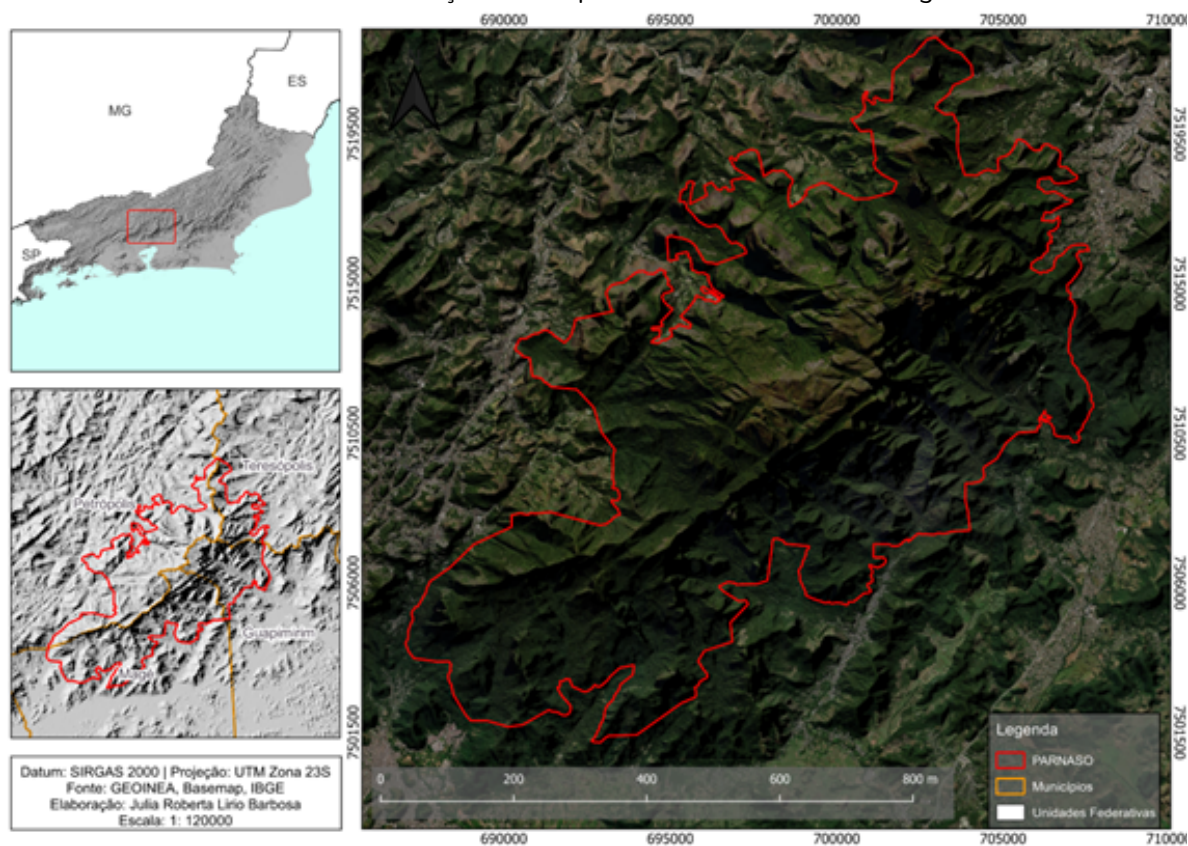


Atualmente, o Parnaso possui 19.855 hectares que variam de aproximadamente 100 metros até 2.263 metros de altitude, distribuídos pelos municípios de Petrópolis, Magé, Guapimirim e Teresópolis (Fig. 1). Também compõe o Mosaico de Áreas Protegidas da Mata Atlântica Central Fluminense, o Projeto Geoparque Montanhas e é conectado a outras UC por importantes projetos de trilhas de longo curso - os Caminhos da Serra do Mar e o Caminho da Mata Atlântica.

Em termos geológicos, a Serra dos Órgãos é uma das mais notáveis feições da borda continental do sudeste brasileiro, caracterizada pela orientação geral no sentido NE-ENE e posicionada no domínio da Faixa Ribeira, com rochas associadas à raiz de uma cadeia de montanhas gerada durante colisões entre placas na formação do supercontinente Gondwana (Hartwig; Riccomini, 2010).

Os distintos processos compressivos e distensivos na história geológica da borda continental do sudeste brasileiro estão presentes na paisagem geomorfológica até os dias atuais, a partir das litologias, controle estrutural, geomorfologia regional e geformas associadas. Sua litologia é marcada por rochas gnáissicas geradas nas fases pré (Complexo Rio Negro, 630-600Ma) e sin-colisional (Suíte Serra dos Órgãos, 570-560Ma) e granitos da fase pós-colisional (Suíte Nova Friburgo, 480-500 Ma) do ciclo Brasileiro (Heilbron et al., 2004; Tupinambá; Teixeira; Heilbron, 2012).

**FIGURA 1:** Localização do Parque Nacional da Serra dos Órgãos.



**FONTE:** elaborado pelos autores (2025).



Nesse sentido, o diversificado conjunto de escarpas e planaltos que compõem a paisagem geomorfológica da Serra dos Órgãos está relacionada a diversos ciclos de dobramentos, metamorfismo regional, falhamentos e extensas intrusões, principalmente a partir da abertura do Oceano Atlântico (~130 milhões de anos), quando os processos epirogenéticos se intensificaram e inúmeras descontinuidades foram reativadas. Os cisalhamentos e zonas de descontinuidade estão presentes até os dias atuais no relevo, sendo agentes fundamentais no controle estrutural, modelamento das feições e processos geomorfológicos da região a partir das falhas e fraturas (Almeida; Carneiro, 1998).

Já no contexto geomorfológico, o Parnaso tem cerca de 50% da sua área composta com terrenos com declividade acima de 30°. Essa característica de encosta com declividades acentuadas concede à área de estudo um caráter montanhoso tanto na paisagem quanto nos processos atuantes. Seus divisores de bacias e regiões hidrográficas revelam a combinação de linhas de cumeada com a presença de bacias de captura da drenagem continental pela drenagem oceânica, comumente associadas ao padrão de relevo do tipo Altos Platôs (Dantas et al., 2020), cumes que superam os 2.200 metros de altitude e exposições de paredões na escarpa que podem chegar a 700 metros de desnível, além de também representarem limites territoriais entre municípios.

Essa característica montanhosa tem sua gênese ligada às características morfoesculturais em que a área está inserida. O Parnaso pertence a Unidade Morfoescultural Cinturão Orogênico do Atlântico, sendo dividido nos Domínios Morfoescultural do Planalto Atlântico e das Depressões Tectônicas Mesozoicas-Cenozoicas, onde são subdivididos em Regiões de Planalto e Escarpas (Souza, 2007). Essa unidade morfoescultural pode ser compreendida como um conjunto diversificado de rochas metamórficas e ígneas, sendo as últimas protagonistas do relevo granítico, foco de estudo do presente trabalho.

A relação cultural das pessoas com estas montanhas ocorre a partir da prática do montanhismo e possui destaque por motivos diversos, por exemplo o reconhecimento do montanhismo como Patrimônio Cultural Imaterial dos Estado do Rio de Janeiro, o fato do município de Teresópolis ser considerado a Capital Nacional do Montanhismo e a conquista do Dedo de Deus, em 1912, ser considerada o marco do nascimento deste esporte no país. Também destaca-se a primeira ascensão registrada à Pedra do Sino, ponto culminante da Serra dos Órgãos, por uma expedição liderada pelo botânico escocês George Gardner, em que anotações sobre os granitos do cume foram realizadas (Lucena, 2008; Gardner, 1942). O percurso para a Pedra do Sino ainda hoje é um dos mais visitados do Parnaso e pode ser indicado como a trilha mais antiga e visitada da Serra dos Órgãos (Pessoa et al., 2021).



Dentre as trilhas do Parnaso, a Travessia da Serra dos Órgãos (Petrópolis-Teresópolis) possui destaque por: (i) aspecto histórico, tendo em vista que é a primeira trilha de mais um dia de duração criada especificamente com um objetivo de recreação e lazer (Lucena, 2008); e (ii) geocientífico, ao ser representativa da sua geodiversidade e serviços ecossistêmicos (Pessoa et al., 2018).

Com isso, para identificação e caracterização das formas graníticas aqui apresentadas, adotou-se a proposta taxonômica para a classificação de relevos graníticos disponível em Bastos et al. (2022). Esse sistema está estruturado a partir da organização das feições em dois grupos (Tabela 1): as macroformas, abrangendo maciços, inselbergs, bornhardts e afloramentos rochosos; e as microformas, que foram divididas em microformas associadas com blocos graníticos (boulders, tors, nubbins, castle koppies e pedestal rocks), microformas de dissolução (tafoni, alvéolos, canelura, gnamma e flared slope) e microformas de fraturamento (split rock e poligonal cracking).

Entendendo a importância de valorizar a ocorrência dessas feições em uma UC cuja visitação está amplamente ligada à sua presença, deu-se prioridade à sua identificação a partir de três trilhas: as Travessias da Serra dos Órgãos (Petrópolis-Teresópolis) e Cobiçado- Ventania e a trilha do Morro Meu Castelo (ou Castelinho), que dão acesso à parte destas feições e proporcionam vista panorâmica para outras delas.



**TABELA 1:** Classificação taxonômica dos Relevos Graníticos.

ORDEM	TÁXON	CLASSE	SUBCLASSE	DESCRIÇÃO	MORFOLOGIA	
5°	Formas do Relevo Simbolizadas	Macroformas	-	Maciços	Úmidos/Subúmidos (com expressivo recobrimento regolítico)	
					Secos (com rochas expostas)	
					Tabulares (com recobrimento laterítico)	
			-	Inselguebergs	-	
			-	Inselbergs	Inselbergs típicos	
					Bornhardts (inselbergs dômicos)	
		-	Lajedos e afloramentos	-		
		Microformas	Blocos Graníticos	-	Boulders	Boulders
					Caos de blocos	
			Tors	Castle Koppies		
				Nubbins		
				Pedestal Rock		
			Formas de Dissolução	Tafoni, Alvéolos, karren, Gnammas e Flared Slopes	-	
		Formas de Fraturamento	Slip Rock e Polygonal Cracking	-		

**FONTE:** elaborado pelos autores (2025).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### ***Diversidade das formas graníticas***

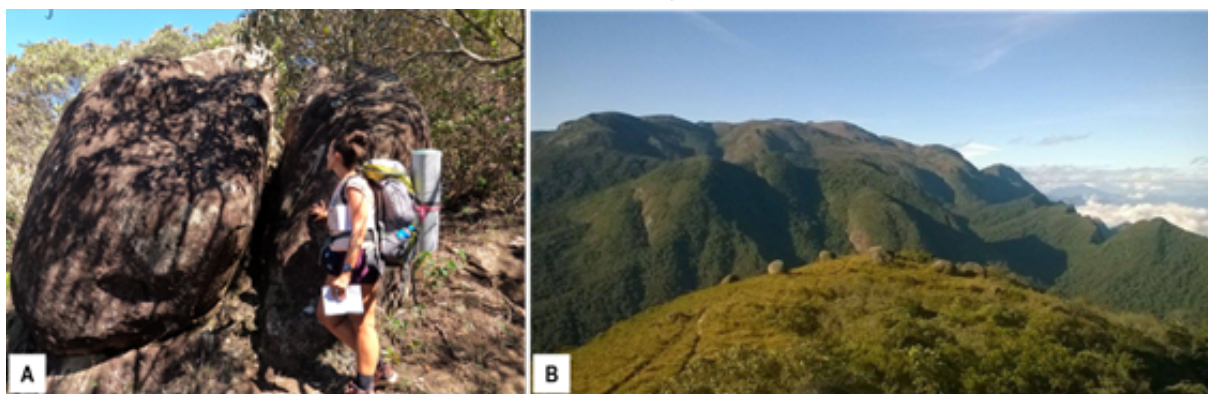
A Serra dos Órgãos abrange uma diversidade de microformas graníticas que, conforme a classificação adotada neste trabalho, pertencem a todas as subclasses das microformas: Blocos Graníticos, Formas de Dissolução e Formas de Fraturamento. Aqui serão apresentadas essas formas, sua localização e uma breve descrição morfológica e litológica.

Quanto às formas pertencentes aos Blocos Graníticos, é encontrada a maior parte das morfologias associadas aos *Boulders* e *Tors*. Se os boulders isolados ocorrem de forma



mais bem distribuída nos domínios da Serra dos Órgãos, os campos de blocos são mais restritos, e podem ser exemplificados a partir da localidade Alto da Ventania, ao longo da Travessia Cobiçado-Ventania (Fig. 2). Os *Tors* encontram-se muito restritos à borda da escarpa da Serra dos Órgãos e aqui apresentam as morfologias *nubbins* e pedestal rock. Os *nubbins* representam algumas das formas de relevo mais notáveis da Serra dos Órgãos e ocorrem com diferentes extensões, tamanho dos blocos e angulosidade/esfericidade dos blocos, e aqueles de maior destaque se concentram nos topos de encostas, como os Castelos do Açú (Fig. 3A). A morfologia *pedestal rock*, por outro lado, é mais rara, mas ocorre ao longo da Travessia da Serra dos Órgãos, nas proximidades da Pedra do Sino-Garrafão no local conhecido como Terra de Gigantes (Fig. 3B).

**FIGURA 2:** Morfologias associadas aos *Boulders*: **(A)** Boulder isolado na subida da Travessia da Serra dos Órgãos, em direção ao Abrigo do Açú; e **(B)** Campo de Blocos no Alto da Ventania, ao longo da Travessia Cobiçado-Ventania.



**FONTE:** arquivos dos autores.

**FIGURA 3:** Morfologias associadas aos *Tors*: **(A)** Nubbins dos Castelos do Açú; e **(B)** *Pedestal Rock* próximo à Pedra do Sino-Garrafão, na Terra de Gigantes.



**FONTE:** arquivos dos autores.



Entre as Microformas de Dissolução, estão presentes todas as suas variedades: alvéolo, canelura, *gnamma* e *flared slope*, ainda que em diferentes graus de desenvolvimento. Os alvéolos ocorrem de forma generalizada nos blocos do nubbins dos Castelos do Açú (Fig. 4A); as caneluras, ainda que pouco desenvolvidas, podem ser observados no nubbins do Castelinho (Fig. 4B); as *gnammas* ou bacias de dissolução são frequentes nos afloramentos rochosos em topos mais suaves, apresentando forte controle estrutural (Fig. 4C), como na Pedra do Sino, onde seu crescimento e coalescência parecem evoluir para canais efêmeros nas encostas rochosas; e as *flared slopes*, pouco frequentes, mas representando a diversidade das formas em paisagens graníticas, neste caso ocorrendo nas proximidades do tors do Castelinho (Fig. 4D).

As Microformas de fraturamento, por sua vez, compreendidas pelas morfologias *split rock* e *polygonal cracking*, apresentam frequências bastante distintas. Enquanto as primeiras são frequentes e podem ser observadas em boulders isolados, campos de blocos ou mesmo em blocos pertencentes a *nubbins* (Fig. 5A), o *polygonal cracking* é encontrado nas proximidades do nubbins do Castelinho (Fig. 5B e 5C).

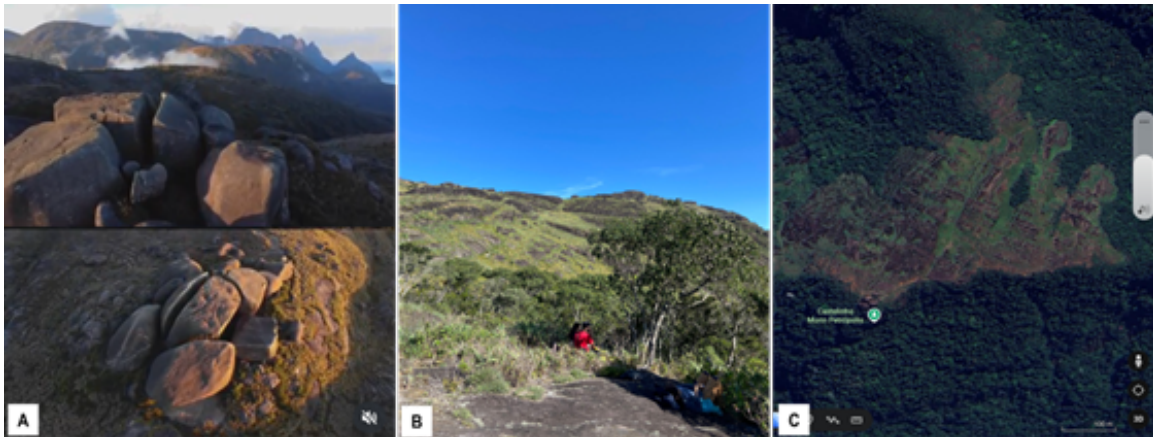
**FIGURA 4:** Microformas de Dissolução: **(A)** alvéolos abundantes em bloco do *Nubbins* dos Castelos do Açú; **(B)** caneluras em desenvolvimento no contato entre blocos do *Nubbins* do Castelinho; **(C)** *gnammas* alinhadas em granitos na Pedra do Sino; e **(D)** *flared slope* nas proximidades do *Nubbins* do Castelinho.



**FONTE:** arquivos dos autores.



**FIGURA 5:** Microformas de Fraturamento: **(A)** *Split rock* em bloco pertencente ao Nubbins dos Castelos do Açú; **(B e C)** vista em perfil e planta do *polygonal cracking* no entorno do Nubbins do Castelhinho.

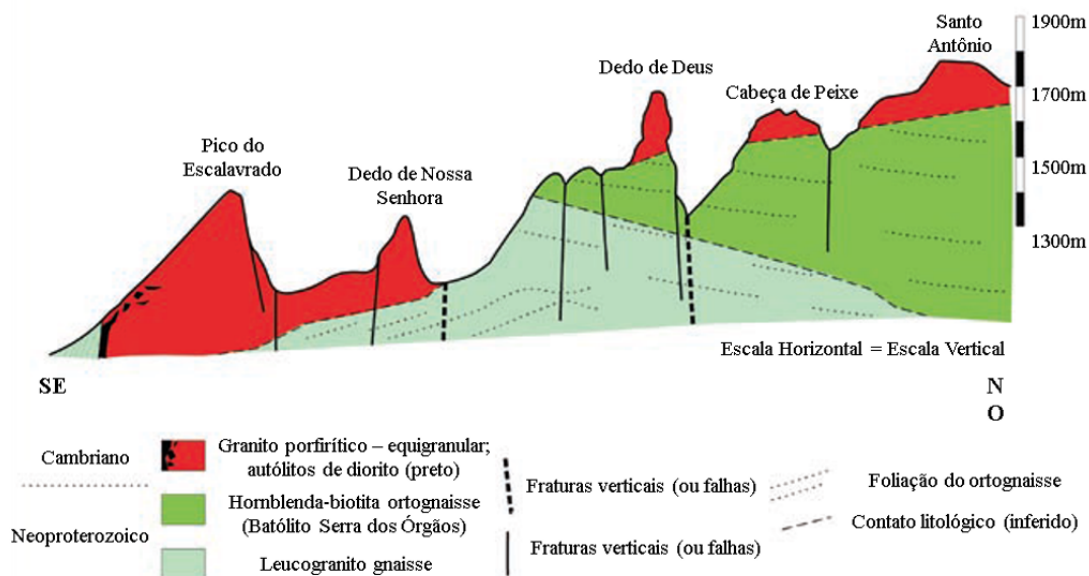


**FONTE:** arquivos dos autores.

Cabe ressaltar a integração entre diferentes macro e microformas em distintas fases de desenvolvimento, como o caso do Castelhinho e os Castelos do Açú, com a combinação entre blocos graníticos, formas de dissolução e de fraturamento.

Os relevos de pontões graníticos, apesar de não serem apresentados de forma clara em algumas classificações, são os de maior destaque paisagístico na Serra dos Órgãos, dentre elas feições reconhecidas internacionalmente, a exemplo da Cadeia de Montanhas do Dedo de Deus, que inclui também o Escalavrado, Dedo de Nossa Senhora, Cabeça de Peixe e Santo Antônio (Fig. 6), com perspectiva privilegiada se observada a partir do mirante dos Portais de Hércules, na trilha da Travessia da Serra dos Órgãos (Fig. 7A), ou do mirante Cartão Postal, na trilha 360 (Fig. 7B).

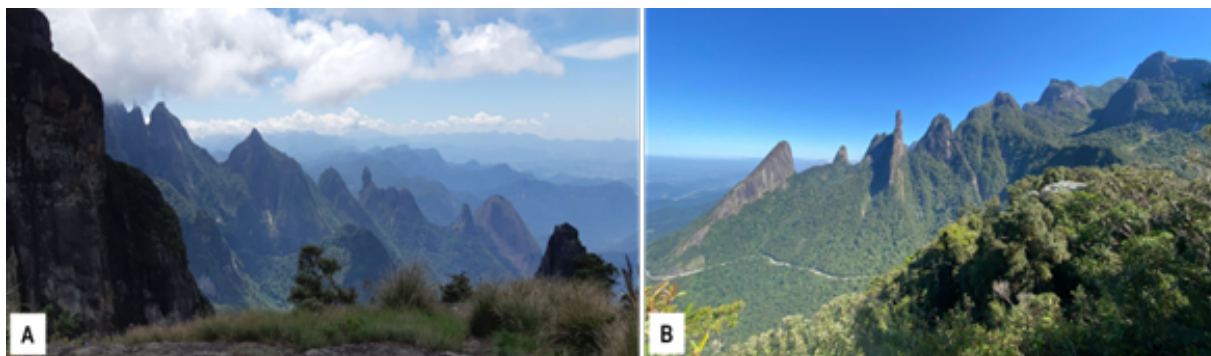
**FIGURA 6:** Vista detalhada da escarpa da Serra dos Órgãos, a partir do Mirante do Soberbo, com seção geológica apontando as principais litologias e estruturas da Serra dos Órgãos.



**FONTE:** adaptado de Fernandes et al., 2010.



**FIGURA 7:** Relevo de pontões graníticos em duas perspectivas: **A)** Mirante dos Portais de Hércules; **B)** Mirante Cartão Postal.



**FONTE:** arquivos dos autores.

## AS ROCHAS E O CONTROLE LITOESTRUTURAL NAS FORMAS GRANÍTICAS DA SERRA DOS ÓRGÃOS

Estudos recentes realizados sobre o tema, tendo como área de estudo a Travessia da Serra dos Órgãos a partir do seu levantamento geológico-estrutural, evidenciou um relevo controlado por sistemas de fratura regionais e falhas pós intrusões atuando em uma diversidade de rochas (Pessoa *et al.*, 2025). Foi reconhecido o predomínio no percurso de gnaisses graníticos da Suíte Serra dos Órgãos, com duas fácies petrográficas: leucocrática a hololeucocrática; mesocrática com enclaves anfíbolíticos e dioríticos e textura milonítica. Injetados nos gnaisses ocorrem granitos pós-colisionais da Suíte Nova Friburgo em duas fácies: porfirítica e equigranular, predominante e presente no topo das principais geoformas e nas maiores altitudes; e finos equigranulares, na forma de veios cortando as demais rochas.

As relações de contato entre gnaisses e granitos podem ser evidenciadas na paisagem de forma bem definida, como observado no Nariz e Verruga do Frade (Fig. 8A), ou de forma mais complexa, a partir de uma trama de contatos com diferentes direções e mergulhos e enclaves de diferentes tamanhos expostos por fraturas no maciço da Pedra do Sino - Pedra do Garrafão (Fig. 8B). Sobre os granitos pós-colisionais, estes podem ser debatidos em diferentes escalas: desde uma escala de afloramento, com veios de granito fino cortando o porfirítico no cume da Pedra do Sino (Fig. 8C), até a de um maciço como a Pedra de São Pedro, onde blocos resultantes da sapolitização são expostos em diferentes tamanhos e níveis (base e topo), alternados na geoforma com fraturas tectônicas ou de alívio de pressão (Fig. 8D).

A partir do exposto, é importante ressaltar que o relevo granítico aqui apresentado é, na verdade, um relevo de controle litológico representado por gnaisses e granitos. Porém, os gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos, principalmente em sua fácies petrográfica leucocrática a hololeucocrática, são geralmente pouco deformados e com capacidade de resistência a processos intempéricos muito semelhantes à de um granito *stricto sensu*, sem deformação.



Estes gnaisses, também chamados de granitoides ou gnaisses graníticos na literatura, comportam-se como granitos na evolução destes relevos montanhosos. Com isso, se por um lado temos a possibilidade, aqui adotada, de generalizar estas formas e processos enquanto relevo granítico, por outro cabe destacar que estas rochas precisam ser individualizadas, tanto em termos petrográficos quanto cartográficos, tendo em vista que representam períodos tectônicos distintos da Orogenia Brasileira (Pessoa e Tupinambá, 2024).

Assim, nas paisagens da Serra dos Órgãos, apresentadas por Fernandes *et al.* (2010) como predominantemente resultantes de uma combinação de intemperismo diferencial controlado pela presença de uma variedade de gnaisses neoproterozoicos e granitos cambrianos, com forte incisão nos vales ao longo de falhas e fraturas subverticais, devem ser melhor debatidas as especificidades deste intemperismo diferencial, tendo em vista a competência das rochas gnáissicas tardi a sin colisionais ao intemperismo.

**FIGURA 8:** Controle litológico e estrutural nas formas graníticas: **(A)** Contato entre granitos e gnaisses em seção no Nariz e Verruga do Frade; **(B)** Contatos expostos por fraturas no maciço da Pedra do Sino - Pedra do Garrafão; **(C)** Afloramento de granito pós-colisional porfirítico cortado por veio de granito fino no cume da Pedra do Sino; e **(D)** Pedra de São Pedro com blocos e fraturas.



**FONTE:** arquivos dos autores.



Destacamos também que, a partir da diversidade existente e expressividade na paisagem que as formas de relevo granítico possuem, sua apropriação cultural ocorre de diversas formas, notadamente na criação da identidade com a população a partir da prática do montanhismo. Esta associação está representada, por exemplo, na logo de alguns centros excursionistas (Fig. 9), além de estar presente na logo do Parnaso e no brasão dos municípios de Magé, Teresópolis e Guapimirim, e do estado do Rio de Janeiro.

**FIGURA 9:** Formas de relevo granítico representadas nas logos do Centro Excursionista Petropolitano - CEP (Pedra do Alcobaça), do Centro Excursionista Teresopolitano - CET (Nariz e Verruga do Frade), do Centro Excursionista Mageense (Pedra Mãe e Agulha do Itacolomi) e do Centro Excursionista Brasileiro (Dedo de Deus).



**FONTE:** arquivos dos autores.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho evidencia as possibilidades existentes para pesquisas geocientíficas na Serra dos Órgãos, desde temáticas associadas ao melhor entendimento da sua evolução geológica e geomorfológica, até estudos que contemplem a classificação das suas formas de relevo granítico-gnáissico. Essa carência de detalhamento instiga novas pesquisas, tendo em vista a proximidade com importantes universidades e centros de pesquisa do Brasil e o reconhecimento internacional destas geoformas.

Porém, trata-se de uma geodiversidade que possui um percurso histórico, desde os primeiros registros realizados por naturalistas ainda no século XIX, as ascensões e desafios superados pelos montanhistas no período que marca o nascimento deste esporte no país, ainda nas primeiras décadas do século XX, e sua importância na motivação e delimitação do Parque Nacional da Serra dos Órgãos, criado em 1939. Por isso, estas pesquisas devem ter como base o estabelecimento de diálogos no território, contemplando demandas e possibilidades associadas às unidades de conservação e à prática do montanhismo.

Os resultados obtidos revelam a possibilidade da elaboração de uma classificação atualizada e adequada às especificidades da Serra do Mar; e servem como base para



atividades geoturísticas e geoeducativas no âmbito do território proposto para o Projeto Geoparque Montanhas, além de contribuir na consolidação do Complexo do Dedo de Deus enquanto geopatrimônio de relevância internacional.

Por fim, cabe destacar que essa diversidade e representatividade das formas de relevo granítico-gnáissico se apresenta, em sua maioria, ao longo do percurso da trilha de montanha da Travessia da Serra dos Órgãos (Petrópolis - Teresópolis), que possibilita a visualização de exposições tridimensionais das rochas e seu controle estrutural, principalmente fraturas. Desta forma, indica-se este percurso para aprofundamento destes estudos, sobretudo por proporcionar a comunicação científica com seus visitantes.

## *Agradecimentos:*

**A**s equipes dos projetos Expedições do Cefet/RJ e Geoparque Montanhas, do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (ICMBio) e do Laboratório de Estudos Tectônicos/ TEKTOS (LET) da Faculdade de Geologia da UERJ. Aos grupos de pesquisa Geodiversidade e Memória da Terra (Instituto de Geociências da UFRJ) e Dinâmica e Evolução de Relevos Montanhosos (Instituto de Geografia da UERJ).

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Brazilian Journal of Geology**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- BASTOS, F. H. et al. Relevos graníticos do nordeste brasileiro: uma proposta taxonômica. In: JÚNIOR, O. A. C.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (Ed.). **Revisões de literatura da Geomorfologia brasileira**. São Paulo: União da Geomorfologia Brasileira, 2022. p. 737-762.
- BIERMAN, P. R. **Cosmogenic isotopes and the evolution of granitic landforms**. 1993. Tese (Ph.D.) – University of Washington, Seattle, 1993.
- BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, n. 7, p. 787–803, jul. 2002.
- BIGARELLA, J. J. et al. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 1996.
- BROOK, G. A. A new approach to the study of inselberg landscapes. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Supplement Band 31, p. 138–160, 1978.
- COCKBURN, H. A. P.; SEIDL, M. A.; SUMMERFIELD, M. A. Quantifying denudation rates on inselbergs in the central Namib Desert using in situ produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . **Geology**, v. 27, n. 5, p. 399–402, 1999.
- DANTAS, M. E.; MORAES, J. M.; FERRASSOLI, M. A.; JORGE, M. Q.; ALVES, V. A. H. **Geodiversidade do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2020.
- FERNANDES, N. et al. Rio de Janeiro - Metropolis Between Granite-Gneiss Massifs. In: MIGÓN, P. (Org.). **Great Geomorphological Landscapes of the World**. New York: Springer, 2010. p. 89-100.
- GARDNER, G. **Viagens no Brasil**. Companhia Editora Nacional, 1942.
- HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Análise morfotectônica da região da Serra dos Órgãos, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, 2010.



- HEILBRON, M. et al. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- HEILBRON, M. et al. Província mantiqueira. **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 203-234, 2004.
- KING, L. C. A. theory of bornhardts. **Geographical Journal**, v. 112, p. 83-87, 1949.
- KING, L. C. The origin of bornhardts. **Zeitschrift für Geomorphologie**, N. F., v. 10, p. 97-98, 1966.
- LUCENA, W. M. **História do Montanhismo no Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Publit, 2008.
- MAIA, R. P. et al. Breves considerações sobre Tafoni em inselbergs: aspectos genéticos e morfoestruturais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 4, 2022.
- MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, 2018.
- MARMO, V. On the porphyroblastic granite of central Sierra Leone. **Acta Geographica (Helsinki)**, v. 15, n. 4, p. 1-26, 1956.
- MIGON, P. The geologic control, origin and significance of inselbergs in the Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe. **Zeitschrift für Geomorphologie N.F.**, v. 41, p. 45-66, 1997.
- MIGON, P. **Granite landscapes of the world**. Oxford: Oxford University Press, 2006.
- MIGON, P.; GOUDIE, A. S. Granite landforms of the Central Namib. **Acta Universitatis Carolinae. Geographica XXXV**, Supplement, p. 17-38, 2000.
- PESSOA, F. et al. Geodiversidade e serviços ecossistêmicos em trilhas de montanha na Travessia Petrópolis-Teresópolis (Parque Nacional da Serra dos Órgãos, RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 12., 2018, Crato. **Anais [...]**. Crato: [s. n.], 2018.
- PESSOA, F. A. et al. Roteiro Geoturístico para a Pedra do Sino: a trilha mais antiga e visitada da Serra dos Órgãos (RJ). **Revista Brasileira de Ecoturismo**, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 103-124, jan./abr. 2021.
- PESSOA, F. A. et al. Geoturismo e patrimônio geomorfológico em trilhas: Castelos do Açú (Parque Nacional da Serra dos Órgãos). **PerCursos**, Florianópolis, v. 23, n. 52, p. 106-130, 2022.
- PESSOA, F. A. et al. O fantástico mundo magmático das montanhas da Serra dos Órgãos (RJ). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PATRIMÔNIO GEOLÓGICO, 7., 2025, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia: [s. n.], 2025.
- PESSOA, F.; TUPINAMBÁ, M. Reinterpretação geológica da Travessia Petrópolis-Teresópolis (Parque Nacional da Serra dos Órgãos, RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 51., 2024, Belo Horizonte. **Anais [...]**. Belo Horizonte: [s. n.], 2024.
- ROSIER, G. F. **A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (estado do Rio de Janeiro)** - Rio de Janeiro: Serviço Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1957.
- SELBY, M. J. Form and origin of some bornhardts of the Namib Desert. **Zeitschrift für Geomorphologie N. F.**, v. 26, p. 1-15, 1982.
- SOUZA, É. et al. Relação Solo-Relevo Em Vertentes Assimétricas No Parque Nacional Da Serra Dos Órgãos, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 1, 2007.
- THOMAS, M. F. Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria. **Zeitschrift für Geomorphologie N.F.**, v. 9, p. 63-81, 1965.
- TWIDALE, C. R. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier, 1982.
- TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Episodic exposure of inselbergs. **Geological Society of America Bulletin**, v. 86, p. 1473-1481, 1975.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 35, p. 140-151, 2012.
- VALDATI, J.; GOMES, M. C. V.; PIERRI, G. C. S. **Santa Catarina's geodiversity and geoheritage**. In: Claudino-Sales, V.; Simon, A. Geodiversity of Brazil. Springer, no prelo.
- WATSON, A.; PYE, K. Pseudokarstic micro relief and other weathering features on the Mswati Granite (Swaziland). **Zeitschrift für Geomorphologie N. F.**, v. 29, p. 285-300, 1985.



# BREVES CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMORFOLOGIA DO MACIÇO DE SANTANA, NE DO BRASIL

João Rafael Vieira Dias<sup>1</sup>

Assucena Nogueira Batista Dantas<sup>2</sup>

Camylla da Silva Dantas<sup>3</sup>

Davi do Vale Lopes<sup>4</sup>

Abner Monteiro Nunes Cordeiro<sup>5</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Ciclo Brasileiro, Formação Serra do Martins, Vulcanismo Macau.

## RESUMO

A porção setentrional do Nordeste brasileiro apresenta variados compartimentos geomorfológicos derivados de importantes eventos tectônicos, como o Ciclo Brasileiro e as reativações cretáceas. Esses eventos foram responsáveis pela geração de extensas zonas de cisalhamentos e sistemas de falhas e fraturas, que condicionam a evolução geomorfológica atual, sendo marcada pelo controle sobre os processos denudacionais cenozoicos. Nessa perspectiva, destaca-se na porção central do Estado do Rio Grande do Norte, o Maciço de Santana, sendo particularizado por apresentar fortes indícios de eventos tectônicos, magmáticos e paleoclimáticos na sua esculturação. A metodologia utilizada para a elaboração do presente trabalho consistiu em uma ampla revisão bibliográfica acerca da gênese e evolução geomorfológica da porção setentrional da Província Borborema, com ênfase nos aspectos litoestruturais, visando uma interpretação regional, além de levantamentos cartográficos e trabalhos de campo. Os resultados indicaram que a configuração geomorfológica do Maciço de Santana está condicionada a fatores como a presença de um extenso capeamento sedimentar associado a Formação Serra do Martins (FSM), que contribui para a manutenção geomorfológica da superfície somital, que atualmente demarca uma paleosuperfície agradacional; a presença de diques e plugs associados ao vulcanismo Ceará-Mirim e Macau, que cortam os vales dissecados e parte do capeamento arenítico laterizado, afetando a cobertura sedimentar em sua porção oriental, evidenciando, assim, uma evolução

- 1 Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geografia – GEOCERES da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, [jrafael.ufrn@gmail.com](mailto:jrafael.ufrn@gmail.com)
- 2 Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia – GEOCERES da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, [assucenadantas@gmail.com](mailto:assucenadantas@gmail.com)
- 3 Doutoranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia – PROPGEO da Universidade Estadual do Ceará – UECE, [camylla15dantas@hotmail.com](mailto:camylla15dantas@hotmail.com)
- 4 Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Norte CERES/UFRN), [davi.lopes@ufrn.br](mailto:davi.lopes@ufrn.br)
- 5 Professor Orientador: Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (CERES/UFRN), [abner.cordeiro@ufrn.br](mailto:abner.cordeiro@ufrn.br)



tectonomagmática; e ao trend de lineamentos estruturais de direção NNE-SSW, que seccionam seu embasamento e exercem uma importante influência no controle da rede de drenagem, conseqüentemente na dissecação e deposição quaternária.

## INTRODUÇÃO

O contexto geodinâmico da fachada atlântica nordestina é bastante complexo. A estruturação do relevo nessa área foi elaborada em resquícios morfoestruturais da orogênese neoproterozoica, denominada de “Ciclo Brasileiro”, e da tectônica cretácea (Brito Neves, 1999; Peulvast; Claudino Sales, 2003; Maia; Bezerra, 2014a).

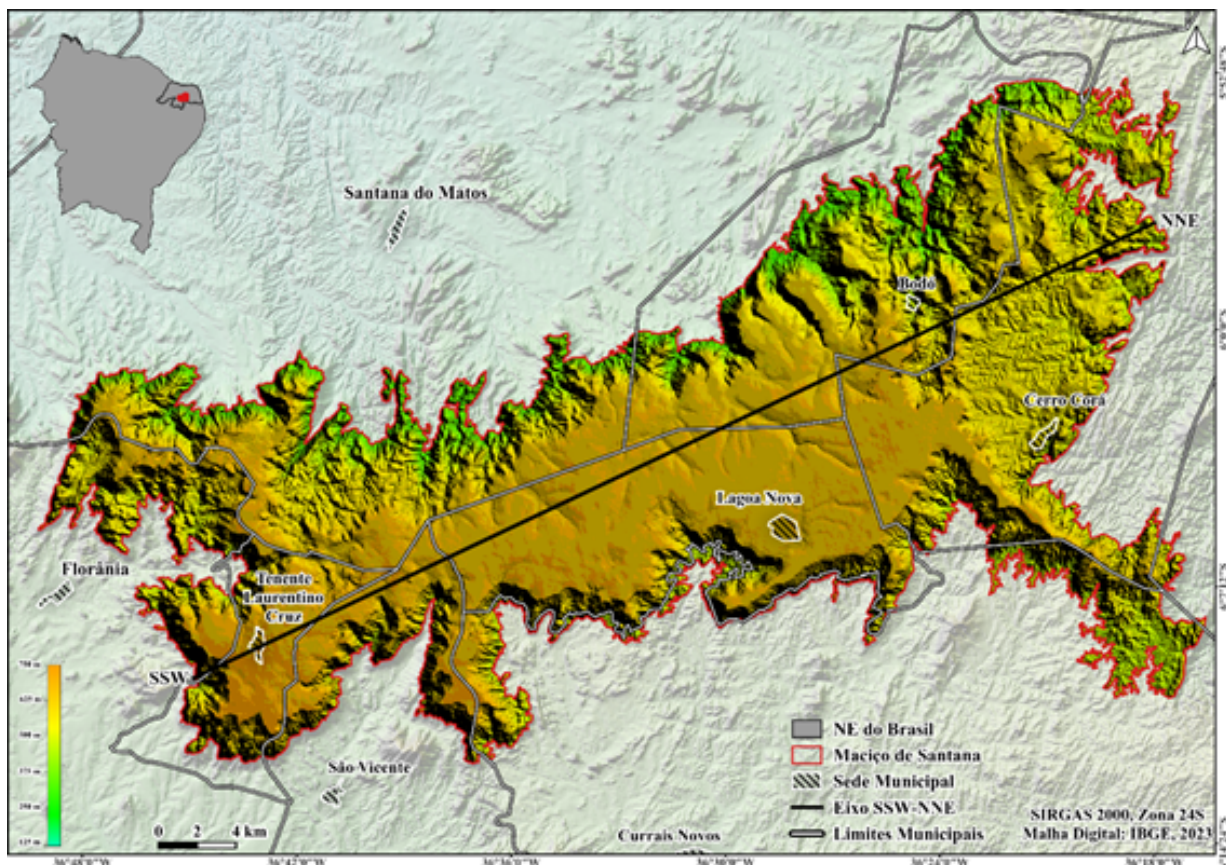
Em termos evolutivos, a Orogênese Brasileira condicionou a geração de extensas zonas de cisalhamento de cinemática NE-SW e E-W, que posteriormente, em função de esforços tectônicos associados a separação do megacontinente Pangea (Peulvast; Claudino Sales, 2003), teriam sido reativadas de maneira rúptil no Cretáceo, originando trends de falhamento de mesma direção, que condicionam a dissecação e a deposição quaternária (Maia; Bezerra, 2014a).

Classicamente, a evolução do relevo na porção setentrional do NE brasileiro, foi interpretado a partir da Teoria da Pediplanação (King, 1956; Dresh, 1957; Mabessone; Castro, 1975). Essa ênfase morfoclimática foi responsável por grandes avanços na reconstrução geomorfológica do Nordeste brasileiro, no entanto, nessa proposta a abordagem dos efeitos do tectonismo é apenas repentino, pontual temporalmente e generalizado espacialmente (Gurgel et al., 2013).

A porção setentrional do Nordeste brasileiro apresenta variados compartimentos geomorfológicos associados a importantes eventos tectônicos, como a fragmentação do megacontinente Gondwana, as reativações tectônicas cenozoicas e o magmatismo oligo-miocênico. Desse modo, destaca-se na porção central do Estado do Rio Grande do Norte (RN), o Maciço de Santana (Figura 1), que se particulariza por apresentar fortes indícios da atuação de eventos tectônicos, magmáticos e paleoclimáticos na sua esculturação. Nesse contexto, o presente trabalho busca abordar brevemente as características geomorfológicas desse maciço residual.



**FIGURA 1** – Mapa hipsométrico e de localização do Maciço de Santana.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

## METODOLOGIA

Situado na Mesorregião Central Potiguar, o Maciço de Santana constitui um dos relevos residuais mais singulares do RN, apresentando uma área de ~930 km<sup>2</sup>, da qual fazem parte os municípios de Bodó, Cerro Corá, Florânia, Lagoa Nova, Santana do Matos, São Vicente e Tenente Laurentino Cruz. Inserido no contexto geocológico do semiárido, esse maciço está submetido à influência de mesoclima de altitude, apresentando melhores condições de umidade e temperatura, com valores que marcam médias anuais entre 15 e 20°C (Menezes, 1999; Souza; Oliveira, 2006, Lucena et al., 2023).

Os índices pluviométricos, por sua vez, marcam uma média anual de ~525,6 mm, (Lucena et al., 2023). Essas características climáticas, justificam a ocorrência de fragmentos de florestas semidecidual e úmida que quebram a continuidade da Caatinga (Lucena et al., 2023), podendo ser identificado a ocorrência de espécies como a Barriguda (*Ceiba speciosa*), Gameleira (*Ficus gomelleira*), além de espécies endêmicas da Caatinga, como a Jurema Preta (*Mimosa tenuiflora*) e algumas cactáceas.

Geologicamente, o Maciço de Santana encontra-se na porção NE da Província Borborema, no contexto tectonoestratigráfico do Domínio Rio Piranhas-Seridó (DRPS), o



qual é delimitado a sul, leste e oeste pelas zonas de cisalhamento Patos, Picuí-João Câmara e Portalegre, respectivamente (Nascimento; Medeiros; Galindo, 2015). Nesse domínio, ocorrem litotipos correlacionáveis ao Complexo Caicó e Grupo Seridó, os quais encontram-se intrudidos por diversos corpos graníticos, associado ao plutonismo ediacarano (Angelim et al., 2006) e por corpos magmáticos, associados ao vulcanismo Rio Ceará-Mirim (130 Ma) (Archanjo et al., 1999) e Macau (30-20 Ma) (Werneck; Magini; Salgueiro, 2018).

A superfície somital do Maciço de Santana é majoritariamente constituída por arenitos da Formação Serra do Martins-FSM, conferindo-lhe um topo tabuliforme (Costa et al., 2019; Diniz et al., 2017), que repousa discordantemente sobre o embasamento ígneo-metamórfico. No entanto, no setor leste do maciço, especificamente nos limites municipais de Cerro Corá/RN, têm-se a exposição do embasamento ígneo, em virtude do desmantelamento parcial da cobertura laterítica.

No contexto pedológico, compreende-se que o processo de formação dos solos está fortemente influenciado pelo material de origem, pela condição climática mais úmida e pelo topo plano do maciço. Sendo assim, de acordo com Lucena et al. (2023), o Maciço de Santana apresenta solos Litólicos Eutróficos, Latossolos Amarelo Distrófico, Neossolos Quartzarênicos e Plintossolos Pétricos.

A hidrografia da área estudada é caracterizada pelas bacias hidrográficas Potengi, com canais que fluem na direção leste-nordeste, e Piranhas-Açu com canais que fluem na direção sul-sudeste e norte-nordeste (Menezes, 1999), fazendo do Maciço de Santana um importante divisor de águas do RN. A drenagem se apresenta com cursos d'água na sua maioria em regime intermitente (Lucena et al., 2023).

## PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A elaboração da presente pesquisa teve como base, inicialmente, extensivos levantamentos bibliográficos a respeito da gênese e evolução dos maciços residuais cristalinos do DRPS, com ênfase nos aspectos litoestruturais, visando uma interpretação regional. Além disso, os levantamentos cartográficos foram sistematizados em ambiente SIG (Sistemas de Informação Geográficas), apoiados no Software livre QGIS 3.22.5, para manipulação de dados vetoriais e matriciais.

Os trabalhos de reconhecimento de campo viabilizaram a interpretação, classificação e detalhamento dos aspectos morfoestruturais da área de estudo. Bem como, a aquisição de um volumoso acervo fotográfico para melhor interpretação da área, por meio da utilização de um veículo aéreo não tripulado (VANT) modelo DJI Mini 2, equipado com uma câmera com resolução de 12 MP.



## RESULTADOS E DISCUSSÃO

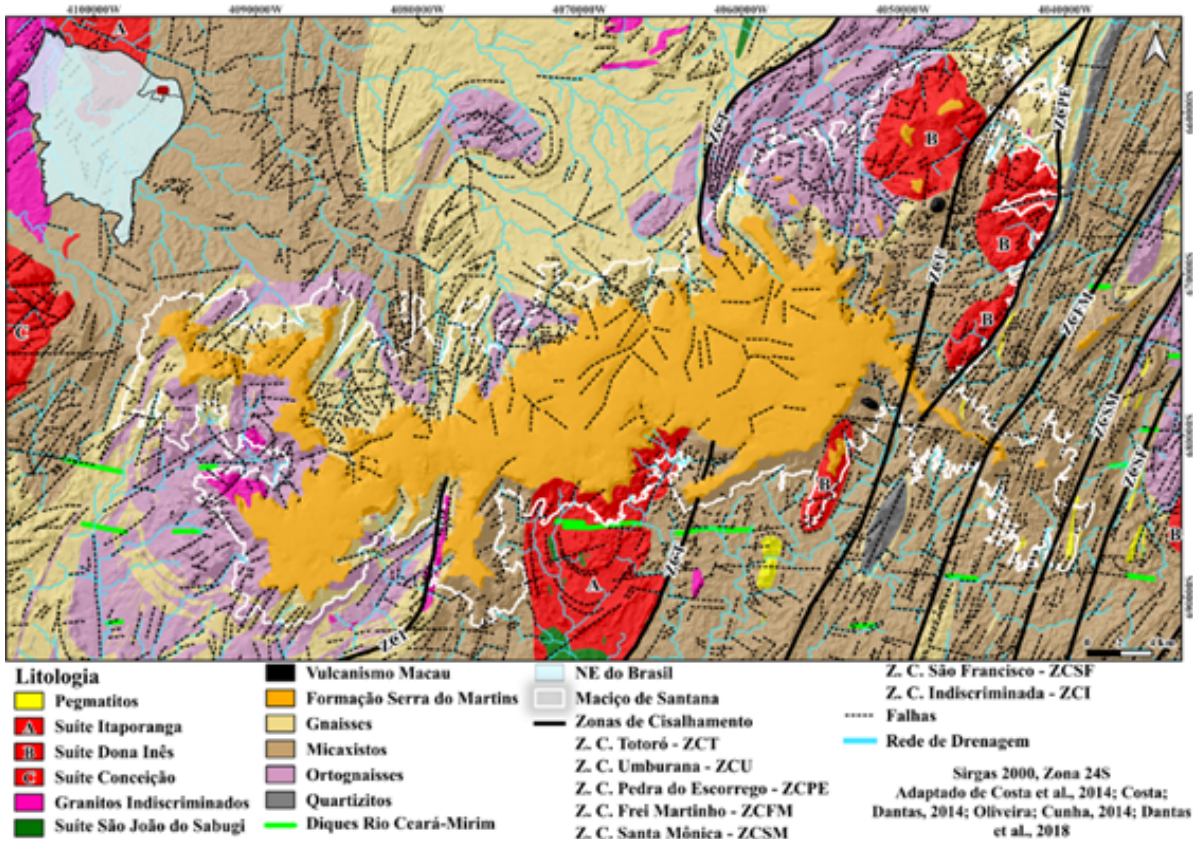
Os maciços residuais inseridos no DRPS, frequentemente estão associados a litologias graníticas, com destaque para as Suítes Itaporanga e Dona Inês (Nascimento; Medeiros; Galindo, 2015). Os quais encontram-se dispostos preferencialmente, na direção NE-SW e NNE-SSW. Entretanto, no extremo NE do DRPS, com uma área total de ~930 km<sup>2</sup>, modelado predominantemente em gnaisses, migmatitos, ortognaisses e micaxistos, associados ao Complexo Caicó e Grupo Seridó, os quais se alternam com corpos graníticos das suítes Itaporanga e Dona Inês (Figura 2), ocorre o Maciço de Santana, com altitudes entre 520 e 750 m, que se destaca nas vastas superfícies erosivas aplainadas do sertão potiguar. Essa heterogeneidade litológica encontra-se fossilizada pelos sedimentos da FSM.

Apesar do Maciço de Santana ser constituído predominantemente por litologias metamórficas, com características geoquímicas e estruturais que favorecem a ação dos processos denudacionais, o mesmo é capaz de sustentar elevadas altitudes que podem atingir 750 m, e isso se deve a existência de um capeamento arenítico parcialmente laterizado, associado a FSM, que atua preservando o embasamento ígneo metamórfico da intensa ação denudacional, em função da permeabilidade dos arenitos que favorecem mais a infiltração, do que a dissecação vertical. Essa característica, enfatiza o decisivo papel da FSM na manutenção topográfica do maciço.

Do ponto de vista morfológico, os arenitos da FSM conferem ao Maciço de Santana uma superfície somital plana, circundada por vertentes abruptas e contornos irregulares, os quais demarcam uma paleosuperfície agradacional (MAIA; BÉTARD; BEZERRA, 2016). O topo tabuliforme sugere uma orientação suavemente discordante da tendência regional (NE-SW), ao apresentar seu eixo principal orientado segundo a direção NNE-SSW (Figura 1).



FIGURA 2 – Mapa geológico do Maciço de Santana e seu entorno imediato.



FONTE: Elaborado pelos autores (2025).

No entorno do Maciço de Santana, exercendo forte influência sobre sua atual configuração geomorfológica, ocorrem importantes manifestações espaciais, associadas tanto ao magmatismo Rio Ceará-Mirim, sob a forma de enxames de diques máficos de direção E-W, quanto ao magmatismo Macau, representados por plugs vulcânicos situados a NE e SE do referido maciço. Esse último episódio magmático deu origem a uma significativa ruptura topográfica na porção oriental do maciço, em decorrência do desmantelamento parcial do capeamento arenítico, que antes recobria esse setor. A remoção da paleosuperfície proporcionou a exumação e exposição do embasamento ígneo-metamórfico, constituindo, assim, a superfície pré-Oligocênica do Maciço de Santana (Figura 3).

O desmantelamento da cobertura laterítica nessa porção do Maciço de Santana, decorreu, possivelmente, a partir de uma assimilação subsuperficial de magma (underplating), associado ao vulcanismo Macau, que provocou o alçamento por empuxo desse setor do maciço, favorecendo a dissecação do relevo local, segundo as estruturas de deformação rúpteis e dúcteis do embasamento. A erosão diferencial que se estabeleceu, expôs uma paleosuperfície pré-oligocênica, detentora de um diversificado mostruário de microformas graníticas (Figura 4).



**FIGURA 3** – Superfície pré-Oligocênica do Maciço de Santana.



**FONTE:** Acervo dos autores (2025).

**FIGURA 4** – **A)** Fragmentos de laterita; **B)** Cidade de Pedra; **C)** Pedra do Dinossauro; **D)** Cidade de Pedra.



**FONTE:** Acervo dos autores (2025).



## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conclui-se que a geomorfologia do Maciço de Santana está condicionada a fatores como:

- A existência de um extenso capeamento arenítico associado a FSM, fator esse, que justifica a atuação de paleoclimas úmidos, com condições de temperatura e umidade elevada;
- A fossilização do embasamento ígneo-metamórfico do maciço pelos sedimentos da FSM;
- As intrusões magmáticas associadas ao magmatismo Rio Ceará-Mirim e Macau, sendo que, este último contribuiu significativamente para o desmantelamento parcial da cobertura laterítica, em função do soerguimento epirogenético que alterou o nível de base. A ocorrência desses corpos magmáticos na área de estudo, atestam uma complexa evolução tectonomagmáticas do maciço de Santana e do seu entorno imediato.

### *Agradecimentos:*

**O**s autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (GEOCERES/UFRN) e a Direção do Centro de Ensino Superior do Seridó (CERES/UFRN) pelo apoio logístico e financeiro, e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pelo apoio financeiro.



## REFERÊNCIAS

- ANGELIM, L. A. A. *et al.* **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN, 2006, 233p.
- ARCHANJO, C. J. *et al.* Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 179-189, 2000.
- BASTOS, F. H. Evidências Morfológicas de Condições Paleoclimáticas Úmidas no Semiárido Brasileiro. **Revista de Geografia**, v. 35, n. 4, p. 324-343, 2018.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000.
- BRITO NEVES, B. B. América do Sul: **Quatro Fusões, Quatro Fissões e o Processo Acrecionário Andino**. Bahia. VII SNET Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SGB. p. 11 – 13, 1999.
- BRITO NEVES, B. B. *et al.* **Tectonic history of the Borborema Province**, northeastern Brazil. In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, p.151-182, 2000.
- CASTRO, D. L. *et al.* Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the neocomian iguatu basin, ne brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26: 271-285, 2008.
- CASTRO, D. L. *et al.* Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, n. 54, p. 29-42, 2012.
- COSTA, A. P. *et al.* **Mapa geológico da Província Mineral do Seridó: estados da Paraíba e Rio Grande do Norte**. Escala 1:350.000. Recife: SGB/CPRM, 2019.
- DANTAS, E.P. *et al.* **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2021**. Mapa color. 132,72cm x 85,45cm. Escala 1:500.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Ação: Levantamentos Geológicos e integração Geológica Regional.
- DINIZ, M. T. M. *et al.* Mapeamento geomorfológico do estado do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 689-701, 2017.
- DRESCH, J. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. **Bulletin de l'Association de Géographes Français**, v. 34, n. 263-264, p. 48-59, 1957.
- FERREIRA, J. M. *et al.* Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysical Journal International**, v. 134, n. 2, p. 341-355, 1998.
- GURGEL, S. P. P. *et al.* Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology. Amsterdam**, v. 186, p. 68, 2013.
- JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994.
- JARDIM DE SÁ E. F. *et al.* **Epirogenia Cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados**. VII SNET-Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, sessão 4, p. 58-61, 1999.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 147 – 265, 1956.
- LUCENA, C. Y. S. *et al.* Serra de Santana no semiárido nordestino: aspectos geográficos e possibilidade de práticas sustentáveis. **Revista Geográfica da América Central**. v. 1, n. 70, p. 449 – 476, 2023.
- MABESSONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo do Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 3, p. 5-35, 1975.
- MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins – NE do Brasil: inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 273-285. 2016.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma Análise Preliminar do Contexto Nordeste. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37 – 43. 2011.



- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural: Nordeste Brasileiro**. Fortaleza. Edições UFC, 2014. 124p.a
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento Estrutural do Relevo Nordeste Setentrional Brasileiro. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 127 – 141. 2014.b
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, p. 766-791, 1992.
- MENEZES, M. R. F. **Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra do Martins, nos platôs de Portoalegre, Martins e Santana/RN**. 197 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.
- MIZUSAKI, A. M. P. et al. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 183 – 198. 2002.
- NAHON, D. B. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. New York: John Wiley and Sons Ltd, 336p, 1991.
- NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V. C.; GALINDO, A. C. Ediacaran to Cambrian Magmatic Suites in the Rio Grande do Norte Domain, Extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 281 – 299, 2015.
- OLIVEIRA, G. F. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do nordeste oriental brasileiro**. 162 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019.
- OLIVEIRA, S. F.; CUNHA, A. L. C. **Geologia e recursos minerais da Folha Santa Cruz, SB.24-Z-B: estados do Rio Grande do Norte e Paraíba**. Recife: CPRM, 2018. 167 p.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped Surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian. **Geomorphology**, v. 3, p. 89 – 122, 2003.
- SILVEIRA, F. V. **Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil**. 195 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.
- SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. Os enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do Nordeste brasileiro. **Mercator**, v. 05, n. 09, p. 85-102, 2006.



# COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO DOMÍNIO VAZA-BARRIS – SERGIPE/BRASIL

Luana Pereira Lima <sup>1</sup>

Hélio Mário de Araújo <sup>2</sup>

Heleno dos Santos Macedo <sup>3</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Domínio Vaza-Barris, Aplainamento, Dissecação, Estrutura, Relevo.

## RESUMO

A geomorfologia do Domínio Vaza-Barris resulta de condicionantes e processos morfogenéticos atuantes em tempos geológicos pretéritos e atuais. As formas originadas em condições paleogeográficas estão justapostas com as formas atuais. A geomorfologia do Domínio Vaza-Barris remonta ao soerguimento lento do continente sul americano, acompanhado por uma tectônica progressivamente menos intensa. Tais eventos geológicos marcaram a final da sedimentação cretácea e o início do Terciário. A partir do Plio/Pleistoceno, os processos erosivos promoveram a elaboração de superfícies de aplainamento, dando origem a grandes volumes de detritos que, levados em direção ao litoral, constituíram o Grupo Barreiras (BRASIL, 1983). A pesquisa visou propor uma compartimentação Geomorfológica do Domínio Vaza-Barris, considerando-se a natureza interativa dos componentes ambientais no condicionamento da morfogênese, morfodinâmica e morfoescultura. Para cumprimento desse objetivo, adotaram-se procedimentos metodológicos distintos, priorizando, portanto, a revisão bibliográfica, o levantamento cartográfico e interpretação de imagem de satélite, além das observações feitas em campo, trabalhos de campo. Conforme o mapeamento do RADAM (BRASIL, 1983), o Domínio Vaza-Barris está inserido na morfoestrutura Remanescentes das Raízes de Dobramentos. Este domínio engloba conjuntos de modelados resultantes da exumação de estruturas de dobras no decorrer de vários ciclos geotectônicos. Caracteriza-se pela presença de vestígios dessas estruturas com ocasionais exposições dos seus embasamentos. As dobras, truncadas por superfícies de aplainamento, são ressaltadas pela dissecação posterior, explorando os traços tectônicos e as diversidades litológicas. O controle estrutural evidencia-se por alinhamentos de cristas e vales orientados conforme a disposição das rochas e as direções preferenciais concordantes com os ciclos orogênicos que as influenciaram. No tocante às regiões geomorfológicas,

<sup>1</sup> Doutora pelo PPGE da Universidade Federal de Sergipe - SE, [luana.pl.lua@gmail.com](mailto:luana.pl.lua@gmail.com)

<sup>2</sup> Professor orientador: Doutor, Universidade Federal de Sergipe - SE, [heliomarioaraujo@yahoo.com.br](mailto:heliomarioaraujo@yahoo.com.br)

<sup>3</sup> Doutor pelo PPGE da Universidade Federal de Sergipe - SE, [helenosamac@gmail.com](mailto:helenosamac@gmail.com)



o Domínio Vaza-Barris enquadrou-se na região dos Baixos Planaltos Marginais à Bacia Tucano-Jatobá. Corresponde aos relevos dissecados e aplainados em um planalto espacialmente descontínuo e rebaixado, com altimetria variando de 100 a 500 m, raramente alcançando 600 m. As morfologias resultantes e desenvolvidas em rochas de baixo grau de metamorfismo refletem a influência de falhas e dobras. Esta região apresenta a unidade geomorfológica, Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris, ocupa áreas descontínuas posicionadas a oeste e leste do Planalto da Bacia Tucano-Jatobá. A parte oriental dessa unidade, onde está inserido o Domínio Vaza-Barris, limita-se a norte com o Pediplano do Baixo São Francisco, a oeste com os Tabuleiros do Itapicuru, a sul com os Tabuleiros do rio Real e a Leste com os Tabuleiros Costeiros. A Unidade caracteriza-se pela frequência de modelados que abrangem formas similares com gênese comum e processos morfogenéticos atuantes. No domínio Vaza-Barris são encontrados os quatro tipos de modelados: acumulação, aplainamento, dissecação e dissolução. A quinta ordem de grandeza, correspondente as formas de relevo simbolizadas, abrangem as feições de menores dimensões espaciais, individualizadas na paisagem do Domínio Vaza-Barris.

## INTRODUÇÃO

A compreensão da geomorfologia do Domínio Vaza-Barris é essencial para o entendimento dos processos morfogenéticos que moldaram a paisagem dessa região ao longo do tempo geológico. Essa área, inserida na morfoestrutura denominada Remanescentes das Raízes de Dobramentos, apresenta formas de relevo que resultam da justaposição entre estruturas originadas em contextos paleogeográficos e aquelas modeladas por processos atuais. Tais formas são reflexo de uma longa história geotectônica, marcada pelo soerguimento lento do continente sul-americano e pela progressiva diminuição da atividade tectônica após o período Cretáceo, com destaque para os eventos ocorridos a partir do Plio/Pleistoceno, que deram origem a extensas superfícies de aplainamento.

Neste contexto, o presente estudo visa propor uma compartimentação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris, considerando a natureza interativa dos componentes ambientais responsáveis pela morfogênese, morfodinâmica e morfoescultura. A pesquisa fundamenta-se em uma abordagem metodológica que inclui revisão bibliográfica, análise cartográfica, interpretação de imagens de satélite e observações de campo.

O Domínio Vaza-Barris enquadra-se na região geomorfológica dos Baixos Planaltos marginais à Bacia Tucano-Jatobá. Esta região apresenta a unidade geomorfológica



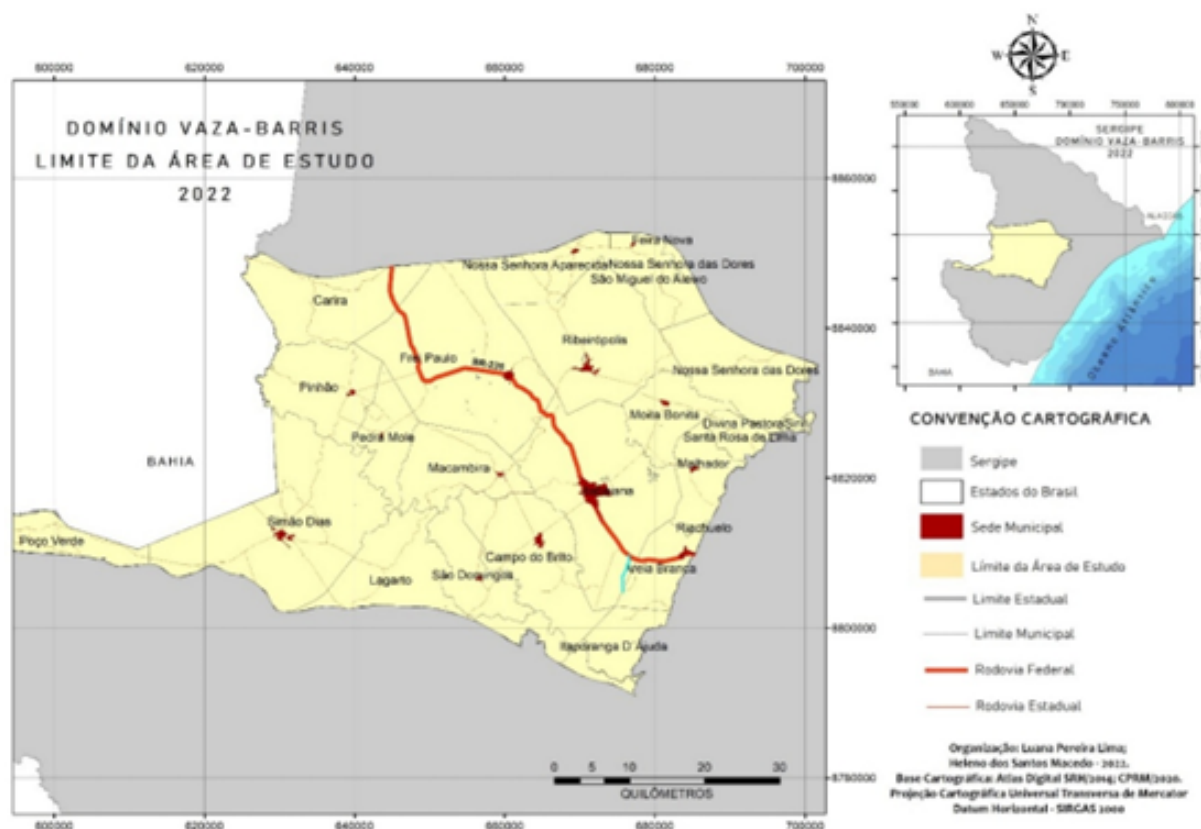
Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris, que ocupa áreas descontínuas posicionadas a oeste e leste do Planalto da Bacia Tucano-Jatobá. No domínio Vaza-Barris são encontrados os quatro tipos de modelados: acumulação, aplainamento, dissecação e dissolução.

A geomorfologia do Domínio Vaza-Barris evoluiu a partir de fases sucessivas e retomadas de erosão, associadas ao intemperismo e processos derivados de mudanças climáticas, controles estruturais e condicionamentos ambientais, resultando em unidades de relevo diversificadas.

## ÁREA DE ESTUDO

O Domínio Vaza-Barris localiza-se na parte central do estado de Sergipe (figura 1), prolongando-se para oeste, além do limite estadual, e para leste, até a Bacia Sedimentar de Sergipe. Limita-se por falhas que sofreram várias reativações (LIMA, 2022). É constituído de metassedimentos de baixo grau metamórfico em estruturas de dobramentos antiformais e sinformais de grande porte. Divide-se em dois grupos: Miaba e Vaza-Barris, subdivididos em formações com ambientes de gênese distintos. Neste contexto geológico está situado o Complexo Gnáissico-Migmatítico representado pelos Domos de Itabaiana e Simão Dias.

FIGURA 1 – Localização da área de estudo.



ORGANIZAÇÃO: Autores, 2022.



## METODOLOGIA

O mapeamento e compartimentação geomorfológica do Domínio Vaza-Barris seguiu o mapeamento do projeto RADAM BRASIL (1983) e o Manual Técnico de Geomorfologia do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2009). A proposta de mapeamento do manual tem como princípio ordenar os fatos geomorfológicos de acordo com uma classificação espacial e temporal, distinguindo os modelados por agrupamentos hierárquicos.

Para a pesquisa, a compartimentação partiu das Unidades Geomorfológicas com seus modelados e formas. A distinção das unidades geomorfológicas requereu a análise de diversos elementos que compõem a paisagem e a condicionam, como a drenagem e as formações superficiais. Tal análise, no entanto, necessitou da interpretação dos fatos geomorfológicos desde a sua maior classificação hierárquica ou grandeza. Em ordem decrescente, os fatos geomorfológicos foram agrupados em Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Modelados e Formas de Relevô (IBGE, 2009).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Conforme o mapeamento do RADAM (BRASIL, 1983), o Domínio Vaza-Barris está inserido na morfoestrutura Remanescentes das Raízes de Dobramentos. Este domínio engloba conjuntos de modelados resultantes da exumação de estruturas de dobras no decorrer de vários ciclos geotectônicos. Caracteriza-se pela presença de vestígios dessas estruturas com ocasionais exposições dos seus embasamentos. As dobras, truncadas por superfícies de aplainamento, são ressaltadas pela dissecação posterior, explorando os traços tectônicos e as diversidades litológicas. O controle estrutural evidencia-se por alinhamentos de cristas e vales orientados conforme a disposição das rochas e as direções preferenciais concordantes com os ciclos orogênicos que as influenciaram.

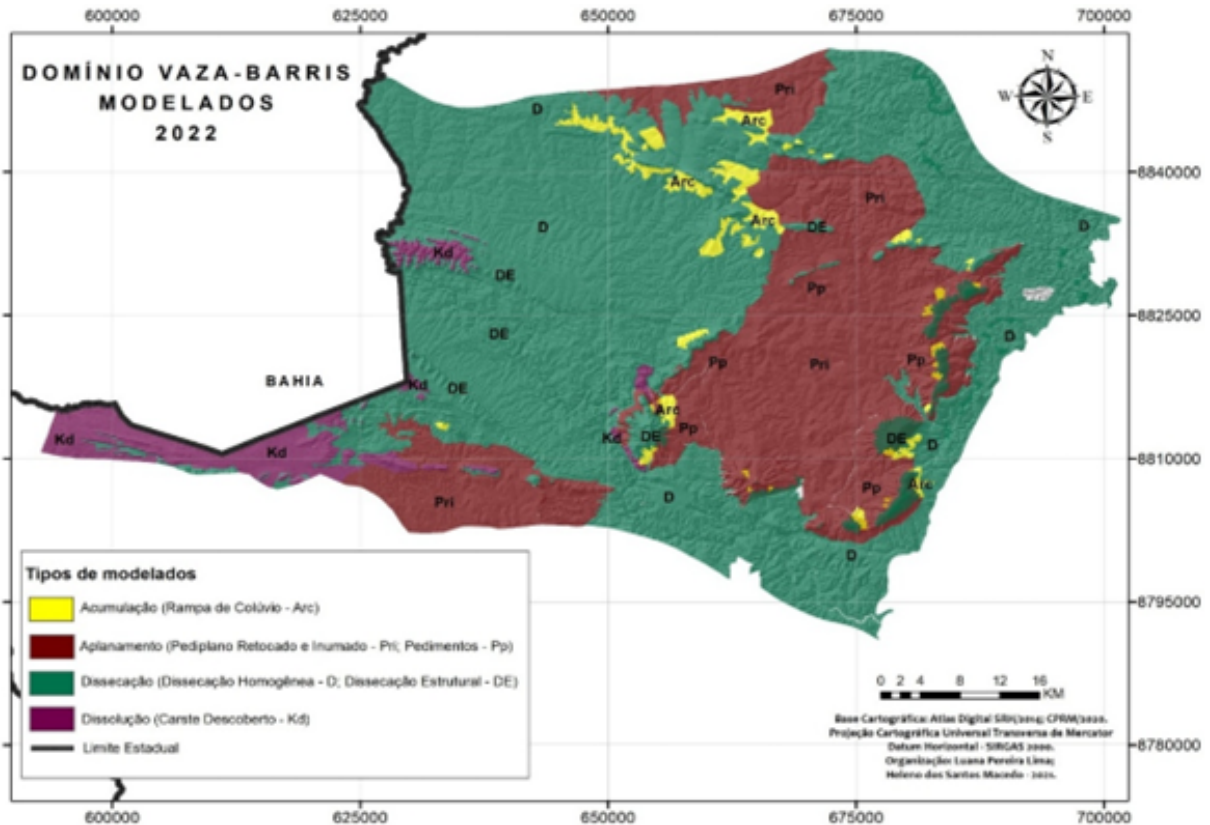
No segundo nível, correspondente às regiões geomorfológicas, o Domínio Vaza-Barris enquadrô-se na região Baixos Planaltos Marginais à Bacia Tucano-Jatobá. Corresponde aos relevos dissecados e aplainados em um planalto espacialmente descontínuo e rebaixado, com altimetria variando de 100 a 500 m, raramente alcançando 600 m. As morfologias resultantes e desenvolvidas em rochas de baixo grau de metamorfismo refletem a influência de falhas e dobras (BRASIL, 1983).

Esta região apresenta a unidade geomorfológica, Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris, ocupa áreas descontínuas posicionadas a oeste e leste do Planalto da Bacia Tucano-Jatobá. A parte oriental dessa unidade, onde está inserido o Domínio Vaza-Barris, limita-se a norte com o Pediplano do Baixo São Francisco, a oeste com os Tabuleiros do Itapicuru, a sul com os Tabuleiros do rio Real e a leste com os Tabuleiros Costeiros.



A unidade caracteriza-se por modelados que abrangem formas similares com gênese comum e processos morfogenéticos atuantes. No domínio Vaza-Barris são encontrados os quatro tipos de modelados: acumulação, aplainamento, dissecação e dissolução (figura 2).

**FIGURA 2-** Modelados de relevo no Domínio Vaza-Barris.

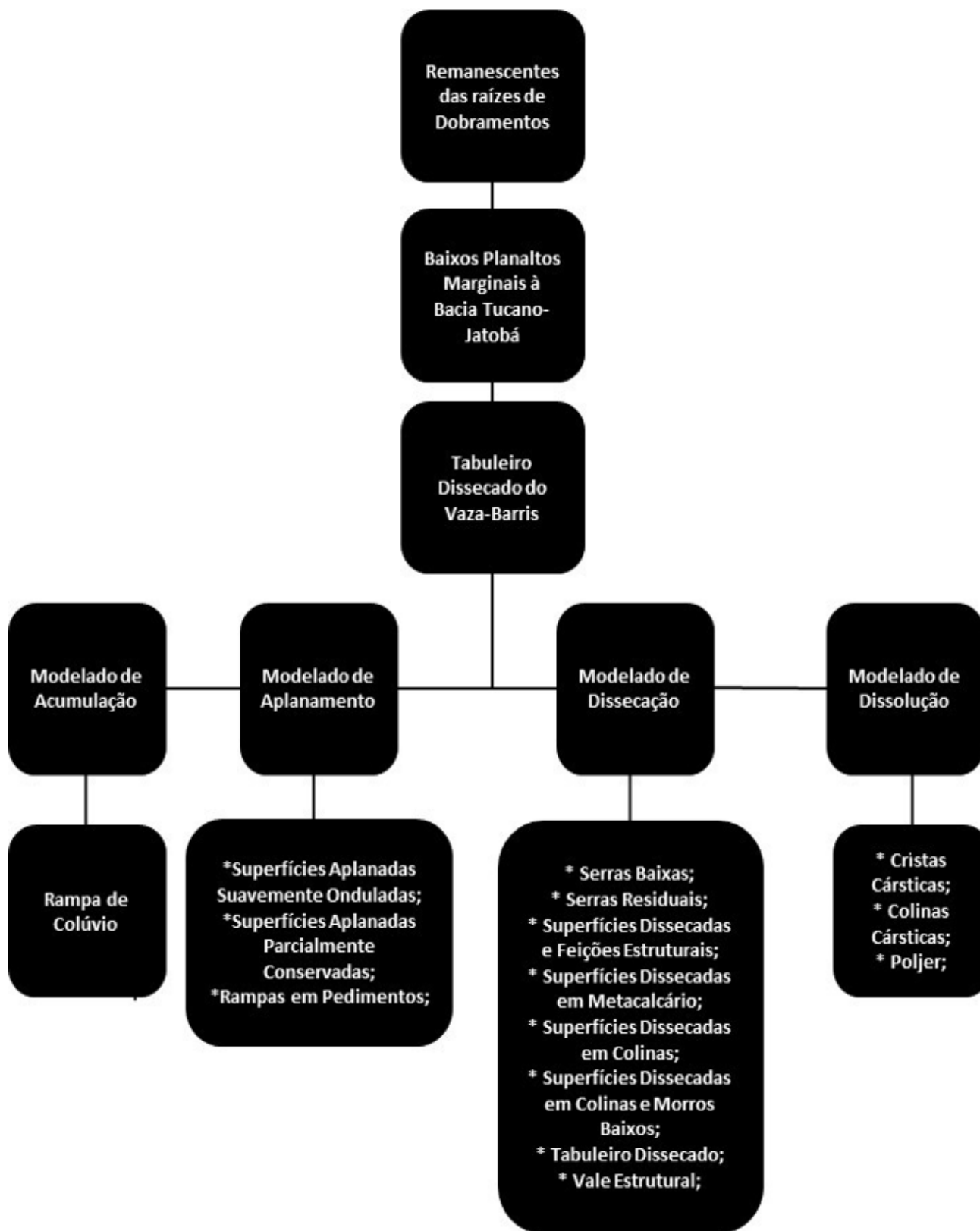


**ELABORAÇÃO:** Autores, 2022.

A quinta ordem de grandeza, correspondente às formas de relevo simbolizadas, abrange as feições de menores dimensões espaciais, individualizadas na paisagem do Domínio Vaza-Barris. As figuras 3 e 4 apresentam a compartimentação da área, com base na taxonomia do IBGE (2009), no mapeamento do RADAM (1983), na interpretação de imagem de satélite e nas observações feitas em campo.



**FIGURA 3** - Compartimentação da paisagem geomorfológica do Domínio Vaza-Barris.



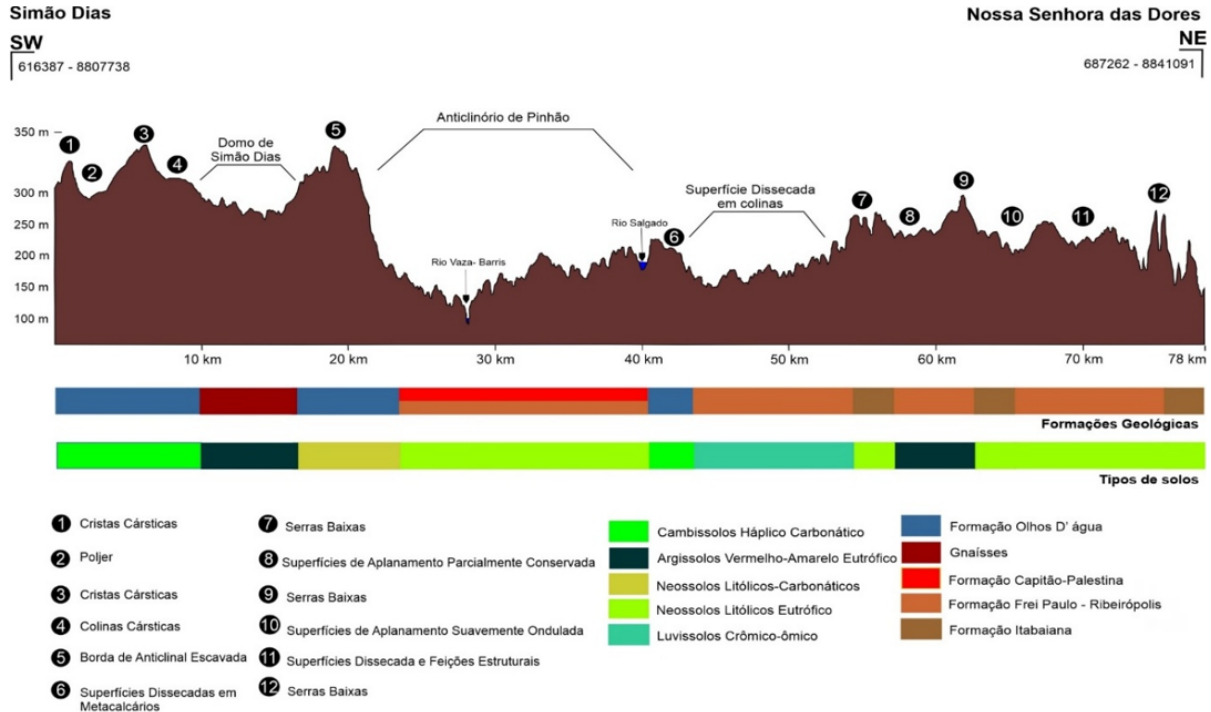
**FONTE:** Adaptado de Brasil (1983); IBGE (2009).





- Próximo à posição NE, repetem-se as Superfícies Aplainada Suavemente Ondulada, Parcialmente Conservada e Serras Baixas.

**FIGURA 5** - Perfil topográfico transversal do Domínio Vaza-Barris, no sentido NW-SE.



**ELABORAÇÃO:** Luana Pereira Lima, Heleno dos Santos Macedo, 2022.

As formas em maiores cotas altimétricas são compostas por litologias mais resistentes, das Formações Itabaiana e Olhos d'Água. A dissecção é mais acentuada nas Formações Frei Paulo- Ribeirópolis e Capitão-Palestina, que congregam diferentes litologias com grau de resistência distintos, favorecendo a erosão diferencial.

Nas superfícies aplainadas e estáveis, predominam os Argissolos; nas dissecadas, de relevo com maior energia, os Neossolos, e os Cambissolos, que guardam semelhanças com material de origem e possuem baixo grau de desenvolvimento.

O Rio Vaza-Barris aparece demarcado, encaixado no Anticlinório de Pinhão, em posição de nível de base regional.

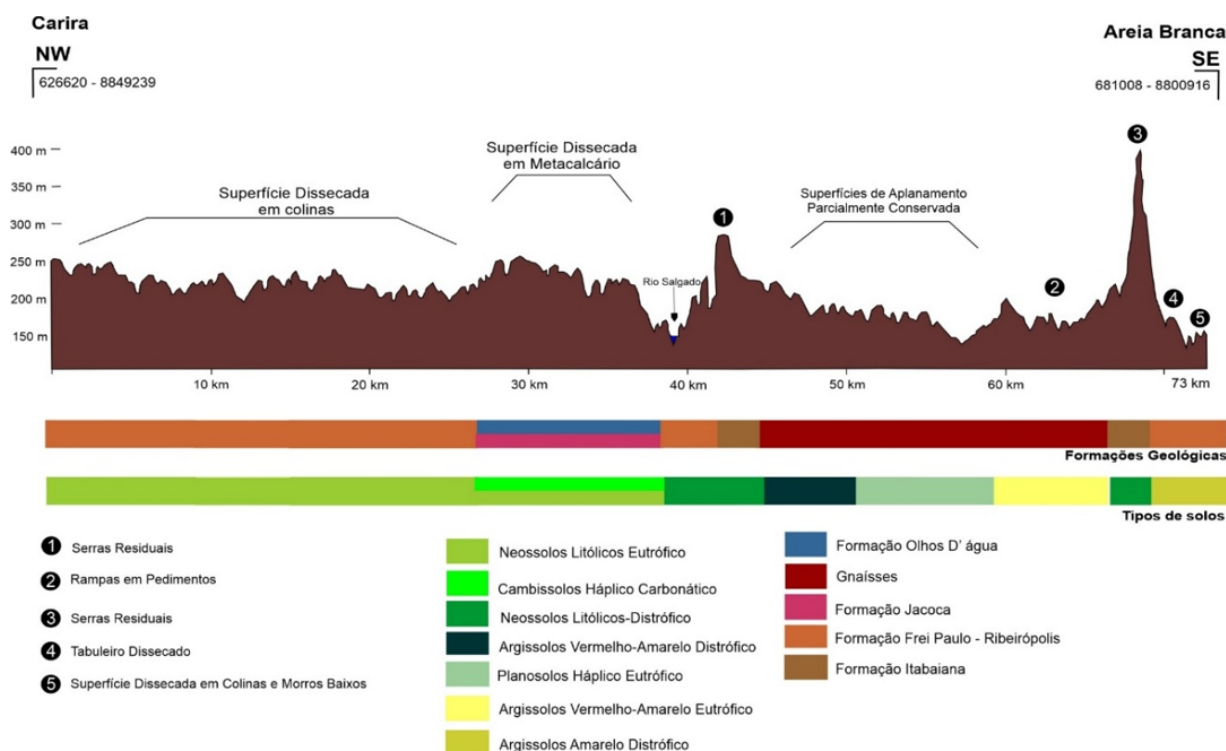
No perfil NW-SE predomina o aplainamento e a dissecção moderada. São apresentadas variedades de formas que repercutem os modelados. Partindo da posição NW, tem-se (figura 6):

- Superfícies Dissecadas em Colinas côncavo-convexas;
- Superfície Dissecada em Metacalcários, onde está posicionado um patamar conservado na borda do Anticlinório de Pinhão, com topos convexo-retilíneos;
- Serras Residuais, nas bordas do Domo de Itabaiana, com topo em cristas;



- Superfície Aplainada Parcialmente Conservada, com topos convexo-retilíneos;
- Rampas em Pedimentos, com declives mais acentuados, juntos às serras residuais, formando patamares;
- Tabuleiro Dissecado, com topos retilíneo-convexos;
- Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos, com topos convexos.

**FIGURA 6** - Perfil topográfico transversal do Domínio Vaza-Barris, no sentido NW-SE.



**ELABORAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

As formas em maiores cotas altimétricas são compostas por litologias mais resistentes, das Formações Itabaiana. A dissecação é mais acentuada na Formação Frei Paulo- Ribeirópolis. O aplainamento é pronunciado na área central do Domo de Itabaiana, em gnaisses, entre as serras residuais.

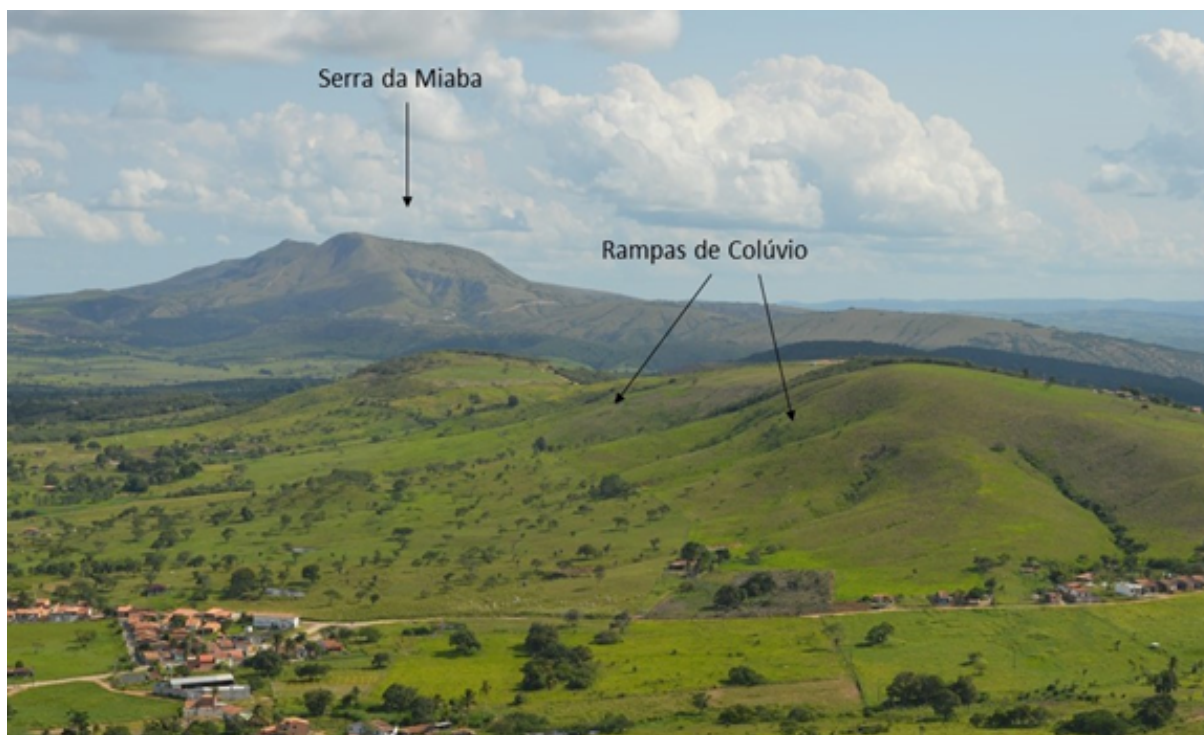
Nas superfícies aplainadas e estáveis, predominam os Argissolos e Planossolos; nas dissecadas, os Neossolos, com presença de Argissolos nas formas situadas na posição SE, de clima úmido litorâneo. O Rio Salgado aparece encaixado entre as Superfícies Dissecadas em Metacalcários e as Serras Residuais.

## MODELADOS DE ACUMULAÇÃO

São encontrados em menor extensão, representados pelas Rampas de Colúvio (Arc). Estão associadas à coalescência de depósitos colúviais oriundos das vertentes, em

setores de baixa encosta, derivados de transporte gravitacional. Ocorre em segmentos côncavos que caracterizam as reentrâncias ou depressões do relevo em anfiteatros (figura 7).

**FIGURA 7** - Rampas de colúvio em serras baixas próximo a sede municipal de Macambira. Em segundo plano, Serra da Miaba.



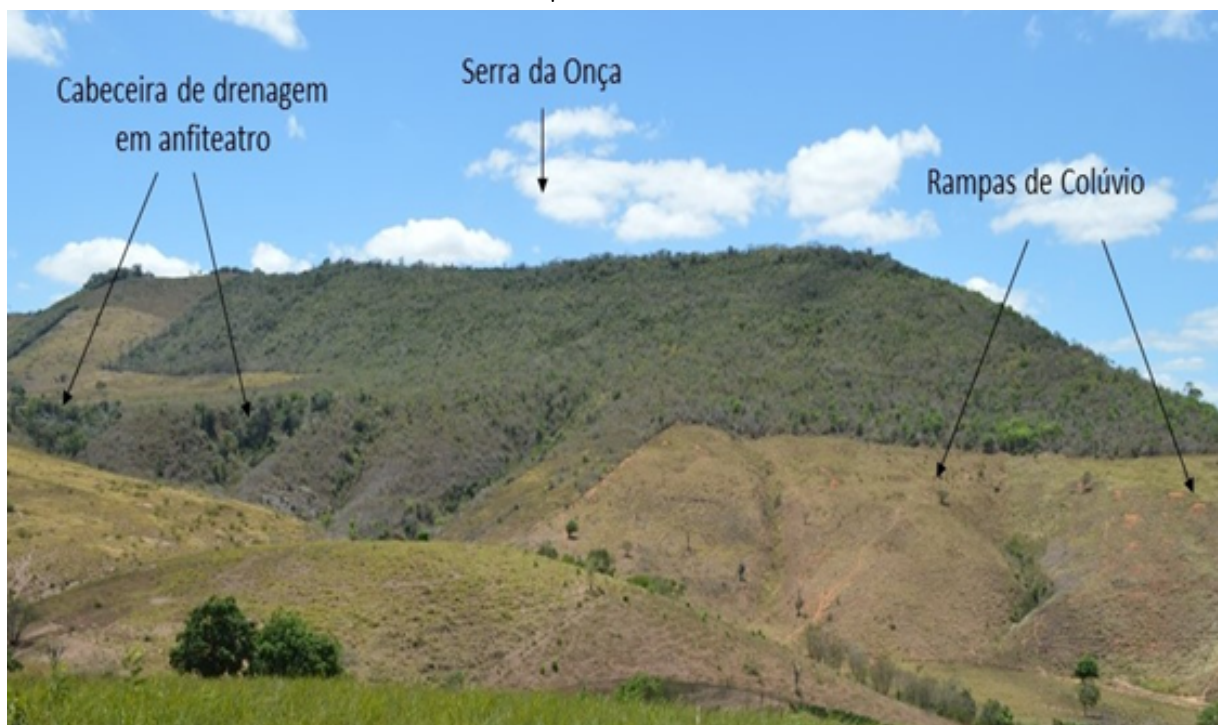
**CRÉDITO:** Luana Pereira Lima, 2020.

As Rampas de colúvio são formadas em áreas de cabeceiras de drenagem, e configuram-se como uma superfície inclinada em direção ao fundo dos vales, de topo frequentemente convexo (figura 8). Corresponde às áreas localizadas nos sopés das serras que bordejam o Domo de Itabaiana e da Serra do Cabral, adjacente ao Domo de Simão Dias. Encontram-se na base do anfiteatro de erosão, posicionado na porção noroeste do Domínio Vaza-Barris, que configura o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Sergipe e Vaza-Barris, e no sopé das superfícies elevadas acima do anfiteatro erosivo, com inclinação no sentido NW-SE. Essas porções mais elevadas do relevo são geradoras dos materiais areno-argilosos, podendo conter fragmentos rochosos, que compõem as rampas de colúvio.

As Rampas coluvionares possuem declividades suaves e onduladas, chegando até  $8^\circ$ , com cotas altimétricas variando de 150 a 250 m, rebaixando-se gradativamente (figura 9). Os solos predominantes nessas formas são rasos, com fragmentos rochosos (Neossolos Litólicos) ou profundos arenosos (Neossolos Quartzarênicos). Encontram-se ocupada, predominantemente, por pastagens que aceleram os processos erosivos.

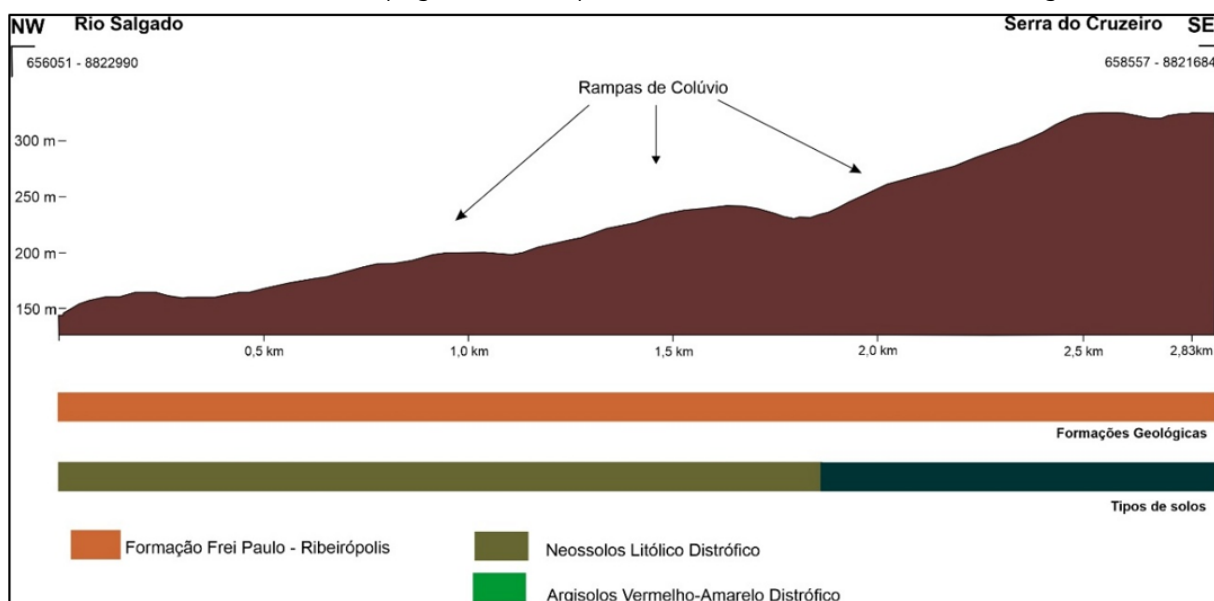


**FIGURA 8** - Rampas de colúvio em cabaceiras de drenagem no sopé da Serra da Onça, município de Frei Paulo.



**CRÉDITO:** Luana Pereira Lima, 2020.

**FIGURA 9** - Perfil topográfico - Rampa de Colúvio em seu contexto morfológico.



**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.



## MODELADOS DE DISSOLUÇÃO

São encontrados nas áreas de metacalcários das Formações Olhos d'Água e Jacoca, representados pelo Carste Descoberto (Kd), com formas de dissolução originadas em superfície e/ou subsuperfícies descobertas total ou parcialmente por erosão de coberturas preexistentes. Essa região cárstica está presente nos municípios de Poço Verde, Simão Dias, Pinhão, Macambira, São Domingos, Campo do Brito, Lagarto e Itaporanga d'Ajuda.

Na quarta ordem de grandeza, identificaram-se três tipos de formas, a partir da litologia, das formas de topo de relevo e da predominância do processo que os originaram. São elas: Cristas Cársticas, Colinas Cársticas e Polje. No quadro 1 estão sintetizadas as características predominantes dos modelados de dissolução no Domínio Vaza-Barris.

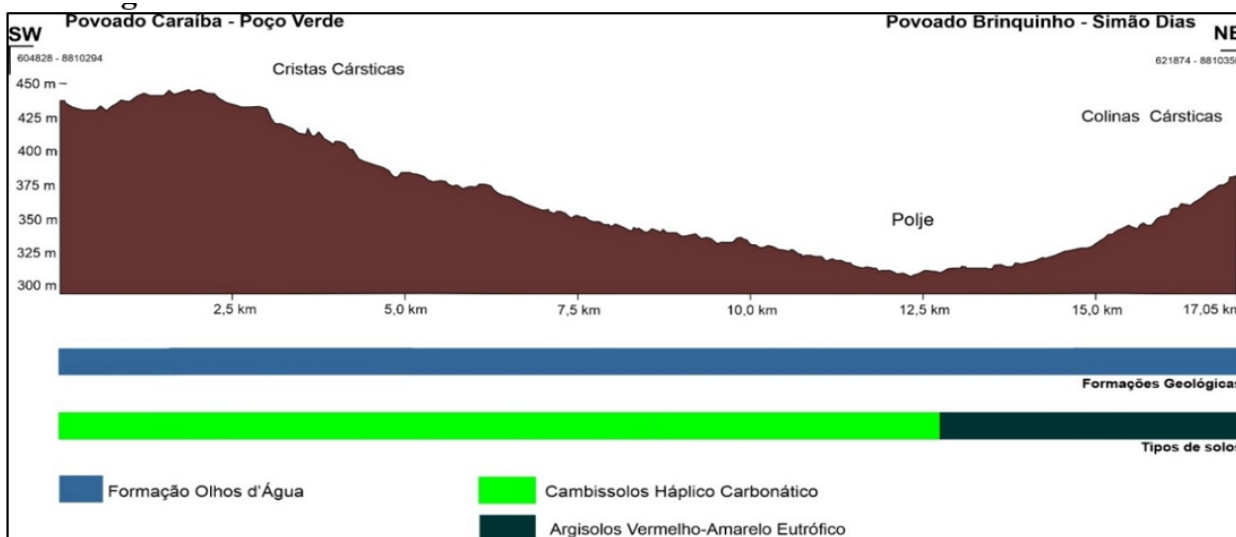
**QUADRO 1** - Características dos modelados de dissolução.

FORMA DE RELEVO	DECLIVIDADE/ ALTITUDE	FORMAS SIMBOLIZADAS	SUBSTRATO	SOLO
Polje (Planície cárstica)	0 a 2° (Relevo plano) 300 a 400m	Ressurgência Dolinas Cavernas	Metacalcários, filitos e metasiltitos (Formação Olhos d'Água)	Cambissolos
Cristas Cársticas	5 a 24° (Relevo ondulado a forte ondulado) 300 a 500m	Dolinas Cavernas	Metacalcários, filitos e metasiltitos (Formação Olhos d'Água)	Cambissolos e Planossolos
Colinas Cársticas	5 a 24° (Relevo ondulado a forte ondulado) 400 a 500m	Dolinas Cavernas Lapiás Tufas	Metacalcários, filitos e metasiltitos (Formações Olhos d'Água e Jacoca)	Neossolos Litólicos

**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima, 2022.

As morfologias esculpidas no Carste Descoberto do Domínio Vaza-Barris apresentam declividades variadas, de plano a fortemente ondulado. Evoluíram em patamares mais preservados pela litologia, com altitude média acima de 250 m. Os solos são derivados, principalmente, do material de origem carbonático, pouco profundos. As formas, peculiares a esses ambientes, caracterizam o relevo proveniente do processo de dissolução. A figura 10 apresenta o perfil das morfologias descritas.

**FIGURA 10** - Perfil topográfico - modelados de dissolução em seu contexto morfológico.



**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

## MODELADOS DE APLAINAMENTO

São encontrados no Domo de Itabaiana, no interior e sul do Domo de Simão Dias e na porção noroeste do Domínio Vaza-Barris. São representados por Pediplanos Retocados Inumados (Pri) e por Pedimentos (Pp). O primeiro foi elaborado em sucessivas retomadas de erosão, sem perder suas características de aplainamento, formando um sistema de planos inclinados e levemente côncavos. Os pedimentos são capeados por material detrítico, em superfície de inclinação suave com ângulo acentuado no contato com a vertente, suavizando-se em direção aos vales ou depressões.

Encontram-se a diferentes altitudes, sob diferentes condições climáticas. Nas áreas mais conservadas, as coberturas são pedogenizadas. Apresenta fraca intensidade de dissecação, proporcionando ao ambiente uma certa estabilidade. Na quarta ordem de grandeza, foram identificados três tipos de formas, são elas: Superfícies Aplainadas Parcialmente Conservadas, Superfícies Aplainadas Onduladas e Rampas em Pedimentos. No quadro 2 estão sintetizadas as características predominantes dos modelados de aplainamento no Domínio Vaza-Barris.



**QUADRO 2** - Características dos modelados de aplainamento.

FORMA DE RELEVO	DECLIVIDADE/ ALTITUDE	SUBSTRATO	SOLO
Superfícies Aplainadas Parcialmente Conservadas	0 a 3° (Relevo plano e suave ondulado) 100 a 250m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Filitos e metagrauvacas (Formação Jacarecica); Gnaisses (Domo de Itabaiana)	Planossolos; Argissolos; Plintossolos
Superfícies Aplainadas Onduladas	2 a 8° (Relevo suave a moderadamente ondulado) 100 a 250m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Filitos e metagrauvacas (Formação Jacarecica); Gnaisses (Domo de Simão Dias)	Planossolos; Argissolos
Rampas em Pedimentos	3 a 24° (Relevo suave a forte ondulado) 150 a 300m	Quartzitos (Formação Itabaiana)	Neossolos Litólicos

**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima, 2022.

A existência de um relevo conservado ou fracamente dissecado, em que predominam processos de escoamento superficial, favorece a erosão lateral. Estes processos mantêm uma relação direta com a textura dos solos, a cobertura vegetal e os condicionantes climáticos. Nas áreas onde a vegetação se torna mais densa, dificultando o escoamento superficial à medida que ela se rarefaz, aumentam os efeitos das enxurradas, que serão tanto mais nocivas quanto maiores forem as percentagens de materiais mobilizáveis no solo (BRASIL, 1983).

Os solos identificados nesse modelado são medianamente profundos a profundos, de baixa permeabilidade, influenciando na manutenção do aplainamento e na fraca dissecção do relevo. No entanto, a cobertura vegetal escassa, com predomínio de pastagens e atividades agrícolas, vem provocando a intensificação dos processos erosivos e da perda de solo.

As Superfícies Aplainadas Parcialmente Conservadas são encontradas no interior do Domo de Itabaiana, nos municípios de Campo do Brito, Moita Bonita, Macambira e Itabaiana; na porção noroeste do Domínio Vaza-Barris, nos municípios de São Miguel do Aleixo, Nossa Senhora de Aparecida, Ribeirópolis e Frei Paulo; e ao sul do Domo de Simão Dias, no município homônimo.



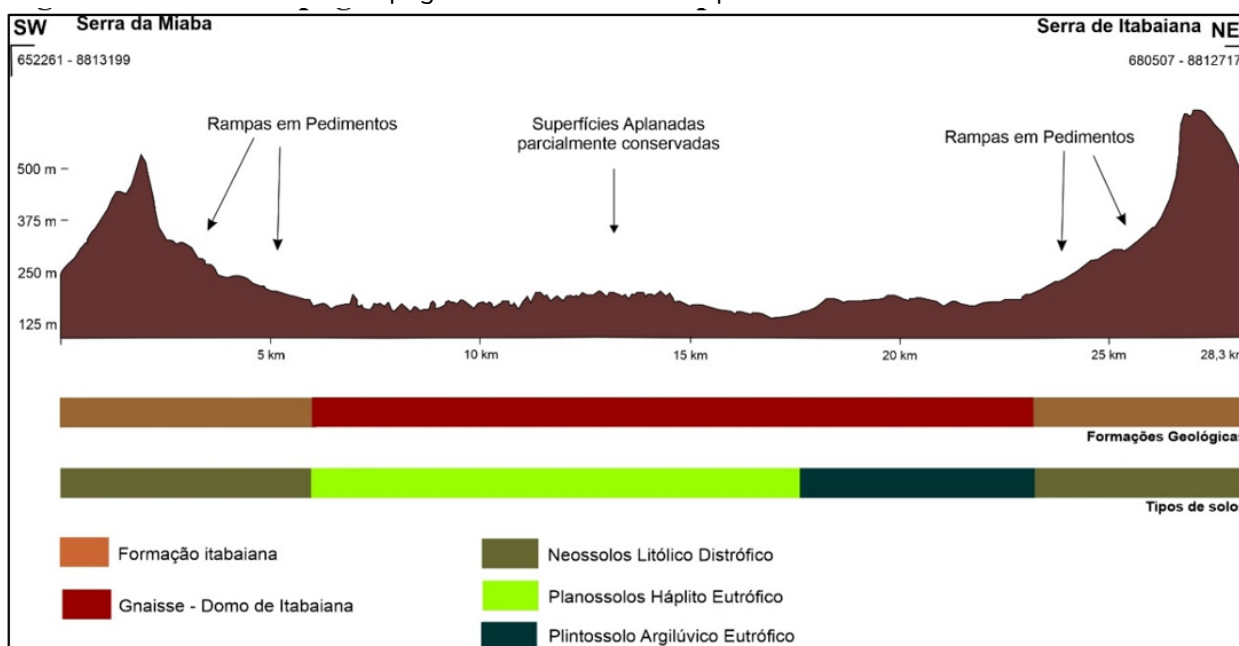
Trata-se de um relevo com colinas amplas e suaves. O Domo esvaziado de Itabaiana é a área que melhor representa o modelado, com aplainamento bem delimitado em relação às áreas adjacentes (figura 11). Desgastou-se por processos denudacionais de erosão diferencial. O perfil na figura 12 representa o contexto morfológico das superfícies de aplainamento na região do Domo de Itabaiana.

**FIGURAS 11** - Vista panorâmica do interior do Domo de Itabaiana, em relevo aplainado. No centro, cidade de Macambira.



**CRÉDITO:** Luana Pereira Lima, 2019.

**FIGURA 12** - Perfil topográfico - modelados de aplainamento no Domo de Itabaiana.

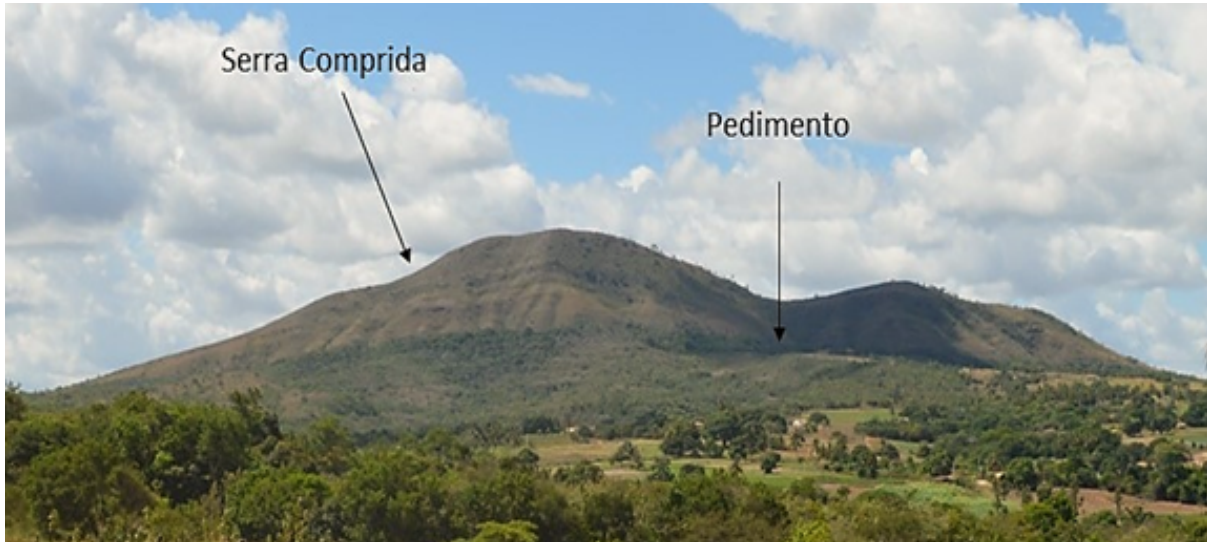


**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.



As Rampas em Pedimentos são encontradas em patamares situados no sopé dos relevos residuais, precedendo níveis de aplainamento mais baixo constituídos pelas Superfícies Aplainadas parcialmente conservadas (figura 13). Os pedimentos marcam as retomadas de erosão durante o Quaternário (BRASIL, 1983).

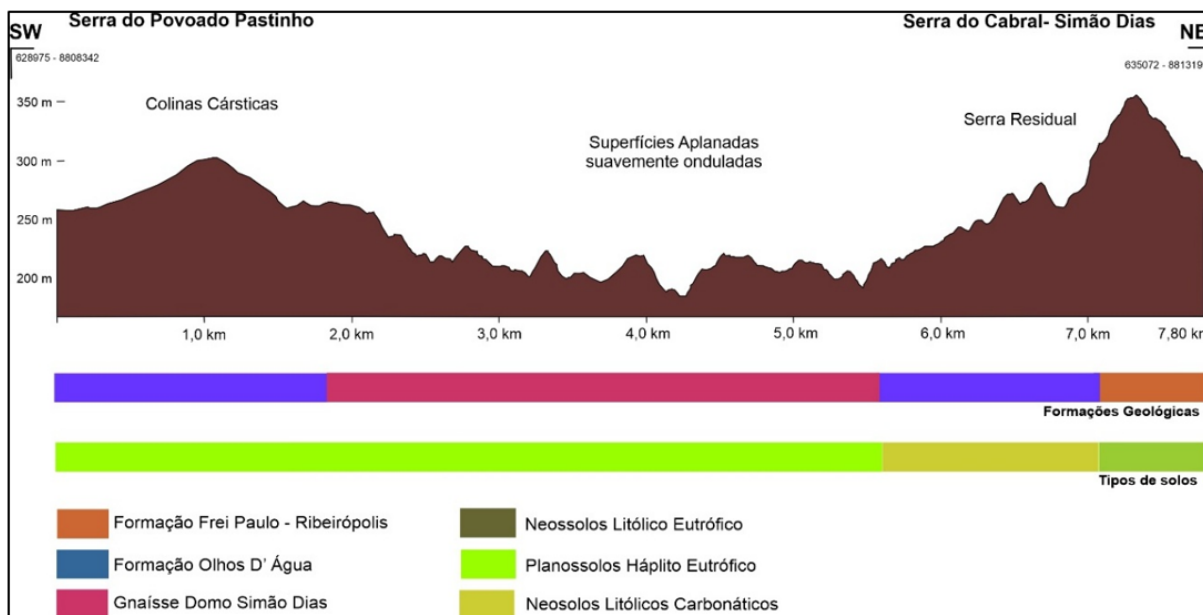
**FIGURAS 13** - Rampa em pedimento - Povoado Mangabeira, município de Itabaiana.



**CRÉDITO:** Luana Pereira Lima, 2019.

As Superfícies Aplainadas Onduladas são encontradas no interior e leste do Domo de Simão Dias, e na porção norte do Domo de Itabaiana, nos municípios de Ribeirópolis e Moita Bonita. Trata-se de um relevo com colinas suaves, sem perder as características de aplainamento, mais declivoso do que as superfícies anteriores. No Domo de Simão Dias está assentada uma superfície ondulada delimitada por relevos residuais adjacentes. O perfil na figura 14 representa o contexto morfológico das superfícies de aplainamento na região do Domo de Simão Dias.

**FIGURA 14** - Perfil topográfico (07) - modelados de aplainamento no Domo de Simão Dias.



**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

## MODELADOS DE DISSECAÇÃO

Foram identificados dois tipos de modelados de dissecação na área do Domínio Vaza-Barris: Dissecação Homogênea (D) e Dissecação Estrutural (DE). Na homogênea não há controle estrutural marcante, sendo controlada principalmente pela erosão e caracterizada por colinas, morros e interflúvios tabulares (IBGE, 2009). Abrange as formas de relevo: Tabuleiros Dissecados, Superfície de Patamares Dissecados, Superfícies Dissecadas em Colinas e Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos. No quadro 3 estão sintetizadas as características predominantes dos modelados de aplainamento no Domínio Vaza-Barris.

Nas áreas de dissecação homogênea, a espessura do material de alteração é maior. Os tipos de solo identificados são medianamente profundos a profundos. Com baixa densidade de drenagem e amplitude interfluvial, o aprofundamento das incisões está entre 28 e 47 m, contribui para a manutenção das formas de relevo e maior estabilidade.

Os Tabuleiros dissecados são caracterizados por topografia de topos planos a suave ondulado. Estão localizados ao sul do Domo de Itabaiana, nos municípios de São Domingos, Campo do Brito, Itaporanga d'Ajuda, Areia Branca e no limite nordeste do Domínio Vaza-Barris, no município de Nossa Senhora das Dores. São constituídos pelas Formações Barreiras e Frei Paulo-Ribeirópolis, em condições climáticas úmidas litorâneas.



**QUADRO 3** - Características dos modelados de dissecação.

TIPOS DE DISSECAÇÃO	FORMA DE RELEVO	DECLIVIDADE/ALTITUDE	SUBSTRATO	SOLO
Dissecação Homogênea	Tabuleiros Dissecados	3 a 24° (Relevo moderadamente a forte ondulado) 100 a 200m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Formação Barreiras	Argissolos; Latosolos
	Superfície de Patamares Dissecados	2 a 8° (Relevo suave a moderadamente ondulado) 250 a 300m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis); Depósitos Colúvios-eluviais	Argissolos
	Superfícies Dissecadas em Colinas	2 a 8° (Relevo suave a moderadamente ondulado) 150 a 250m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis)	Neossolos Litólicos; Luvissolos
	Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos	3 a 24° (Relevo moderadamente a forte ondulado) 50 a 150m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis e Olhos d'Água)	Argissolos; Gleissolos
Dissecação Estrutural	Superfícies Dissecadas em Colinas e Feições Estruturais	3 a 24° (Relevo moderadamente a forte ondulado) 100 a 300m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicititos, metapelitos e metagrauvas (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis e Capitão-Palestina)	Neossolos Litólicos
	Superfícies de Colinas Dissecadas em Metacalcários	2 a 24° (Relevo suave a forte ondulado) 150 a 500m	Metacalcários e filitos (Formação Olhos d'Água)	Neossolos Litólicos; Cambissolos; Argissolos
	Serras Baixas	5 a 45° (Relevo ondulado a montanhoso) 200 a 500m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos e metadiamicititos e quartzitos (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis e Itabaiana)	Neossolos Litólicos; Argissolos
	Serras Residuais	24 a >45° (Relevo forte ondulado a escarpado) 300 a 650m	Quartzitos (Formação Itabaiana)	Neossolos Litólicos
	Vales Estruturais	8 a 24° (Relevo forte ondulado) 3 a 100m	Metassiltitos, metarenitos, metacarbonatos, metadiamicititos, metapelitos e metagrauvas (Formações Frei Paulo-Ribeirópolis, Capitão-Palestina e Olhos d'Água)	Neossolos Litólicos

**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima, 2022.

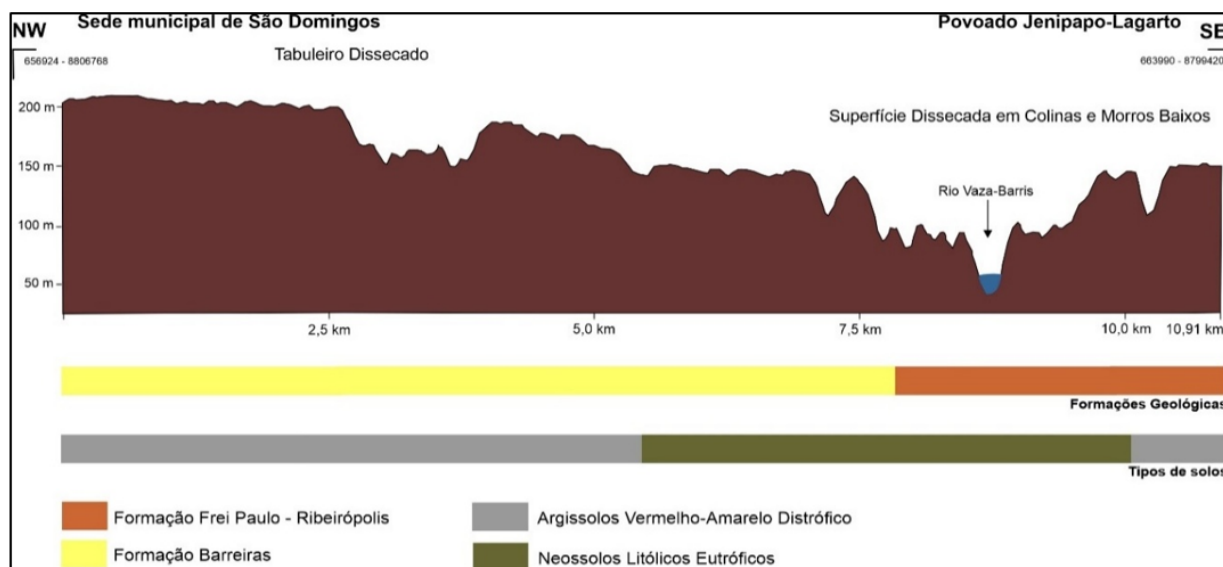
Ao sul do Domo de Itabaiana e na borda leste do Domínio Vaza-Barris estão as Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos (figura 15). As incisões de drenagem são mais acentuadas, em declives fortes ondulados, entre 8 e 24°. No perfil da figura 16 está representado seu contexto morfológico.

**FIGURA 15** - Superfície Dissecada em Colinas e Morros Baixos em Itaporanga d'Ajuda.



**CRÉDITO:** Luana Pereira Lima, 2019.

**FIGURA 16** - Perfil topográfico - Tabuleiros Dissecados e Superfícies Dissecadas em Colinas e Morros Baixos.



**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

As superfícies Patamares Dissecados, localizam-se nos municípios de São Miguel do Aleixo, Ribeirópolis, Frei Paulo e Nossa Senhora de Aparecida, estão em cotas altimétricas acima de 250 m, assentadas em depósitos colúvio-aluvionares em clima semiárido. Os topos são caracterizados como suave ondulado, com declividade 2 ao 8°.



Os processos erosivos nos modelados de dissecação homogênea do Domínio Vaza-Barris são intensificados pela substituição das coberturas vegetais por agropecuária. O uso de terrenos com declives, sem o devido cuidado e técnica, vem provocando sulcos e ravinamentos nas encostas mais íngremes (LIMA, 2022).

A Dissecação Estrutural (DE) reflete o controle estrutural da dissecação fluvial, em rochas deformadas, caracterizada por cristas, vales e sulcos estruturais (IBGE, 2009). Abrange as formas de relevo: Superfícies Dissecadas em Colinas e Feições Estruturais, Superfícies de Colinas Dissecadas em metacalcários, Serras Baixas, Serras Residuais e Vales Estruturais.

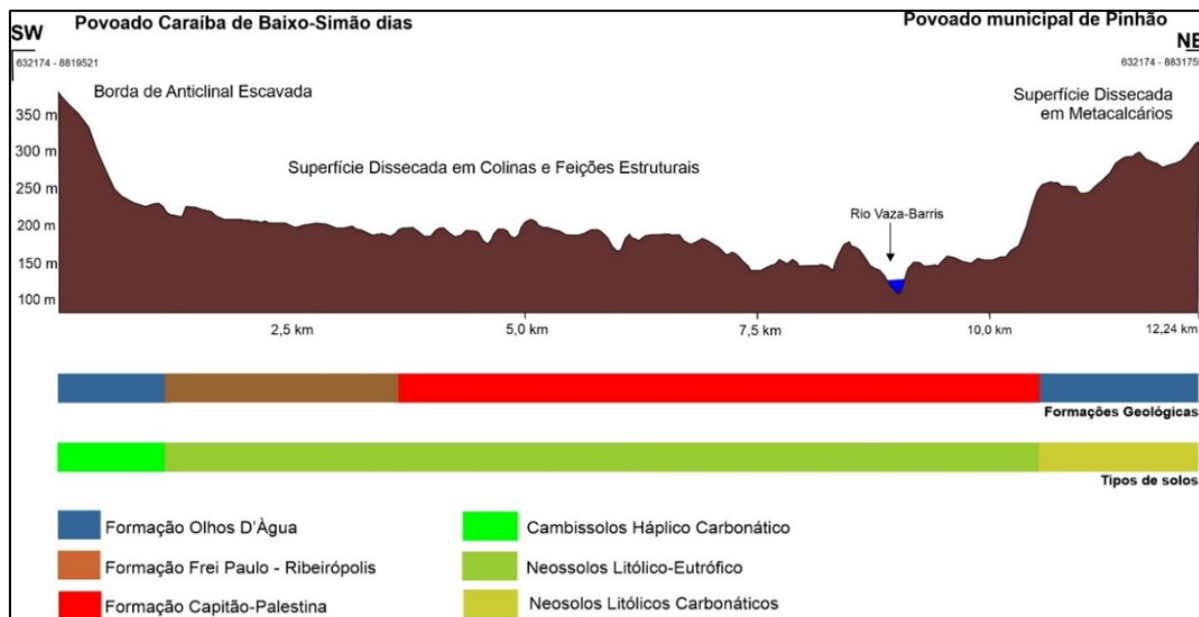
As Superfícies Dissecadas e Feições Estruturais são caracterizadas por topografias moderada e forte ondulada com declividades variando de 3 a 24°, localizadas no Anticlinório de Pinhão, entre as Superfícies Dissecadas em metacalcários, nos municípios de Pinhão, Pedra Mole, Macambira Simão Dias e Lagarto. A dissecação bem pronunciada ocorreu em consequência de erosão diferencial pela rede de drenagem do rio Vaza-Barris, condicionada pela litologia e lineamentos estruturais.

Localiza-se também na porção nordeste do Domínio Vaza-Barris, onde a rede de drenagem do rio Sergipe aprofundou a dissecação seguindo os lineamentos estruturais e zonas de cisalhamento. O aprofundamento nas áreas de Superfícies Dissecadas e Feições Estruturais varia de 50 a 90 m (BRASIL, 1983).

Nas bordas do Anticlinório de Pinhão estão as Superfícies Dissecadas em metacalcários. Assentada na Formação Olhos'Água, caracteriza-se pela exibição de topografia suave a forte ondulada, variando de 2 a 24°. A declividade é mais acentuada onde está posicionada a Borda de Anticlinal Escavada, oriunda de erosão diferencial. Ocorre em estruturas dobradas, truncadas por aplainamentos, soerguidas e retrabalhadas pela erosão (IBGE, 2009). No perfil da figura 17 está representado o contexto morfológico do Anticlinório de Pinhão (LIMA, 2022).



**FIGURA 17** - Perfil topográfico - modelados de dissecação no Anticlinório de Pinhão.



**ORGANIZAÇÃO:** Luana Pereira Lima; Heleno dos Santos Macedo, 2022.

Tais superfícies situam-se em patamares mais elevados, com variação de 200 a 500 m. Em ambas as superfícies predominam solos pouco profundos, Neossolos Litólicos e Cambissolos, devido ao predomínio da dissecação em detrimento da acumulação.

As Serras Baixas, de topografia ondulada a montanhosa (5 a 45°), possui altitudes que variam de 200 a 500 m. Estão posicionadas, pontualmente, nas porções nordeste e sudoeste do Domínio Vaza-Barris e entre as Superfícies Dissecadas em Colinas e de Patamares Dissecados, marcadas por escarpa em anfiteatro de erosão, decorrente do recuo das vertentes. São formadas em litologia mais resistente da Formação Itabaiana.

As Serras Residuais se apresentam na paisagem morfológica com as maiores elevações, chegando a 650 m na Serra de Itabaiana, e pelos declives mais acentuados, forte ondulado a escarpado, do Domínio Vaza-Barris. Estão em litologias mais resistentes da Formação Itabaiana, bordejando o Domo. Os topos são marcados por cristas simétricas, com vertentes escarpadas formando uma linha contínua. Em decorrência da litologia e da declividade, os solos são incipientes (figura 18).



**FIGURA 18** - Serra Residual de Itabaiana.



**CRÉDITO:** Luana Pereira Lima, 2020.

Os vales estruturais dos rios Vaza-Barris e Sergipe seguem incisões da rede de drenagem em falhas, fraturas ou diaclases. A declividade é acentuada, 8 ao 24°, em topografia que varia de 3 a 100 m. O vale do rio Vaza-Barris é bem representativo dessa forma de relevo, toda a sua extensão no Domínio Vaza-Barris está encaixada em estruturas, provenientes da atuação das zonas de cisalhamento.

A incisão do Rio Vaza-Barris em terrenos dobrados, falhados e em litologias resistentes da Formação Itabaiana deu origem a gargantas, que consistem em passagem estreita causada pelo aprofundamento do talvegue em rochas resistentes à erosão (LIMA, 2022). O relevo do Domínio Vaza-Barris, modelado por processos de acumulação, dissolução, aplainamento e dissecação, reflete a complexa interação estrutural, litológica, marcada por mudanças climáticas com diversas fases erosivas, e exumação de estruturas que atualmente condicionam a paisagem geomorfológica.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O resultado da interpretação dos dados primários e secundários sobre o relevo do Domínio Vaza-Barris culminou na proposta de compartimentação. Foram identificados, no mapeamento, os modelados de Acumulação; Dissolução; Aplainamento e Dissecação.

Os modelados de dissecação evoluíram a partir da erosão diferencial, restando feições litoestruturais que se sobressaem na paisagem, como as bordas do anticlinório de Pinhão e as bordas dos Domos de Itabaiana e Simão Dias. Os modelados de acumulação resultaram do desgaste dos relevos residuais, marcados por pedimentos interpretados como consequência das retomadas de erosão e mudanças de nível de base.



Os modelados de aplainamento estão preservados por cobertura pedológica mais desenvolvida, principalmente por Argissolos, que não estão diretamente associados ao sistema climático atual. Podem ter seu desenvolvimento relacionado a período mais úmido, com maior intensidade de intemperismo químico. No clima atual, subúmido de transição e semiárido, prevalece a evacuação do manto de alteração outrora formado.

Os modelados de dissolução configuram feições de endocarste e exocarste desenvolvidas em metacalcários. Sua formação ocorreu em períodos mais úmidos que o atual, induzindo a dissolução em áreas onde hoje predomina o clima semiárido, com condições limitantes a esse processo.

O resultado é uma geomorfologia do Domínio Vaza-Barris que evoluiu a partir de fases sucessivas e retomadas de erosão, associadas ao intemperismo e processos derivados de mudanças climáticas, controles estruturais e condicionamentos ambientais, resultando em unidades de relevo diversificadas ao longo de sua extensão.

## REFERÊNCIAS

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto Radambrasil: folha SC.24/25 Aracaju/Recife. Levantamento de recursos naturais.** v. 30. Rio de Janeiro, 1983.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geomorfologia.** Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, 2009.

LIMA, L. P. **Processos e feições geomorfológicas na faixa de dobramentos sergipana no Domínio Vaza-Barris.** 2022. 209 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2022.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe.** Salvador: Imprensa Oficial da Bahia, 1968.



# SISTEMAS DE ESCARPAS APALACHIANAS NO BRASIL E ÁFRICA DO SUL – REVISITANDO UM TEMA CLÁSSICO DA GEOMORFOLOGIA

Roberto José Hezer Moreira Vervloet<sup>1</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Escarpas, Compartimentação, Erosão, Tectônica, Incisão fluvial.

## RESUMO

Na fachada atlântica do Espírito Santo (Brasil) e na província de Western Cape (África do Sul), existem dois sistemas de escarpas apalachianas, associadas à litoestruturas dobradas e falhadas, que possuem fortes elementos geomórficos estruturais comuns: ambos protegem planaltos de incisões fluviais, mantendo compartimentos geomórficos interiores, em borda continental de margem passiva. Escarpas apalachianas são feições do relevo originadas em cinturões de dobramentos orogenéticos, configurando-se como relevos escarpados, com vertentes recortadas, onde a relação com a organização tectônica e litológica das rochas deve ser considerada. Neste contexto, procuramos apresentar o significado geomorfológico de dois sistemas de escarpas apalachianas, presentes em compartimentos geomórfico-estruturais dispares na África do Sul – denominado Escarpas do Cinturão de Dobras Cape (ECDC) – e Brasil, nomeado Escarpas Atlânticas do Planalto Atlântico capixaba (EAPA). Para isso, foram realizados os seguintes procedimentos metodológicos: 1 – Cartografia litotectônica das duas regiões geomorfológicas, elaborando mapas litológicos e tectônicos, com informações sobre a organização litoestrutural e litotectônica das estruturas; 2 – compartimentação morfológica, por meio da cartografia geomórfica, com mapas de províncias geomorfológicas, conforme metodologia de Grab e Knight (2015) e Vervloet (2023); 3 – Elaboração de perfis topográficos da compartimentação e 4 – Trabalhos de campo, onde procurou-se corrigir os fatos geomórficos cartografados e averiguar, in loco, os possíveis elementos litoestruturais e litotectônicos que condicionam os compartimentos de relevo e os canais fluviais principais que controlam a rede de drenagem. Neste sentido, foi possível evidenciar como as dobras e falhas condicionam, litoestruturalmente, a evolução hidrogeomórfica dos relevos escarpados, com mecanismos similares de evolução, para ambas as áreas, mesmo possuindo história geológica distintas. Fato que possibilitou uma interpretação geomórfica condizente com a relação relevo – litoestrutura, a partir da erosão diferencial dos terrenos.

<sup>1</sup> Geógrafo do Instituto Estadual do Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Espírito Santo – IEMA/ES. Doutor em Geografia Física pela Universidade de São Paulo – USP, [robertovervloet@gmail.com](mailto:robertovervloet@gmail.com)



## INTRODUÇÃO

O estudo de escarpas apalachianas é tema clássico da literatura geomorfológica, objeto de debates teóricos de escolas fundantes das teorias nesta ciência. Essas feições do relevo são originadas em grandes cinturões de dobramentos de origem orogénica ao longo de todo o Globo. Configuram-se como relevos escarpados com vertentes recortadas e festonadas, onde a relação com a tectónica e organização litológica das rochas devem ser especialmente consideradas (VERVLOET, 2015; 2023). Estão relacionadas a fatores tectónicos e litoestruturais, associados a faixas da crosta terrestre caracterizadas por grandes sistemas de dobras e falhas de escala continental, subcontinental e local, atingindo estruturas do embasamento dos continentes e de conjuntos de rochas regionais (CONDIE, 1982; HASUY; SENA COSTA, 1990; OLSEN, 1995; FRISCH; MESCHÉDE; BLAKEY, 2011; KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2014; VERVLOET, 2015; VERVLOET, 2023).

Na fachada atlântica do Espírito Santo (Brasil) e na província de Western Cape (África do Sul), existem dois sistemas de escarpas apalachianas, associadas às litoestruturas dobradas e falhadas, que possuem forte elemento geomórfico estrutural comum: ambos protegem conjunto de planaltos de pronunciadas incisões fluviais, mantendo terras altas interiores em borda continental de margem passiva.

É a partir deste contexto que procuramos apresentar o significado geomorfológico de dois sistemas de escarpas apalachianas, em compartimentos geomórfico-estruturais distintos na porção meridional da África do Sul – denominado de Escarpas do Cinturão de Dobras Cape (ECDC), que sustenta o Planalto do Karoo – e fachada atlântica do Brasil, denominado de Escarpas Atlânticas do Planalto Atlântico Capixaba (EAPA) que mantém o Planalto Atlântico capixaba, associando processos geomorfológicos comuns a estes dois compartimentos. Especificamente, serão evidenciados como as dobras condicionam, litoestruturalmente, a evolução hidrogeomórfica dos terrenos, com mecanismos muito similares no processo de evolução, mesmo possuindo história geológica distintas. As características da compartimentação geomorfológica e os níveis altimétricos do relevo, controlados pelos elementos presentes nas dobras e falhas, também serão apresentados, possibilitando uma interpretação geomórfica condizente com a relação relevo – litoestrutura, a partir da erosão diferencial dos terrenos.

## LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DAS DUAS REGIÕES EM ESTUDO

Os dois sistemas de escarpas estudados neste trabalho ocorrem nas seguintes localizações: as EAPA na fachada leste do Planalto Atlântico capixaba, situado na porção central do Espírito Santo (Brasil), entre as coordenadas geográficas 20°24'0”



de Latitude Sul e 40°48'0" de Longitude Oeste (localização na figura 01). Já as ECDC na Província de Western Cape (África do Sul), nas coordenadas 33°0'0" de Latitude Sul e 23°0'0" de Longitude Leste (localização na figura 04). Ambas as regiões possuem características climáticas fundamentalmente diversas, tanto em termos de temperatura quanto de precipitação.

Na região de ocorrência das ECDC, há predomínio do clima tropical sazonal, com chuvas de verão de novembro a março (temperatura média de 20° a 22°C) e estação seca de maio a setembro (temperatura média de 10° a 12°C) (GRAB; KNIGHT, 2015, p. 06). Os verões são quentes e úmidos, ao longo da costa leste e sul, e secos e muito quentes nas regiões oeste e norte. As chuvas estão principalmente associadas aos sistemas tropicais-temperados e fluxos de ar tropical de leste sobre o interior. Um sistema de alta pressão domina o interior durante o inverno (junho a agosto), resultando em condições frias e secas. A média de chuva nesta porção da costa sul africana é de 250 a 500 mm por ano, e na porção interior no Planalto do karoo é de 100 a 250 mm, portanto, clima semiárido (GRAB; KNIGHT, 2015, p. 07).

Diversamente, as EAPA apresentam precipitações com significativos gradientes, sendo de 1.100 mm na região litorânea e mais de 2.000 mm na parte interior, no topo do planalto. Os verões também são quentes e úmidos, com invernos mais secos (VERVLOET, 2015; 2016). Os principais sistemas meteorológicos atuantes são os Sistemas de Circulação de Sul (FPA – Frente Polar Atlântica), atuantes nos meses de outubro a março; Sistemas de Circulação de W (Massa Equatorial Continental), atuantes nos meses de novembro a janeiro, mas de efeito secundário e Sistemas de Circulação de E (Massa Tropical Atlântica), atuando nos meses de maio a junho, associadas a anticiclones, constituindo pseudofrentes (NIMER, 1989; VERVLOET, 2015; 2016). A temperatura varia conforme as características do clima tropical sazonal, influenciado pelas condições costeiras, tendo uma média mensal de 28°C nos meses de dezembro a fevereiro e 22°C de junho a agosto (NIMER, 1989).

## **METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS TÉCNICOS**

Para realização deste trabalho foi aplicada a mesma interpretação que Cruz (1990), Ponçano e Almeida (1993), Almeida e Carneiro (1998) e Vervloet (2009; 2013; 2014; 2015; 2021) utilizaram para estudar a evolução das escarpas que caracterizam as terras altas do Planalto Atlântico Brasileiro, ou seja, aquela baseada na concepção de evolução por processos de erosão diferencial, tendo o recuo das formas escarpadas como um dos mecanismos principais dessa evolução, através de incisões fluviais.

A concepção de escarpas adotada é a mesma de Baulig (1956) e Ruhe (1975) quem define essas formas como vertentes de alta declividade, em borda de planalto mais ou



menos dissecada, festonada e desgastada, com partes avançadas salientes em esporões, às vezes com morros fronteiros testemunhos, de origem erosiva ou estrutural, caracterizando escarpas residuais de frente de recuo, ou linhas de paleoescarpas.

Partindo desta linha de tratamento e para atingirmos os objetivos propostos, o processo investigativo baseou-se no método da associação e indeterminação geomorfológica de Leopold e Langbein (1970), com a realização de procedimentos técnicos de cartografia geomorfológica, geológica, tectônica, construção de perfis topográficos e dados de trabalhos de campo. Este método se configura como um tipo de lógica científica, baseada na compilação de informações que possibilita uma construção argumentativa, a partir da associação de diferentes fatos geomórficos cartografados. Para se conduzir a linha de interpretação e os argumentos associados, realizou-se compilação de informações sobre os fatos geomórficos investigados, a partir dos seguintes procedimentos técnicos: 1 – Cartografia litológica e tectônica das duas regiões, elaborando mapas temáticos compilando informações sobre a organização litoestrutural e litotectônica das estruturas (principais falhas, sistemas de dobras e lineamentos estruturais); 2 – análise geomórfica por meio da cartografia geomorfológica, com mapas de províncias geomorfológicas, conforme metodologia de Grab e Knight (2015) e Vervloet (2023), onde foi possível obter informações sobre a compartimentação morfológica, grupos de macroformas de relevo, feições geomórficas lineares e feições fluviais em escala adequada; 3 – Elaboração de perfis topográficos e geológicos, conforme procedimentos de Nadalin e Nadalin (2016), associando características litoestruturais e litotectônicas, elementos de dobras e sistemas de falhas no controle dos grupos de formas e redes de drenagem em evolução e 4 – Trabalhos de campo, onde procurou-se corrigir e fazer controle in loco dos fatos geomórficos cartografados.

Os produtos cartográficos utilizados foram imagens de Modelos Digitais de Elevação (MDE) Copernicus, da plataforma Copernicus Open Access Hub, com resolução espacial de 30 metros; imagens MDE (Modelo Digital de Elevação) do Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Espírito Santo - IEMA, ano de 2015, com resolução espacial de 2 metros; fotografias aéreas com resolução espacial de 0,50 centímetros também do IEMA, ano de 2015 e imagens de satélite ALOS – PALSAR, com resolução espacial de 30 metros. Nestes produtos cartográficos, foram utilizadas, para compilação de informações tectônicas e litoestruturais, técnicas de fotointerpretação geológica, por meio da estereoscopia, em fotografias aéreas e imagens de satélites, conforme Nadalin e Nadalin (2016).



## RESULTADOS

### GEOLOGIA E TECTÔNICA DAS ESCARPAS ATLÂNTICAS DO PLANALTO ATLÂNTICO (EAPA)

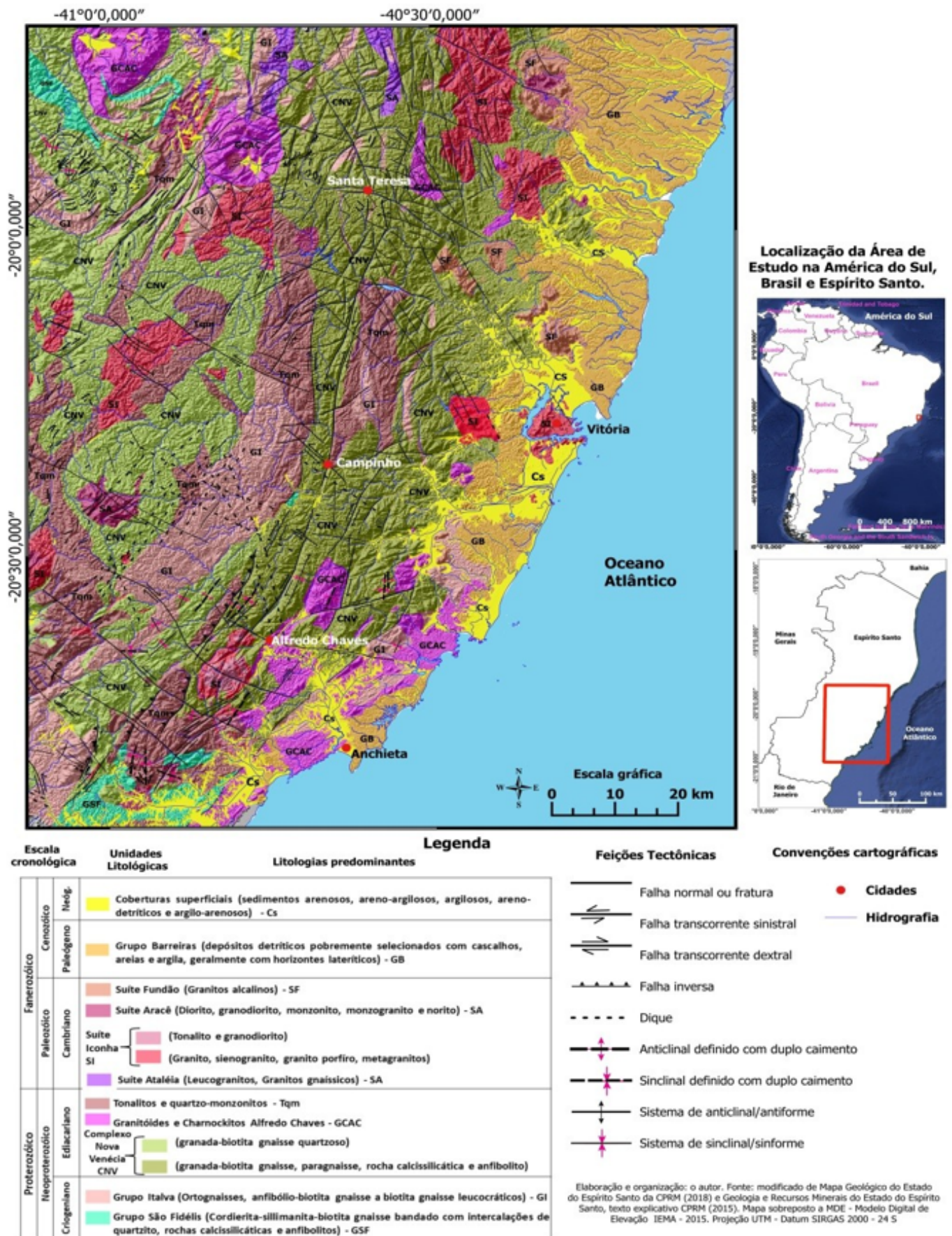
Os sistemas de EAPA capixaba estão situados na transição entre os domínios orogênicos da Província Mantiqueira, unidade geotectônica Pré-Cambriana, que se estende do centro leste da Bahia até o sul do país, delineando uma grande faixa de orientação NE-SO. Essa província configura-se como um sistema orogênico neoproterozoico-cambriano de natureza diacrônica que engloba todo o conjunto de colagens responsáveis pela estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (BRITO-NEVES, 1999). Trata-se, na verdade, de macro unidade geotectônica subdividida em vários orógenos, denominados de Orógeno Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON et. al., 2004).

Em termos de configuração orogenética as EAPA situam-se na transição entre os domínios do Orógeno Araçuaí com o do Ribeira, onde a percepção de uma zona tectônica de conexão entre orógenos é evidente (KARNIOL; MACHADO, 2010). O processo geotectônico de formação destes orógenos respondeu pela organização litotectônica fundada na formação de núcleos de rochas anfíbolíticas e granulíticas que formam muitos knickpoints na região (VERVLOET, 2009; 2013; 2014; 2021; 2023).

Os litotipos de idade mais antiga que sustentam as EAPA, são os do Grupo São Fidelis (gnaisses e quartzitos) e Italva (ortognaisses e gnaisses leucocráticos), seguido pelas rochas do Complexo Nova Venécia (gnaisses, quartzitos e paragnaisses) que possuem a maior expressão espacial. De idade mais recente, ocorrem os granitoides Alfredo Chaves, tonalitos e quartzo-monzonitos do Ediacariano e as suítes intrusivas Ataléia, Iconha, Aracê e Fundão. Essas suítes são compostas, em grande parte, por granitos, monzonitos, dioritos, granodioritos metagranitos, gabros e granitos pórfiros (VIEIRA; MENEZES, 2015). Por último as formações superficiais do Grupo Barreiras e depósitos arenosos, argilosos, argilo-arenosos e areno-detriticos de planícies fluviais, fluviomarinhas e costeiras (figura 01).



**FIGURA 01.** Mapa litológico, tectônico e de localização da área de estudo no Espírito Santo – Brasil.



**ELABORAÇÃO:** os autores.



Sistemas de antififormes/anticlinais e siniformes/sinclinais ocorrem ao longo de toda a fachada atlântica, junto a falhas transcorrentes dextrais e sinistrais. Zonas de cisalhamento que possuem expressão regional cortam a escarpas em todo o sentido N-S (FONSECA, et al. 2023). De outro lado, sistemas de falhas NW-SE, se distribuem em diversos quadrantes, sendo que uma falha de expressão regional, aqui denominada de Falha do Batatal e, em zona de cisalhamento, ocorre no sentido N-S, saindo de Alfredo Chaves até as imediações de Santa Tereza (VIEIRA; MENEZES, 2015).

Esses sistemas contribuem para uma relação compartimentação morfológica e tectônica que demarca as zonas de maior dissecação da superfície, sustentando formas de relevo escarpadas, perfeitamente coincidentes com as falhas e eixos de dobras.

De certa forma, chama atenção, também, o sentido da drenagem E-W, cortando todas essas estruturas tectônicas, rompendo, em diversos setores, o nítido controle estrutural tectônico. Fato que levou Vervloet (2014; 2015) a defender a hipótese de que para tal processo ocorrer deveria haver, num determinado período de tempo, o suprimento de carga do leito do tipo arenosa constante, para que os rios erodissem, por abrasão fluvial, a resistência das rochas, conforme o que evidencia as modelagens matemáticas (SKLAR, DIETRICH, 2004; EGHOLM; KNUDSEN; SANDIFORD, 2013).

## COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A disposição espacial das EAPA pode ser visualizada pelo mapa da figura (02), com cinco sistemas de escarpas que configuram compartimentos diferenciais de evolução: Escarpas Contínuas, Alinhadas, Fragmentadas, em Maciços Residuais e Residuais. É possível observar também a principal província geomorfológica desse planalto, denominado aqui de Planalto Escalonado, segundo a metodologia de Grab e Knight (2015). Trata-se, na verdade, do “teto” do Planalto Atlântico no Espírito Santo.

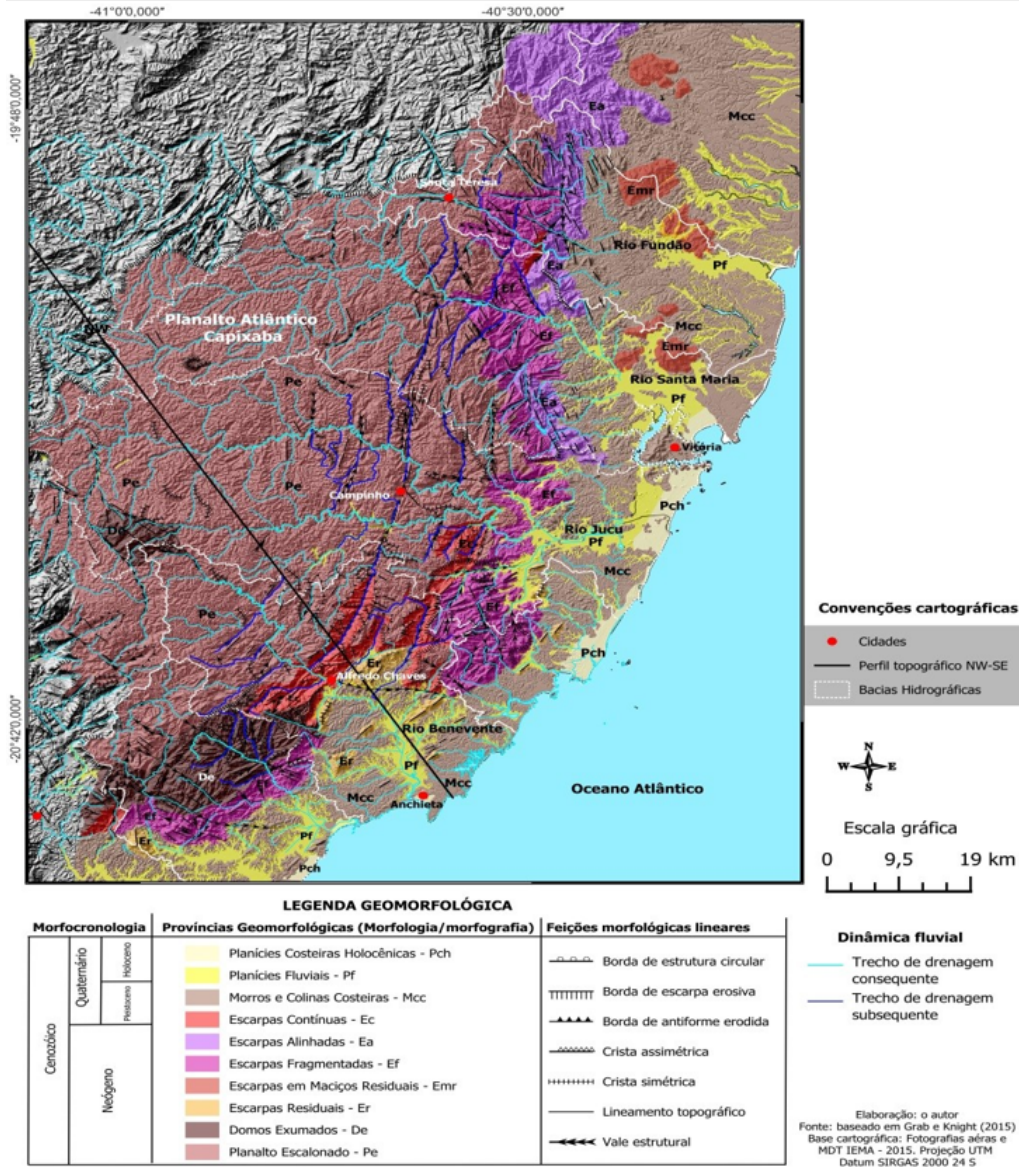
O caráter escalonado desse macro compartimento é característico de um grande compartimento de relevo sustentado por sistemas de Knickpoints que controlam a dissecação fluvial, em todos os seus quadrantes. Trata-se, portanto, de um bloco rochoso resistente a erosão que é protegido pelos eixos de dobras e sistemas de falhas, atuantes no controle evolutivo desses knickpoints (VERVLOET, 2009; 2014; 2015; 2021).

A configuração desses sistemas de escarpas, dispostos na fachada leste do Planalto Atlântico Capixaba, responde por distintos níveis altimétricos escalonados, estando o topo do planalto entre 800 e 1.000 metros de altitude, com desníveis relacionados a setores de vales rebaixados pela drenagem que não são inferiores a 800 metros, como se vê no perfil da figura (03). Em contrapartida, sua face leste é nitidamente compartimentada,



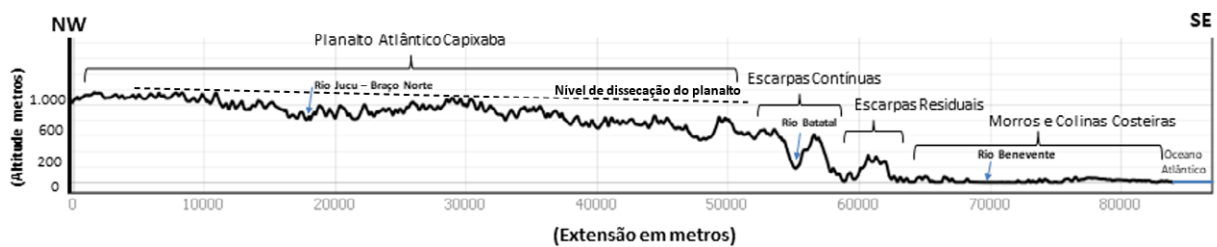
com morros e colinas abaixo dos 200 metros de altitude, interpenetrada, em diversos setores, pelas planícies fluviomarinhas e costeiras. Por esse perfil ainda é possível visualizar o nível de dissecação do planalto.

FIGURA 02. Mapa geomorfológico das Escarpas Atlânticas do Planalto Atlântico (EAPA), com a dinâmica de incisão fluvial.



ELABORAÇÃO: os autores.

FIGURA 03. Perfil topográfico NW-SE do Planalto Atlântico Capixaba e EAPA, e visão de setores da paisagem morfológica. Localização vide mapa da figura 02.



ELABORAÇÃO: os autores.



Na região, há ainda, relevos denominados de Domos Exumados, de caráter marcadamente semicircular e com drenagem centrípeta, associados a complexos graníticos, dioríticos e granodioríticos esvaziados, daí sua configuração dômica. Ao mesmo tempo, Morros e Colinas Costeiras completam o conjunto integrado de compartimentos geomorfológicos que caracterizam a região de estudo, envolvendo o Planalto Atlântico Capixaba, circundando toda a sua fachada leste, contribuindo para sua grande expressão regional.

## **GEOLOGIA E TECTÔNICA DAS ESCARPAS DO CINTURÃO DE DOBRAS CAPE (ÁFRICA DO SUL)**

Os processos responsáveis pela organização das estruturas litológicas e tectônicas dobradas que sustentam as escarpas apalachianas do cinturão de dobras Sul-Africano (ECDC) e, concomitantemente, o Planalto do Karoo, estão associados à aglutinação do supercontinente Gondwana sul e eventos tectônicos posteriores (JOHNSON et al. 2009; TANKARD et al. 2009; FINDLEY III, 2016).

Essa aglutinação teve origem no Cambriano-Ordoviciano, iniciando-se em cerca de 510 milhões de anos e terminando por volta de 350-330 milhões, estendendo-se até o final do Jurássico, com a formação do Atlântico Sul (CLOETINGH et al. 1992; HÄLBICH et al. 1993). Essa aglutinação foi o pontapé inicial para a gênese geológica da Província de Western Cape, respondendo pela formação do Cinturão de Dobras Cape – CDC.

Esse cinturão se configura como típico sistema dobrado orogênico, gerado em colisão oblíqua de terrenos empilhados, com lascas de cavalgamento e falhas inversas de massas continentais que se chocaram no final do Paleozoico e início do Cretáceo (figura 04).

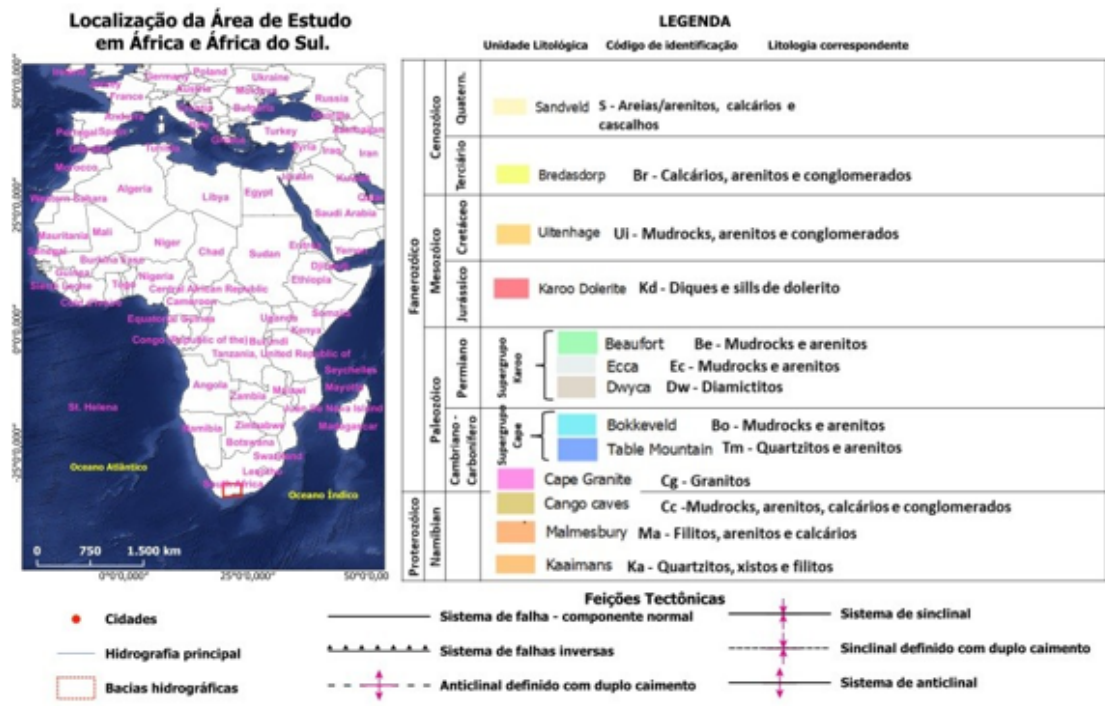
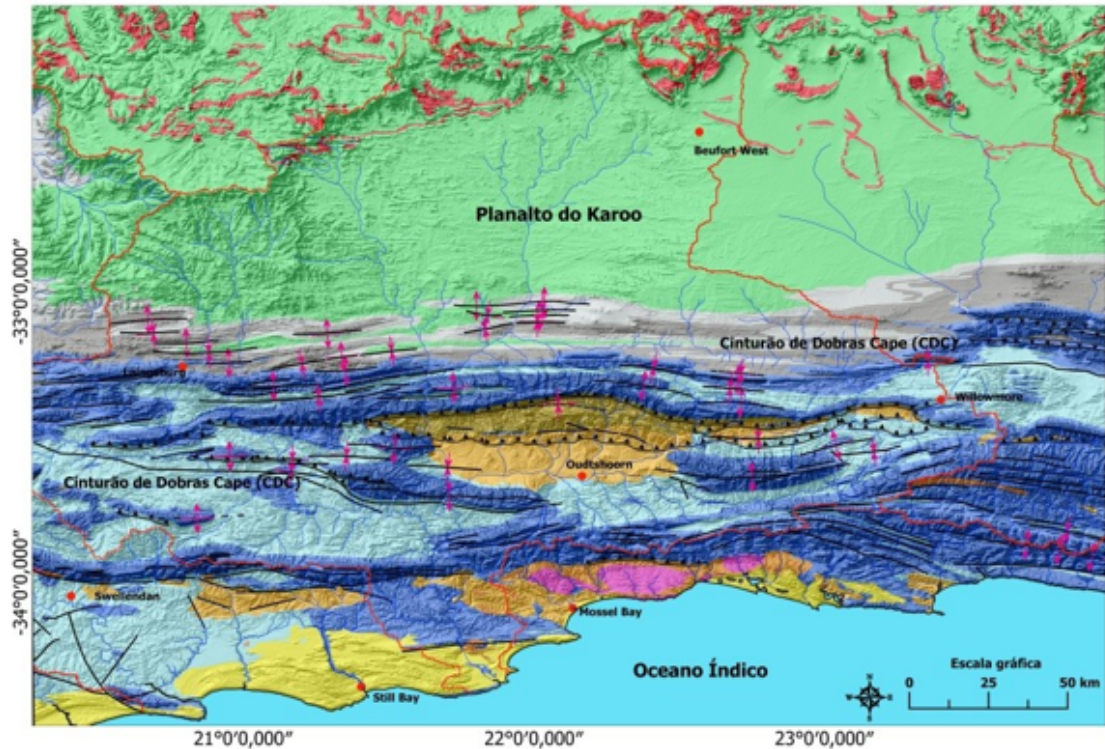
A gênese desse cinturão é convencionalmente datada do intervalo 278–230 milhões de anos por Newton et al. (2009). Todavia, Tankard et al. (2009) sugerem que a iniciação é melhor representada por um hiato dentro da unidade Beaufort do Supergrupo Karoo, em cerca de 250 milhões de anos, com tectonismo estendendo-se até o final do Triássico.

O principal grupo de rochas desse cinturão é o Supergrupo Cape, formado por argilitos, arenitos e quartzitos da unidade Table Mountain e Bokkeveld (TANKARD, et al. 1982; VILJOEN; REILMOND, 1999). Resumidamente, a área de estudo africana é formada por rochas do Proterozoico compostas por quartzitos, xistos e filitos da Unidade kaai-mans; filitos, arenitos e calcários da unidade Malmesbury; argilitos, arenitos, calcários e conglomerados da Unidade Congo Caves; rochas do Cambriano-Carbonífero, compostas pelos granitos Cape, quartzitos, argilitos e arenitos do Supergrupo Cape; do Permiano, com argilitos, diamictitos e arenitos do Supergrupo karoo; do Jurássico com diques e sills de dolerito karoo; do Cretáceo com argilitos, arenitos e conglomerados do Uitenhage; do



Terciário com calcários, arenitos e conglomerados do Bredasdorp e sedimentos Quaternários constituídos por areias, arenitos, calcários, silcretes e cascalhos (COUNCIL FOR GEOSCIENCE, 2008).

**FIGURA (04).** Mapa litológico, tectônico e de localização da área de estudo na Província de Western Cape – África do Sul.



**ELABORAÇÃO:** os autores.



Em termos tectônicos o grande destaque são as dobras e falhas inversas, dispostos no sentido leste-oeste, com forte inflexão para norte na região de Oudtshorn, notadas de forma muito visível pelo mapa da figura (04). Essas dobras e falhas ocorrem na forma de um verdadeiro sistema, tendo continuidade por debaixo dos sedimentos que sustentam o Planalto do Karoo. Fato que levou Both (2002) a defender a hipótese de que as falhas inversas dessa região se formaram previamente, durante e após o dobramento. Segundo este autor a orientação do plano axial no sentido E-SO e a predominante vergência para norte, indicaria que elas foram formadas por um evento de compressão N-NE, durante a orogenia Cape, sendo dobras profundas que atingiram todas as camadas da pretérita bacia. Fato que já havia sido notado pelos estudos sísmicos de Bräuer et. al. (2007).

Pelo mapa da figura (04) nota-se que tanto as dobras quanto as falhas de componente normal e inversas ocorrem de forma sistêmica, condicionando fortemente o alinhamento do relevo e a dinâmica de dissecação da drenagem.

## COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A compartimentação geomorfológica das ECDC possui características distintas, disposta em quatro sistemas de escarpas que se diferenciam em termos morfocronológicos, morfológicos e morfográficos: Escarpas Erodidas, Alinhadas, Homoclinais e Contínuas (figura 05).

A disposição espacial desses sistemas de escarpas possibilita uma compartimentação peculiar, configurando planaltos com níveis escalonados, serras alinhadas e vales profundos, com altitudes de 200 a 300 metros na parte costeira, seguidos por planaltos intermontanos de 300 e 400 metros de altitude, embutidos entre os quatro sistemas de escarpas do cinturão de rochas dobradas. Pelo mapa da figura (05) e perfil da figura (06), nota-se a compartimentação do Planalto do Karoo, posicionado entre 600 e 900 metros de altitude, entre as ECDC e o Macro Escarpamento que está acima de 1.000 metros, com variações que ocorrem devido aos sistemas de drenagem que o dissecam na direção N-S (KING, 1951).

O Planalto do Karoo é uma junção dos planaltos posicionados a leste (PKL) e os que se distribuem em direção sul (PKS). O escalonamento dos compartimentos geomorfológicos de escala macro é a grande característica dessa porção da África do Sul. Ollier e Marker (1985) descrevem as principais feições da porção meridional do continente africano como um planalto delimitado pelo Macro Escarpamento e feições erosivas recentes, situadas entre a costa e as ECDC.

Como podemos observar do perfil topográfico, o Planalto do Karoo é uma superfície protegida das incisões fluviais, sustentada pelo sistema de montanhas em rochas

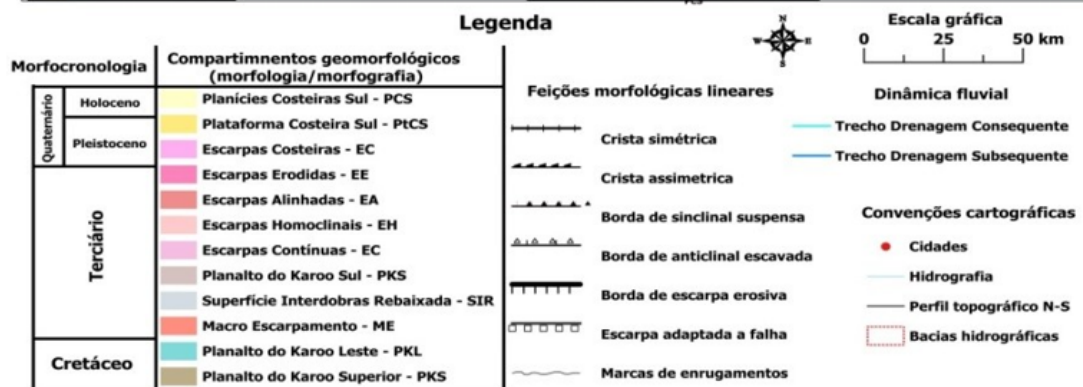
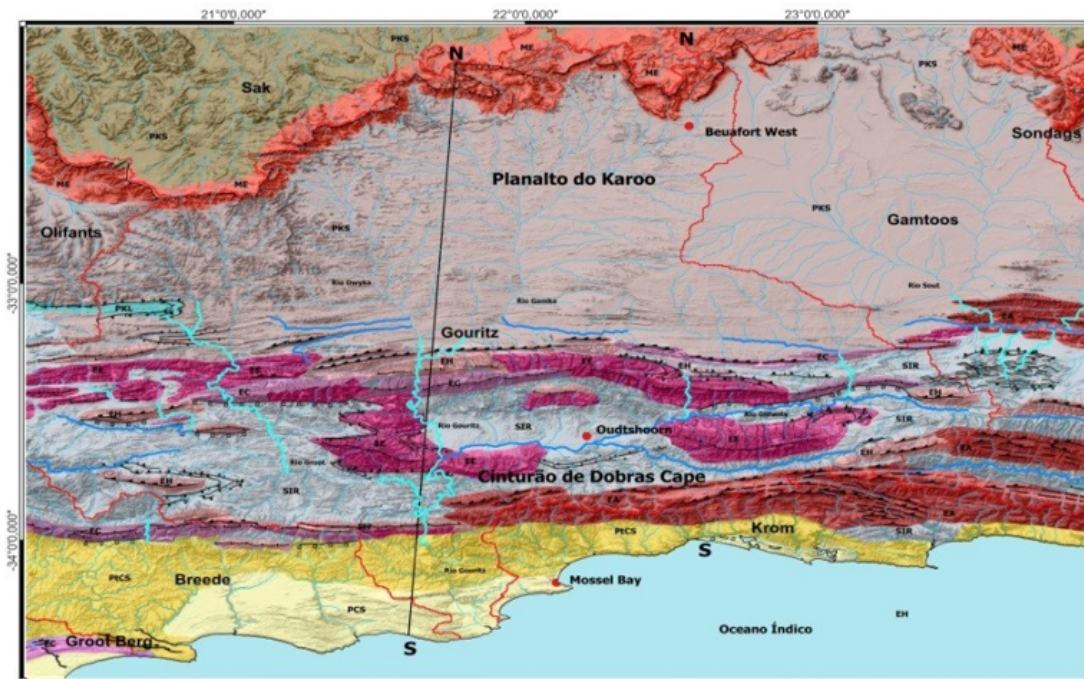


dobradas que caracterizam as ECDC. Localmente, o povo sul-africano se refere a essas serras como Serras e Montanhas Swartberg (GRAB; KNIGHT, 2015). Por esse perfil se visualiza também o nível de dissecação desse planalto.

Destaque deve ser dado, como pode ser observado no mapa da figura (05), aos processos de incisão do tipo consequente, ocasionadas pelo Rio Gouritz, ao romper as rochas dobradas leste-oeste que caracterizam os sistemas de escarpas e aos rios Groot e Olifants que possuem características fortemente subseqüentes, encaixados em sinclinais dispostas neste alinhamento.

As outras províncias geomorfológicas que ocorrem na área e possuem compartimentação dependente desse sistema de evolução são as Plataformas Costeiras do Sul (PCS e PtCS), Macro Escarpamento (ME), Superfície Interdobras (SIR) e o Planalto do Karoo Superior (PKS) que possuem grande expressão espacial.

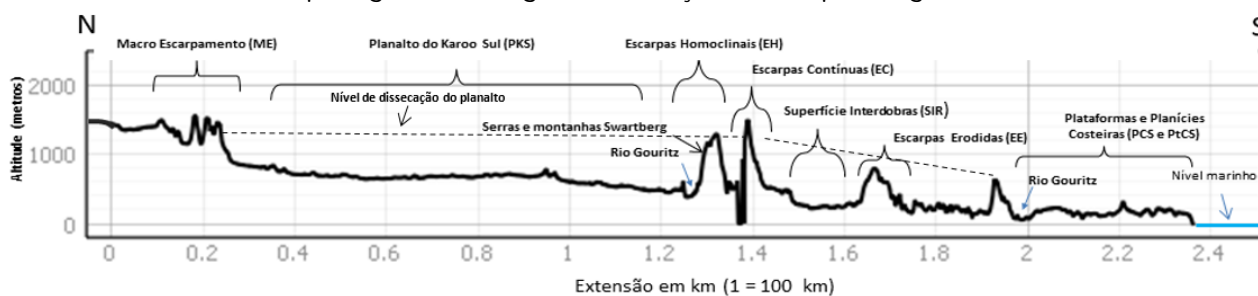
FIGURA 05. Mapa geomorfológico das Escarpas do Cinturão de Dobras Cape (ECDC).



ELABORAÇÃO: os autores.



**FIGURA 06.** Perfil topográfico N-S do Planalto do Karoo e sistemas de ECDC, com visão de setores da paisagem morfológica. Localização vide mapa da figura 05.



**ELABORAÇÃO:** os autores.

## DISCUSSÃO

A compreensão da compartimentação e evolução geomórfica das EAPA e ECDC é, sincronicamente, relacionada à evolução do Planalto Atlântico Capixaba e Planalto do Karoo, respectivamente. Ambos os planaltos são protegidos pela resistência litológica que os sistemas de dobras orogênicas impõem ao processo de incisão fluvial.

Essas escarpas apalachianas são a resposta dessa resistência litológica, levada a efeito pelo mergulho das camadas e forma de organização das litologias dobradas, condicionando o controle da erosão. A macro compartimentação desses dois planaltos – situados em regiões de margens tectônicas passivas e observada nos mapas geomorfológicos – passa pelo entendimento dos processos de incisão e encaixamento fluvial da drenagem. Neste sentido, dois conjuntos de processos precisam ser discutidos: o seccionamento fluvial sobre estruturas ortogonais a direção dos canais fluviais e a incisão fluvial que controla os níveis de base do relevo (knickpoints).

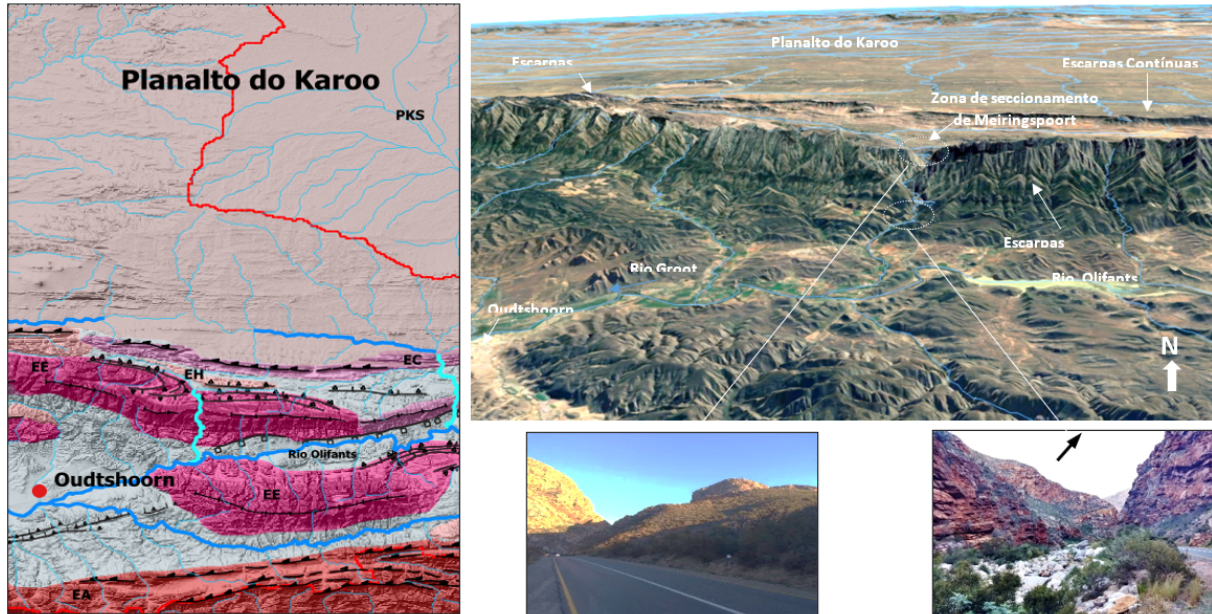
Observando os mapas das figuras 02 e 05 é possível entender os principais processos de seccionamento fluvial nos denominados trechos de drenagens consequentes, levados a efeito pelos Rios Gouritz, Groot e Olifants, na África do Sul, e Rio Benevente e Jucu, no Brasil. Estes rios seccionam estruturas dobradas dispostas no sentido totalmente ortogonal a direção dos canais. São, neste sentido, canais com processos clássicos de epigenia por superimposição da estrutura, nos trechos de secção fluvial das litologias dobradas e subseqüente nos trechos encaixados sobre sistemas de falhas e/ou fraturas. Quando atingem o nível de base geral, dado pelas planícies fluviais, seja embutidas ou próximo ao nível do mar, as encostas adquirem forte inclinação, formando vertentes escarpadas dos mais variados tipos morfológicos, possibilitando perceber o mergulho dos flancos das dobras, tanto no Espírito Santo quanto na África do Sul.

As zonas de secção fluvial são ortogonais às litoestruturas, para ambos os planaltos e isso somente ocorre com os canais principais das bacias hidrográficas citadas. Para



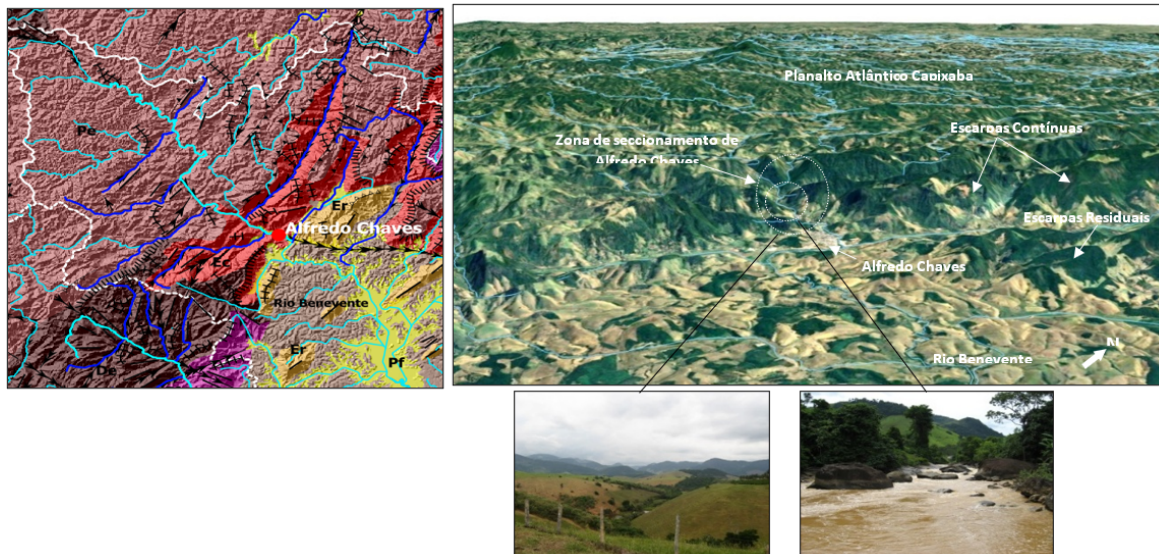
título de exemplo, é possível visualizar dois setores de seccionamento fluvial na figura 07 e 08. São eles que irão condicionar os níveis de base regionais que determinarão o rebaixamento do relevo, junto à natureza das dobras que possuem forte relação com esse processo, pois são elas que definem graus distintos de resistência da incisão fluvial.

**FIGURA 07.** Trecho de seccionamento de estruturas dobradas na África do Sul, província de Western Cape, na zona de passagem de Meiringspoort, em afluente do Rio Groot. À esquerda extrato do mapa geomorfológico da figura 06. À direita, imagem extraída do site google Earth. Na parte inferior registros fotográficos na zona de seccionamento homônima, tomados em trabalhos de campo na área. Visada das fotos para sul.



**ELABORAÇÃO:** os autores.

**FIGURA 08.** Trecho de seccionamento de estruturas dobradas no Espírito Santo, na zona de passagem de Alfredo Chaves, no Rio Benevente. À esquerda extrato do mapa geomorfológico da figura 02. À direita, imagem extraída do site google Earth. Na parte inferior registros fotográficos na zona de seccionamento homônima, tomados em trabalhos de campo na área. Visada da foto da esquerda para oeste e da direita para leste.



**ELABORAÇÃO:** os autores.



A hipótese discutida neste trabalho é a de que os dois planaltos se configuram como níveis de superfícies, cuja existência depende da evolução geomórfica de knickpoints, instalados no sistema de drenagem da bacia do Rio Gouritz (África do Sul), em rochas dobradas do Supergrupo Cape e karoo, e bacias dos rios Benevente e Jucu (Brasil), sobre os gnaisses e quartzitos do Complexo Nova Venécia (VERVLOET, 2014, 2015; 2021). Tal interpretação também havia sido utilizada por Oldknow e Hooke (2017) para explicar os processos de incisão fluvial do Rio Wilgerbosch mais ao leste da área de estudo sul-africana.

O principal fator que determina a incisão fluvial, segundo Sklar e Dietrich (1998; 2001; 2004), desde que não haja grandes modificações das variáveis hidráulicas (vazão, competência, capacidade e potência do escoamento), ao longo do tempo, é o suprimento de sedimentos para a carga do leito que precisa ser relativamente constante, durante a vigência do processo de incisão fluvial. A carga do leito é quem responde pelos processos de abrasão fluvial, devido ao atrito com o leito rochoso, sendo este o principal agente responsável pela incisão (SKLAR; DIETRICH, 2001).

No caso da África do Sul, a constância do processo de seccionamento e incisão fluvial corrobora os estudos de Kounov et al. (2007) e Bierman et al. (2014), com relação a estabilidade tectônica da região, ou seja, a incisão fluvial dessas serras dobradas seria afetada caso não houvesse período de estabilidade climática e tectônica regional que respondesse por esse processo erosivo de rompimento das estruturas ortogonais ao canal, gerando as escarpas apalachianas na borda do planalto.

A incisão fluvial é diretamente condicionada pela organização e distribuição espacial das anticlinais e sinclinais do Cinturão de Dobras Cape (CDC), respondendo pela formação de superfícies interplanálticas embutidas que sustentam o caráter escalonado desses planaltos. Fato que chamou atenção de King (1972) e Patridge e Maud (1987).

No caso do Rio Benevente e Jucu os processos também são muito similares, pois se trata de canais fluviais que seccionam ortogonalmente as litoestruturas da zona de cisalhamento batatal e os eixos de dobras e sistemas de falhas ocorrentes de direção SO-NE ou NNE-SSO (figura 02).

Trata-se de situação análoga ao caso sul-africano porque a incisão fluvial também é condicionada pelo flanco das dobras que controla as taxas de resistência das rochas à abrasão fluvial, levada a efeito pelos canais fluviais. Neste contexto, observamos que tanto os sistemas de EAPA da fachada leste do Planalto Atlântico Capixaba, quanto as ECDC do cinturão de dobras sul-africano, condiciona os níveis de base da superfície, controlando o rebaixamento desses planaltos. Tanto a fachada leste do planalto Capixaba, quanto as montanhas do CDC vêm sofrendo processos de recuo erosivo por essa drenagem subsequente ortogonal. No caso brasileiro, as EAPA permanecem como



os resíduos erosivos de maior resistência, protegidos por flancos e eixos de dobras, dispostos ao longo de todos os quadrantes, sustentando o planalto do recuo erosivo que atinge essa região, desde o final do Cretáceo e parece apresentar relativa estabilidade, desde o final do Cenozoico.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

As EAPA e ECDC são feições clássicas típicas de relevos dobrados, originados por incisão fluvial, em flancos de dobras e sistemas de falhas associadas. Essa incisão fluvial responde pelo controle dos níveis de base que condicionam o esvaziamento erosivo dos planaltos do Karoo (África do Sul) e Atlântico Capixaba (Brasil). Configuram-se, neste sentido, como conjunto bem compartimentado de terras altas protegidas por sistemas de anticlinais e sinclinais dessa incisão fluvial.

Nestes planaltos a drenagem fluvial tem se estabilizado após conseguir sectionar as litoestruturas menos resistentes do sistema de falhas e dobras, dispostas paralelamente ao sistema de drenagem. Os níveis altimétricos de ambos os planaltos são similares, em termos de denudação erosiva, mas relativamente diferentes em termos morfométricos, com os seus tetos situados entre 800 e 1.000 metros de altitude, caso do Brasil, e 600 a 900 metros, no caso africano.

Ambos são protegidos da pronunciada dissecação fluvial por eixos de dobras profundas, organizadas tectonicamente de forma ortogonal a drenagem que desagua diretamente no Oceano Atlântico e Índico. Os rios Gouritz, Groot, Olifants, Benevente e Jucu são os principais canais que condicionam essa dissecação, estabelecendo graus sistemáticos de níveis de base, sobre a qual os tributários se desenvolvem no processo de evolução.

A compartimentação planáltica da porção meridional da África do Sul e do Planalto Atlântico capixaba possuem similaridades geomórficas e morfográficas, relacionadas a uma interpretação baseada na associação relevo-litoestrutura-hidrogeomorfologia. Atestamos que com essa associação fica mais fácil a compreensão da cenicidade geomorfológica tão peculiar a esses dois expressivos planaltos separados geograficamente.

Os procedimentos de compartimentação geomorfológica, conforme Grab e Knight (2015), Vervloet (2023) e litológico-tectônico, por meio da cartografia, se mostraram suficientemente adequados aos objetivos alcançados. Além disso, possibilitaram compilar informações que auxiliaram a aplicação do método de investigação de Leopold e Langbein (1970). Os produtos cartográficos utilizados para elaboração dos mapeamentos e, conseqüentemente, os trabalhos de campo realizados nas duas áreas pesquisadas, se mostraram eficazes para a proposta do presente estudo.



## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 1998. v. 28, n. 2, p. 135-150, jun.
- BAULIG, H. **Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie**. Paris, Les Belles Lettres, 1956, 230 p.
- BIERMAN, P. R.; COPPERSMITH, R.; HANSON, K.; NEVELING, J.; PORTENGA, E. W.; ROOD, D. H. **A cosmogenic view of erosion, relief generation, and the age of faulting in southern Africa**. The Geologic Society of America, GSA Today, v. 24, nº 9, september, 2014.
- BOOTH, P. W. K. Thrust faults and fold vergence in the Palaeozoic middle and upper Witterberg Group, Cape Supergroup (Cape Fold Belt), Steytlerville: an interpretation of their relationship. **South African Journal of Geology**, Johannesburg, v. 105, p. 25-38, 2002.
- BRÄUER, B.; RYBERG, T.; LINDEQUE, A. S. Shallow seismic velocity structure of the Karoo Basin, South Africa. **South African Journal of Geology**, Johannesburg, v. 110, p. 439-448, 2007.
- BRITO-NEVES, B. B. de. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(3): 379-392, 1999.
- CLOETINGH, S.; LANKREIJER, A.; DE WIT, M. J.; MARTINEZ, I. **Subsidence history analysis and forward modelling of the Cape and Karoo supergroups**. In: WIT, M. J.; RANSOME, I. G. D. (Eds.). **Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa**. Rotterdam: A.A. Balkema, 1992. p. 239-248.
- CONDIE, K.C. **Plate tectonics and Crustal Evolution**. London: Pergamon Press, Oxford, 1982.
- COUNCIL FOR GEOSCIENCE. **Simplified Geological Map of the Republic of South Africa and the kingdoms of Lesotho and Swaziland**. Conselho para Geociências da África do Sul, 2008. Disponível em: <http://www.geoscience.org.za/>. Acesso em junho de 2023.
- CRUZ, O. Contribuição Geomorfológica ao estudo de escarpas da Serra do Mar. **Rev. IG**, São Paulo, 8-10, 11(1), 9-20, 1990.
- EGHOLM, D.; KNUDSEN, M.; SANDIFORD, M. Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. **Nature** 498, p. 475-478, 2013.
- FINDLAY III, C. P. **Influence of the Gondwanide Magmatic Arc and Cape Fold Belt on the Karoo Basin - South Africa**. Graduate Theses, Dissertations, and Problem Reports, 5597, West Virginia University, Virginia, USA, 2016. Disponível em: <https://researchrepository.wvu.edu/etd/5597>. Acesso em junho de 2023.
- FONSECA, A.; NOVO, T.; FONTES-BOA, T.; KUCHENBECKER, M.; FRAGOSO, D. G. C.; PEIFER, D.; PEDROSA-SOARES, A. C.; GRAVE, J. Control of inherited structural fabric on the development and exhumation of passive margins – Insights from the Araçuaí Orogen (Brazil). **Geoscience Frontiers**, 14, 2023, 101628.
- FRISCH, W.; MESCHEDÉ, M.; BLAKEY, R. **Plate Tectonics - Continental Drift and Mountain Building**. Berlin: Springer-Verlag, Heidelberg, 2011.
- GRAB, S.; KNIGHT, J. **Landscapes and Landforms of South Africa—An Overview**. In: GRAB, S.; KNIGHT, J (Eds.). **World Geomorphological Landscapes**. Switzerland: Springer International Publishing, 2015, p. 01-09.
- HÄLBICH, I. W.; BEER, J. H.; DU PLESSIS, A.; DÜRRHEIM, R. J.; MAHER, M. J.; PITTS, B. E.; SMITH, G. The Cape Fold Belt – Agulhas Bank Transect Across the Gondwana Suture in Southern Africa. Global Science Transect 9, Washington: **American Geophysical Union & Inter-union Commission on the Lithosphere**, USA, 1993.
- HASUY, Y.; SENA COSTA, J. B. **Zonas e cinturões de cisalhamento**. Belém: UFPA, 1990, 144 p.
- 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.
- JOHNSON, M. R.; ANHAESSEUR, C. R.; THOMAS, R. J. **The Geology of South Africa**. Pretoria: Council for Geoscience of the South Africa, 2009.



- KARNIOL, T.; MACHADO, R. Fluxo tectônico subparalelo ao Cinturão Ribeira no sul do Espírito Santo: análise das estruturas na seção Marechal Floriano-Ibatiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 40 (4): 455-467, 2010.
- KEAREY, P.; KLEPEIS, K. A.; VINE, F. J. **Tectônica Global**. Tradução de Daniel Fragoso Godoy e Peter Christian Hackspacher, 3ª ed., Porto Alegre: Bookman, 2014.
- KING, L.C. **South African Scenery**. 2ª ed. Edinburgh: Oliver and Boyd, 379 p., 1951.
- KING, L.C. The Natal Monocline: Explaining the Origin and Scenery of Natal, South Africa. **Geology Department**, University of Natal, Durban, report, 1972. 134 p.
- KOUNOV, A.; NIEDERMANN, S.; WIT, M. J.; VIOLA, G.; ANDREOLI, M.; ERZINGER, J. Present denudation rates at selected sections of the South African escarpment and the elevated continental interior based on cosmogenic <sup>3</sup>He and <sup>21</sup>Ne. **South African Journal of Geology**, Johannesburg, v. 110, p. 235-248, 2007.
- LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W. B. **Asociación e Indeterminación en Geomorfología**. IN: ALBRITTON, C. C. J. (ed.). **Filosofía de La Geología**. Companhia Editorial Continental S. A. México, Argentina, Espanã, Chile, 1970.
- NADALIN, R. J.; NADALIN, L. F. **Construindo e interpretando mapas geológicos**. In: NADALIN, R. J. (Ed.). **Tópicos Especiais em Cartografia Geológica**. 2ª ed., Curitiba: Departamento de Geologia, UFPR, 2016, p. 335-372.
- NEWTON, A. R.; SHONE, R. W.; BOOTH, P. W. K. (2009). **The cape fold belt**. In: SON, M. R. J.; ANHAESSEUR, C. R.; THOMAS R. J. (Eds.). **The Geology of South Africa**. Pretoria: Council for Geoscience, chapter 24, 2009, pp. 521– 530.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989. 421p.
- OLDKNOW, C. J.; HOOKE, J. M. Alluvial terrace development and changing landscape connectivity in the Great Karoo, South Africa. Insights from the Wilgerbosch River catchment, Sneeuwberg. **Geomorphology**, 288, p. 12-38, 2017.
- OLLIER, C. D.; MARKER, M. E. The great escarpment of Southern Africa. Z. **Geomorph. Suppl.**, 54, p. 37-56, 1985.
- OLSEN, K. H. **Continental rifts: evolution, structure, tectonics**. Publication Nº 264 of the International Lithosphere Program, ELSEVIER, Amsterdam, Lausanne, New York, Oxford, Shannon, Tokyo 1995.
- PARTRIDGE, T. C.; MAUD, R. R. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. **South African Journal Geology**, Johannesburg, 90, p. 179–208, 1987.
- PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F. F. M. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. **Cadernos IG/Unicamp**, 3 (1): 55-90, 1993.
- RUHE, R. V. **Geomorphology**. New York, Houghton Mifflin Co., 1975. 245 p.
- SKLAR, L.; DIETRICH, W. E. **River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply**. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E. Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 237-260, (geophysical monograph 107).
- SKLAR, L.; DIETRICH, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. **Geology**, v. 29, n. 12, p. 1087 – 1090, 2001.
- SKLAR, L.; DIETRICH, W. E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. **Water Resources Research**; v. 40, nº 6, 2004.
- TANKARD, A. J.; JACKSON, M. P. A.; ERIKSSON, K. A.; HOBDAV, D. K.; HUNTER, D. R.; MINTER, W. E. L. **Crustal Evolution of Southern Africa**. Berlin: Springer, 1982.
- TANKARD, A.; WELSINK, H.; AUKES, P.; NEWTON, R.; STETTLER, E. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdã, 26, p. 1379–1412, 2009.
- VERVLOET, R. J. H. M. **Condicionantes morfológicos e estruturais na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo**. 481f. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, FFLCH, USP, São Paulo, 2009.



VERVLOET, R. J. H. M. Associação entre fatos geomórficos e os dobramentos de fundo na evolução de uma rede de drenagem na margem atlântica do Planalto Brasileiro: o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente – ES. **Revista GEOUSP Espaço e Tempo**, 2013.

VERVLOET, R. J. H. M. **O papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução da rede hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo: o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente**. 313f. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia Física – FFLCH/USP, São Paulo, 2014.

VERVLOET, R. J. H. M. **Elementos de Geomorfologia Estrutural – Estudo aplicado a Região Serrana do Espírito Santo**. 1. ed. Vitória: Editora Liro, 2015.

VERVLOET, R. J. H. M. Considerações sobre a variabilidade natural das precipitações no Espírito Santo e a “estiagem” no biênio 2014/2015. **Revista Brasileira de Climatologia**, Guarapuava, ano 12, n. 19, 2016.

VERVLOET, R. J. H. M. **Geomorfologia e dobramentos de fundo. Homólogos entre Brasil e África do Sul**. In: BASQUEROTE, A. T. (Org.). **Geografia e sociedade. Compreendendo as dinâmicas globais**. Atena Editora, Ponta Grossa, Paraná, 2023, p. 46-71.

VERVLOET, R. J. H. M.; CAMPOS, F. L. Dobras de fundo e geomorfologia estrutural na evolução do relevo em margem Atlântica do Planalto Brasileiro: o caso da bacia hidrográfica do Rio Benevente – ES. **Anais do XIII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, UFJF, Juiz de Fora, 2021.

VIEIRA, V. S.; MENEZES, R. G. (org.). **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2015.

VILJOEN, M. J.; REIMOLD, W. U. **An Introduction to South Africa's Geological and Mining Heritage. Randburg**: Mintek & Geological Soc. da África do Sul, 1999.



# APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE CURVAS HIPSOMÉTRICAS PARA COMPREENSÃO MORFOESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM

Wemerson Flávio da Silva <sup>1</sup>  
Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares <sup>2</sup>  
George Pereira de Oliveira <sup>3</sup>  
Jonas Harrison Santos de Melo <sup>4</sup>  
Oswaldo Girão <sup>5</sup>  
Ariadne Fernanda Ferraz Vieira <sup>6</sup>  
Laira da Silva Rocha <sup>7</sup>  
Carla Suelânia da Silva <sup>8</sup>  
Leandro Diomério João dos Santos <sup>9</sup>

**PALAVRAS-CHAVE:** Técnicas morfométricas, Curvas hipsométricas, Bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

## RESUMO

As bacias hidrográficas constituem a unidade espacial fundamental para análise e várias subáreas da Geografia, sobretudo dentro das pesquisas em Geomorfologia. A utilização de técnicas morfométricas são ferramentas fundamentais para interpretação dos aspectos geométricos e altimétricos considerando formas a partir de métricas de gradientes fluviais presentes na topografia buscando compreender possíveis processos de rearranjo fluvial, comportamento hidrológico e erosivo dos canais fluviais

- 1 Professor Doutor do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [wemerson.fsilva@gmail.com](mailto:wemerson.fsilva@gmail.com)/[wemerson.silva@ufpe.br](mailto:wemerson.silva@ufpe.br)
- 2 Professor Doutor do Departamento de Arqueologia da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [brunoactavares@gmail.com](mailto:brunoactavares@gmail.com)/[bruno.tavares@ufpe.br](mailto:bruno.tavares@ufpe.br)
- 3 Doutorando do Programa de Pós-Graduação de Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, [georgegeotec15@gmail.com](mailto:georgegeotec15@gmail.com)
- 4 Doutorando pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [jonas.herisson1994@gmail.com](mailto:jonas.herisson1994@gmail.com)
- 5 Professor Doutor Titular do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [osgirao@gmail.com](mailto:osgirao@gmail.com)/[osvaldo.girao@ufpe.br](mailto:osvaldo.girao@ufpe.br)
- 6 Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [ariadnevieira@gmail.com](mailto:ariadnevieira@gmail.com)
- 7 Graduanda do Curso de Geografia Bacharelado da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [lairasilva75@gmail.com](mailto:lairasilva75@gmail.com)
- 8 Professora Doutora da Universidade Estadual do Rio Grande do Norte - UERN, [csuelania.geografia@gmail.com](mailto:csuelania.geografia@gmail.com)
- 9 Doutor pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, [leandrodiomerio@hotmail.com](mailto:leandrodiomerio@hotmail.com)



(Cherem et al., 2020; Peifer et al., 2020). O objetivo do trabalho consiste na aplicação de técnicas morfométricas, como curvas hipsométricas, para compreender o arranjo morfoestrutural da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS). A partir desta métrica é possível identificar o comportamento da drenagem do canal principal e canais de bacias hidrográficas de 5ª ordem mais significativas (riacho Seco, rio Aripibu, rio Siribó, rio Amaraji, rio Camaragibe) da BHRS. As curvas hipsométricas é um método desenvolvido por Strahler (1952) atrelado a distribuição areal das diferentes elevações representando a proporção relativa da área de uma bacia abaixo ou acima de uma determinada altitude (Strahler, 1952; Pérez-Peña; Azañón; Azor, 2009, Oliveira, 2019; Cherem et al., 2020). A curva hipsométrica aplicada ao canal principal da BHRS varia entre trechos côncavos e convexos modificando as formas da curva no decorrer do perfil IH indicando estágio de maturidade do relevo. Os trechos convexos e côncavos indicam desnivelamento de blocos possivelmente condicionados a Zonas de Cisalhamento de trend regional NE-SW, deste modo, aponta para um reafeiçoamento tectônico durante o cenozoico. Entre as bacias hidrográficas de 5º ordem o comportamento vai variar diante de suas localizações na BHRS, portanto, indicam diferentes fases do processo de erosão entre as sub-bacias refletem setores distintos da respectiva bacia hidrográfica e seu comportamento fluvial em relação aos blocos remobilizados por ação de movimentos tectônicos pretéritos. As curvas das bacias hidrográficas do rio Amaraji, riacho Seco e Camaragibe e seus respectivos IH se enquadram no padrão de maturidade, enquanto as do rio Aripibú e Siribó exibem modelo de senilidade. A variabilidade das curvas hipsométricas em uma área sobre o mesmo clima reafirma a perspectiva de fatores tectônicos e/ou litológicos como principais elementos que condicionam a paisagem geomorfológica na BHRS. Quando se recorre a correlação entre as curvas hipsométricas entre as sub-bacias, observamos a bacia hidrográfica do rio Aripibú é mais dissecada quando comparada a do Camaragibe, de modo que a bacia hidrográfica do rio Camaragibe tem maior potencial em ser erodida, sobretudo nos pontos em que ocorre o avanço das drenagens da bacia o rio Aripibú (a oeste) e da bacia hidrográfica do rio Ipojuca (a norte) caracterizando um setor a ser capturado. É importante salientar que o setor do alto e médio curso das bacias hidrográficas acima citadas estão sobre a mesma litologia, Complexo Belém de São Francisco (CPRM, 2014), portanto, a diferença na dissecação não pode ser apenas atribuída a erosão diferencial (Silva et al., 2019).

## INTRODUÇÃO

As bacias hidrográficas constituem a unidade espacial fundamental para a análise em várias subáreas da Geografia, incluindo a Geomorfologia. Dessa forma, é essencial compreender o processo de evolução da paisagem geomorfológica no contexto da



organização espacial da drenagem em uma bacia hidrográfica, pois essa abordagem pode iluminar conhecimentos técnicos e modelos científicos para entender a variabilidade do sistema fluvial e suas diferentes respostas a fatores estruturais e tectônicos. As adaptações da drenagem em uma escala temporal prolongada podem elucidar cenários atuais e oferecer contribuições valiosas para estudos futuros.

Técnicas morfométricas são ferramentas imprescindíveis para interpretação dos aspectos geométricos e altimétricos das bacias hidrográficas, principalmente ao levar em consideração a relação das formas a partir de métricas de gradientes fluviais presentes na topografia, deste modo, buscando compreender possíveis processos de rearranjo fluvial, comportamento hidrológico e erosivo dos canais fluviais (Cherem et al., 2020; Peifer et al., 2020). Em contexto de margem passiva, o uso dessas técnicas possibilita a interpretação da paisagem geomorfológica atreladas a pulsos tectônicos ao longo do Cenozoico.

O aprimoramento de técnicas morfométricas realizado por Hack (1957, 1960, 1965, 1972) que tinham como objetivo central a análise o perfil longitudinal dos canais fluviais e as características de evolução das bacias hidrográficas. Desta forma, buscar a compreensão da evolução do relevo diante do comportamento da drenagem e atributos das bacias hidrográficas tornou-se uma linha de pesquisa forte dentro da Geomorfologia. É importante destacar que a investigação sobre processos de incisão de leito de rios rochoso foi iniciada por Gilbert (1877) destacando os valores altos de vazão e declividade atrelado a exposição de rochas de diferentes resistências ao processo de denudação (Peifer et al., 2020).

A análise quantitativa e/ou morfométricas de perfis longitudinais é fundamental para entender a distribuição espacial e variabilidade das taxas de incisão dos canais de leito rochoso, evidenciando os possíveis potenciais de controles que podem ter origem tectônica, litológica e climática. Desse modo, a aplicação de técnicas morfométricas tornam-se ferramentas imprescindíveis para caracterizar os aspectos geométricos e altimétricos das bacias hidrográficas, sobretudo ao fazer a relação entre a forma de métricas de gradientes fluviais presentes na topografia, buscando identificar processos de rearranjo fluvial, comportamento hidrológico e erosivo dos canais fluviais, portanto, indícios morfológicos na própria rede de drenagem indicando anomalias na paisagem em que, correlacionados com outros fatores, podem ter origem tectônica, estrutural, climatológica e até, antrópica (Cherem et al., 2020; Peifer et al., 2020).

O objetivo do trabalho consiste na aplicação de técnicas morfométricas, como curvas hipsométricas, para compreender o arranjo morfoestrutural da bacia hidrográfica

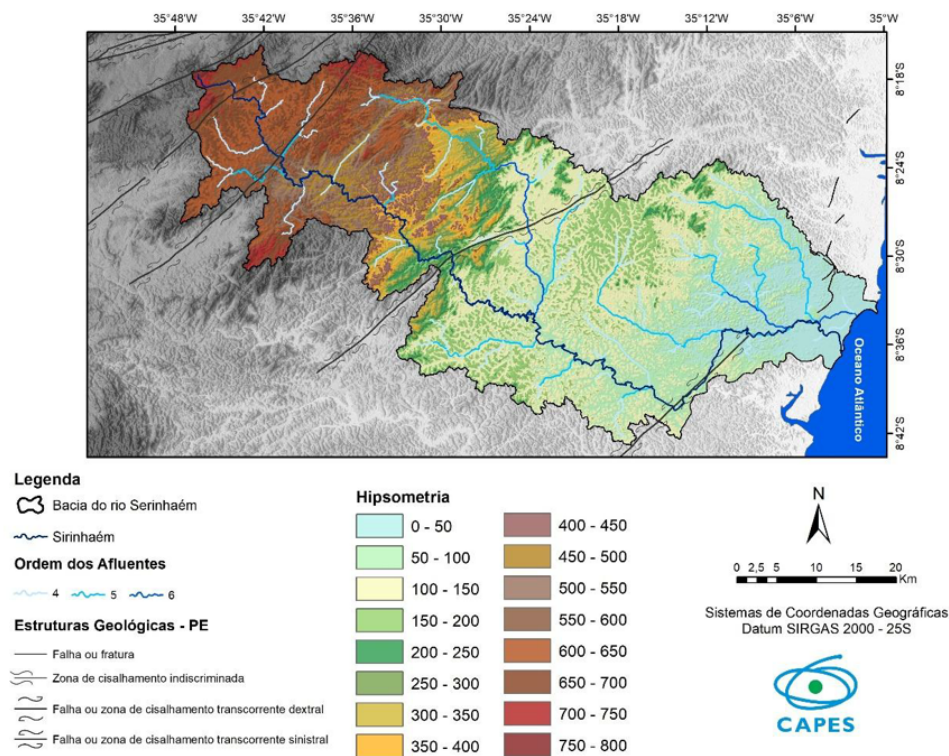
do rio Sirinhaém (BHRS). A partir desta métricas é possível identificar o comportamento da drenagem do canal principal e canais de bacias hidrográficas de 5ª ordem mais significativas da BHRS.

## METODOLOGIA

A bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS) é localizada na Zona da Mata Sul de Pernambuco entre as coordenadas geográficas 08°16'05" de latitude sul e 35°01'00" e 35°47'58" de longitude oeste correspondendo a Unidade de Planejamento Hídrico UP4 de acordo com a Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). A ordem hierárquica dos canais fluviais pertencentes a BHRS (Figura 01) com destaque para as principais drenagens da respectiva bacia hidrográfica.

A BHRS está no contexto geológico do Domínio Meridional da Província Borborema, mais precisamente sobre o Terreno/Maciço Pernambuco-Alagoas que é o maior domínio da Subprovíncia Meridional (Brito Neves et al., 2000; Delgado et al., 2003). Para Brito Neves e Silva (2019), devido à grande complexidade litoestrutural atrelada a uma evolução policíclica da área, a denominação mais adequada é Superterreno Pernambuco-Alagoas. As unidades morfoestruturais da BHRS foi definida por Silva (2022) em 4 táxons e apoiado em trabalhos Corrêa (2010), Girão et al. (2013), Fônsaca e Corrêa (2016) e Monteiro e Corrêa (2020). As unidades mapeadas são: Cimeira Pernambuco-Alagoas, Piemonte Meridional da Borborema, Planalto Sedimentar Costeiro e Planície Costeira (Silva, 2022).

**FIGURA 01** – Mapa hipsométrico da Bacia hidrográfica do rio Sirinhaém e suas principais drenagens.



**FONTE:** Elaborado por Silva (2022).



No contexto das estruturas subjacentes que perpassam a BHRS se caracterizam por Zonas de Cisalhamentos de trend regional NE-SW (CPRM, 2000; 2014) e destacada nos estudos de (Silva et al., 2019; Silva, 2022). A bacia do rio Sirinhaém é cortada por quatro Zonas de Cisalhamento as quais se caracterizam no alto curso por duas Zonas de Cisalhamento Transcorrente Sinistral, médio curso passa uma Zona de Cisalhamento indiscriminada e no baixo curso uma Zona de Cisalhamento Transcorrente Sinistral (CPRM, 2000; 2014).

Essas ZCs terão bastante destaque na explanação do modelo de evolução morfotectônica e morfoestrutural da bacia hidrográfica em estudo. Reativações tectônicas pós-rifte durante o Cenozoico podem ter levado a soerguimento e rebaixamento dos blocos crustais com respostas dos canais fluviais através de reajustes de drenagens ao contexto rúptil das estruturas geológicas ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) como evidenciado por Monteiro e Corrêa (2020) e Silva (2022).

As curvas hipsométricas é um método desenvolvido por Strahler (1952) atrelado a distribuição areal das diferentes elevações representando a proporção relativa da área de uma bacia abaixo ou acima de uma determinada altitude (Strahler, 1952; Pérez-Peña; Azañón; Azor, 2009, Oliveira, 2019; Cherem et al., 2020). O formato da curva hipsométrica mostra se uma bacia hidrográfica está madura ou senil, nesse caso, a forma côncava vai predominar com cotas altimétricas pouco elevadas, o que pode evidenciar um prolongado período de erosão, já as curvas convexas estão relacionadas a bacias jovens que podem ter sofrido reafeiçoamento tectônico recente ou um processo de dissecação que ainda não atuou a ponto de rebaixar o relevo (Oliveira, 2019; Silva, 2022; Oliveira et al., 2023).

A síntese quantitativa de uma curva hipsométrica é representada pela Integral Hipsométrica (HI), a qual é expressa pela fórmula:

$$HI = (E_{med} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min})$$

Onde:  $E_{med}$  é a elevação média,  $E_{min}$  é a elevação mínima e  $E_{max}$  é a elevação máxima. Valores de HI menores que 0,3 indicam bacias senis enquanto que valores entre 0,3 e 0,6 e maiores que 0,6 se relacionam a bacias maduras e jovens, respectivamente (SARANGI et al., 2001; LAVARINI et al., 2016). As curvas hipsométricas e suas respectivas integrais foram extraídas no software ArcGIS 10.4, a partir da extensão CalHypso (Pérez-Peña; Azañón; Azor, 2009).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os principais canais fluviais que pertencem a BHRS são: riacho Renon, riacho Carangueijo, rio Amaraji, riacho Laranjeiras, riacho dos Macacos, rio Aripibú, rio

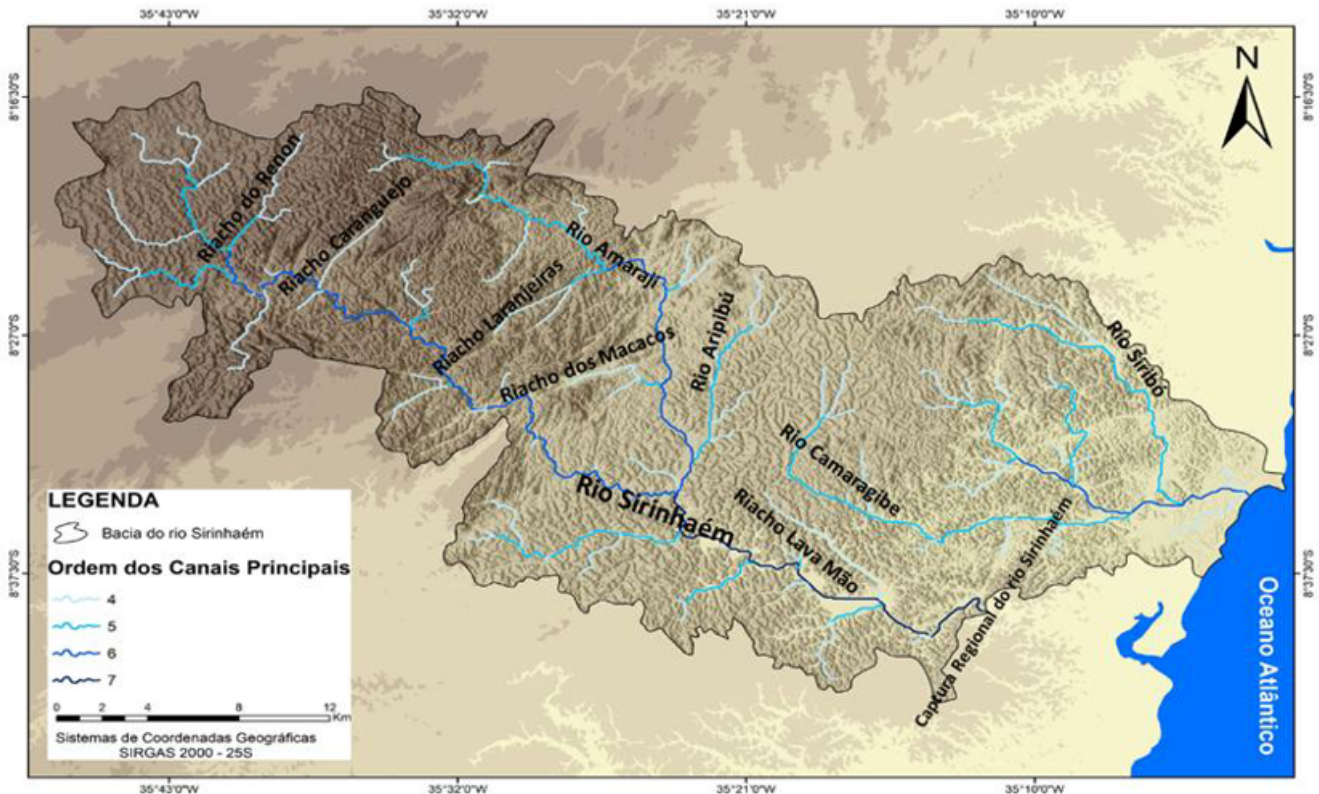


Camaragibe, riacho Lava Mão, rio Siribó e o canal principal da bacia rio Sirinhaém (Figura 02). Dentre eles, os analisados utilizando as curvas hipsométricas foram riacho Seco, rio Aripibu, rio Siribó, rio Amaraji e rio Camaragibe.

Foram aplicadas as curvas hipsométricas e suas respectivas integrais (IH) sobre o canal principal (rio Sirinhaém) e canais fluviais de sub-bacias de 5º ordem que se apresentam como bem significativas para compreender as características tectono-estrutural da BHRS. Importante salientar que as curvas hipsométricas exibem trechos côncavos e convexos, ou seja, as formas das curvas no decorrer do perfil HI indicando o estágio de maturidade do relevo.

Ao analisar a curva hipsométrica do rio Sirinhaém (Figura 03) é observado a variação de trechos côncavos e convexos intercalados na forma da curva no decorrer do perfil e valor IH indicando estágio de maturidade do relevo. Os setores que apresentam concavidades são intermediados com trechos côncavos indicam um comportamento atrelado ao desnivelamento de blocos possivelmente condicionados as ZC de Cisalhamento de trend regional NE-SW, desse modo, indicando um provável reafeiçoamento tectônico durante o Cenozoico.

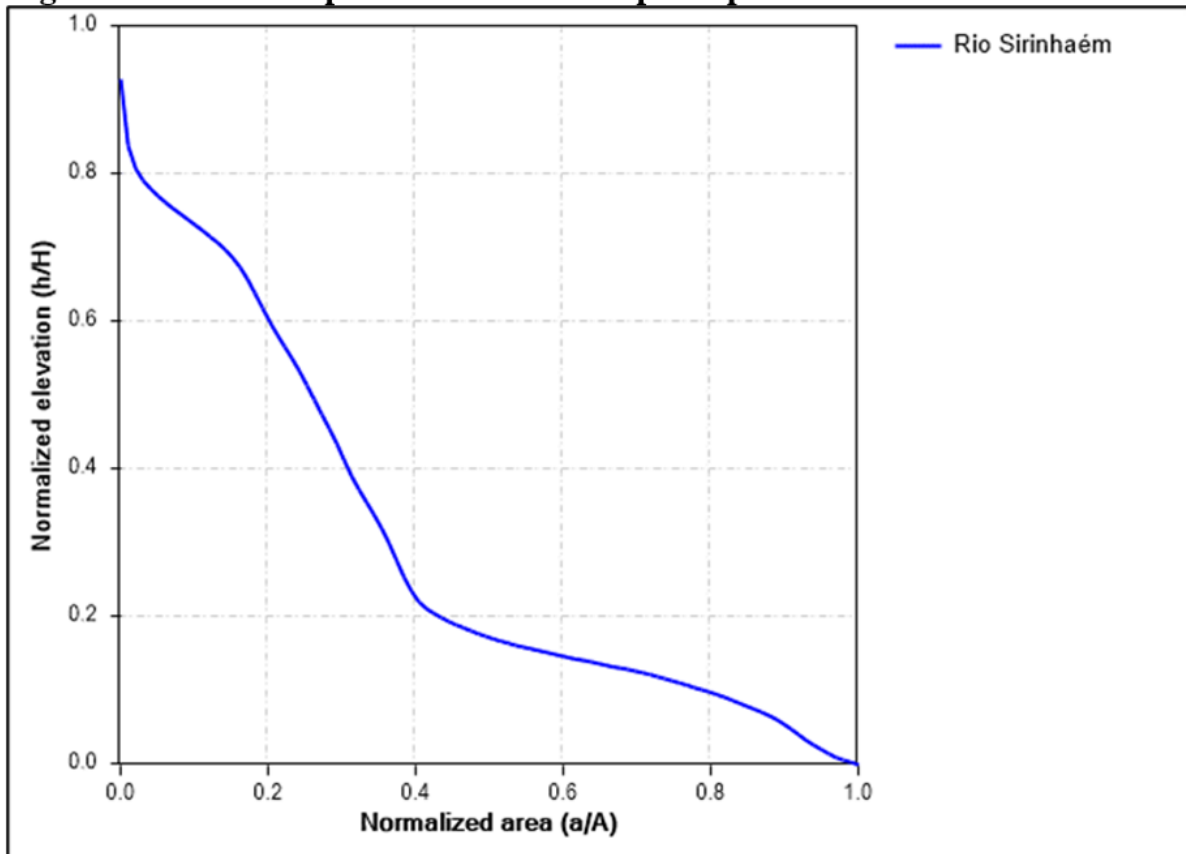
**FIGURA 02** – Hierarquia de drenagem e principais canais pertencentes a BHRS.



**FONTE:** Silva (2022).



**FIGURA 03** – Curva hipsométrica do canal principal da BHRS.



**FONTE:** Silva (2022).

O canal principal da BHRS se adapta às características de movimentação tectônica atrelada aos reajustes das ZC de trend regional NE-SW, apresentando trechos convexos com ausência de quebras (knickpoint), enquanto outros exibem gradientes de ruptura acentuados, onde se destacam trechos do canal principal com presença de corredeiras e rápidos. Desse modo, um provável rejuvenescimento causado pela ZC transcorrente sinistral ressaltado pela mudança de direção do rio Sirinhaém. Por conseguinte, ressaltando um processo de captura fluvial como destacado por Silva (2022) aplicando outras técnicas morfométricas.

As bacias de 5º ordem analisadas foram as do rio Amaraji, riacho Seco, Aripibú, Camaragibe e Siribó. As curvas hipsométricas indicam diferentes fases do processo de erosão entre as sub-bacias e refletem os diferentes setores da BHRS e seus respectivos comportamentos em relação aos blocos remobilizados por ação de movimentos tectônicos pretéritos.

Quando comparadas as sub-bacias evidenciam peculiaridades que necessitam destaque. A bacia do riacho Seco localizada no alto curso da BHRS exibe um padrão de maturidade reafirmado por seu valor de IH (0,461) condizendo com sua posição na bacia hidrográfica em estudo. Todavia, a bacia do rio Camaragibe situada entre o médio



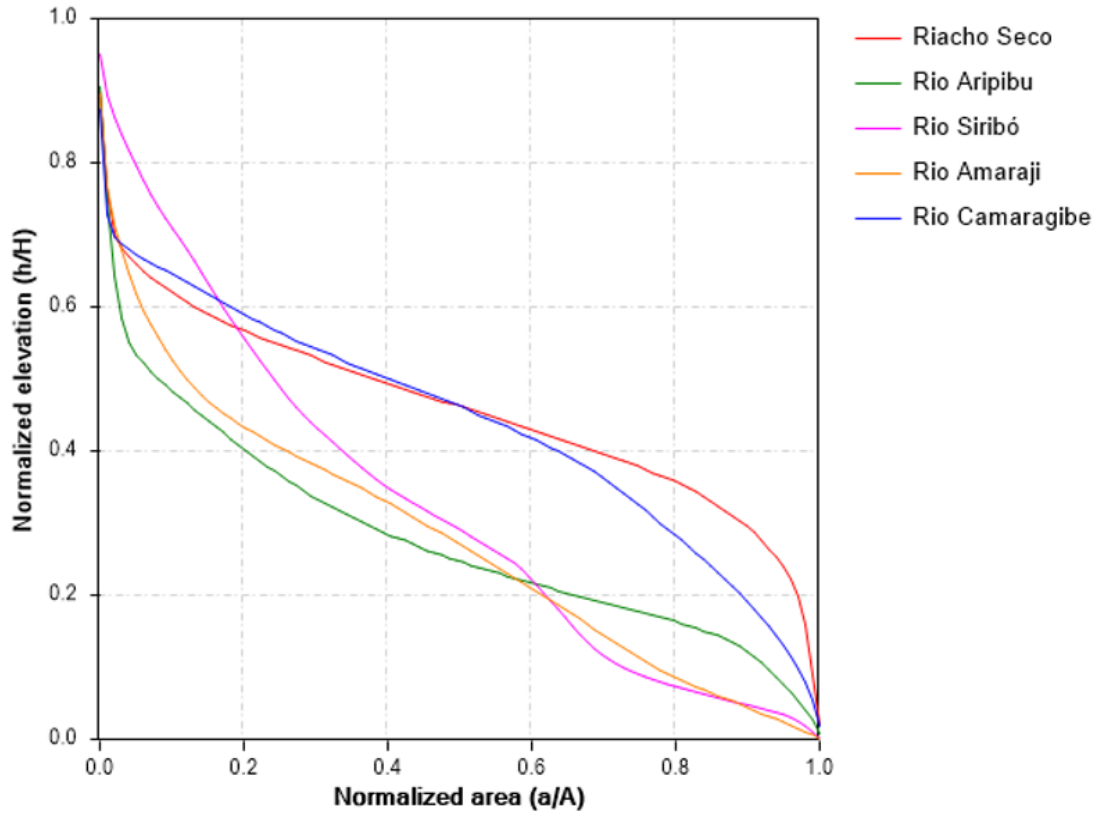
e baixo curso expõe o segundo perfil mais convexo com valor de IH (0,441) sugerindo um rejuvenescimento dessa última, em um setor da BHRS em que, partindo de um viés de interpretação climático, o processo de dissecação tenderia ao rebaixamento da respectiva sub-bacia.

Ao tratar das curvas hipsométricas das bacias hidrográficas do rio Amaraji, riacho Seco e Camaragibe e seus respectivos HI se enquadram no padrão de maturidade, enquanto as do rio Aripibú e Siribó exibem modelo de senilidade. Esta variação das curvas hipsométricas em uma área de mesmo contexto climático reafirma a perspectiva que fatores tectônicos e litológicos condicionam mais a paisagem geomorfológica da BHRS (Figura 04).

Uma correlação entre duas sub-bacias adjacentes, observam-se distintos processos de dissecação (Figura 05). A bacia hidrográfica do rio Aripibú é mais dissecada quando comparada a do Camaragibe, de modo que a bacia hidrográfica do rio Camaragibe tem maior potencial em ser erodida, sobretudo nos pontos em que ocorre o avanço das drenagens da bacia do rio Aripibú (a oeste) e da bacia hidrográfica do rio Ipojuca (a norte) caracterizando um setor a ser capturado. Este contexto foi analisado por Silva et al. (2019) aplicando o índice de  $\chi$  confirmando a condição, ou seja, setores pertencentes, a bacia hidrográfica do rio Camaragibe, sofreram soerguimento diferencial do bloco crustal em comparação a bacia do rio Aripibú. É preciso atentar para geologia da área onde a unidade geológica se repete em ambas as bacias, deste modo, a diferença na dissecação não pode ser apenas atribuída a erosão diferencial (Silva et al., 2019).

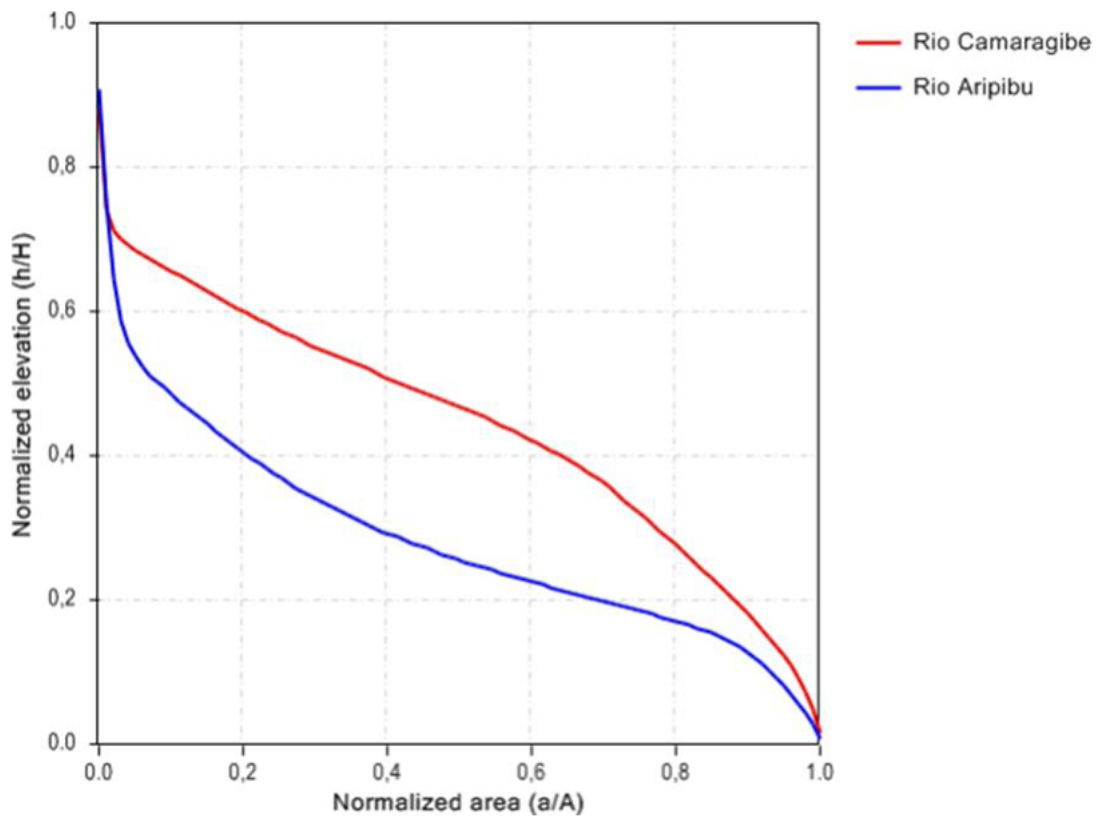


**FIGURA 04** – Curvas hipsométricas das bacias de 5º ordem.



**FONTE:** Silva (2022).

**FIGURA 05** – Gráfico indicando as curvas hipsométricas e os distintos graus de dissecação entre as duas bacias hidrográficas



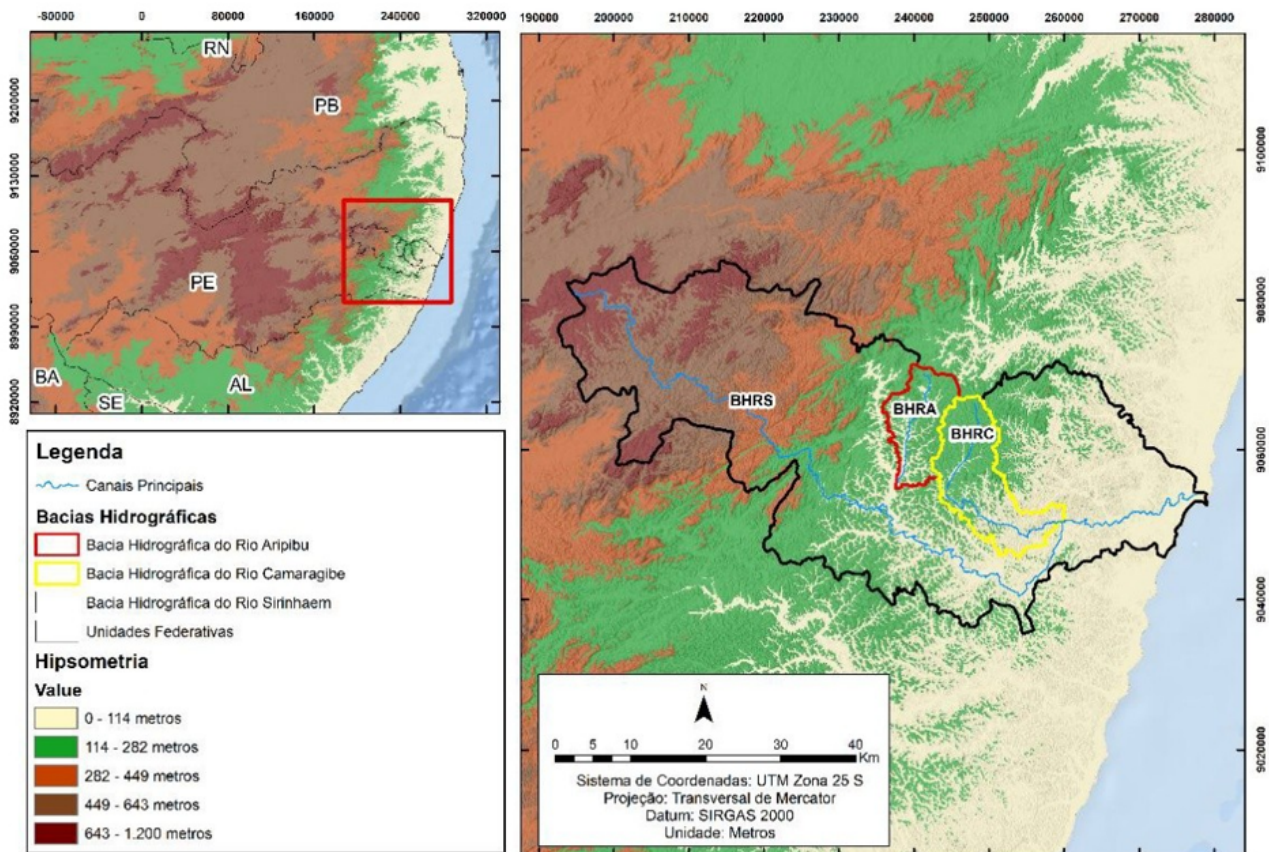
**FONTE:** Silva et al. (2019).



Neste trecho da BHRS passa uma ZC indiscriminada (CPRM, 2000; 2014) que pode ter se reativado, levando ao rejuvenescimento ao longo do Cenozoico por conta de reajustes tectônico pulsátil, por conseguinte, a bacia do rio Camaragibe tem um potencial de dissecação maior, portanto, é sobre esta a qual ocorre os avanços das drenagens da bacia do rio Aripibú (a oeste) e a da bacia do rio Ipojuca (a norte) configurando a bacia do rio Camaragibe como a principal área a ser capturada por outras bacias como sugerido por Silva et al. (2019). As características rúpteis dos blocos foram destacadas por Monteiro (2015), Silva et al. (2019), Monteiro e Corrêa (2020) e Silva (2022).

A comparação entre duas sub-bacias localizadas no médio curso da BHRS, desta forma, sobre o mesmo contexto climático, com média pluviométrica alta atrelada ao setor úmido da borda oriental do Planalto da Borborema (Figura 06). Portanto, o fator climático não se configurou como elemento principal da diferença de dissecação entre as duas bacias hidrográficas de 5º ordem. É perceptível a necessidade de estudos paleoclimáticos a partir de depósitos colúvio-aluviais que podem trazer repostas mais precisas em relação aos setores rejuvenescidos diante das oscilações climáticas durante o quaternário, todavia, a preservação desse tipo de depósito é observada com menos frequência ao sul da ZCPE.

**FIGURA 06** – Localização das bacias hidrográficas do rio Aripibú e Camaragibe e seu contexto topográfico.

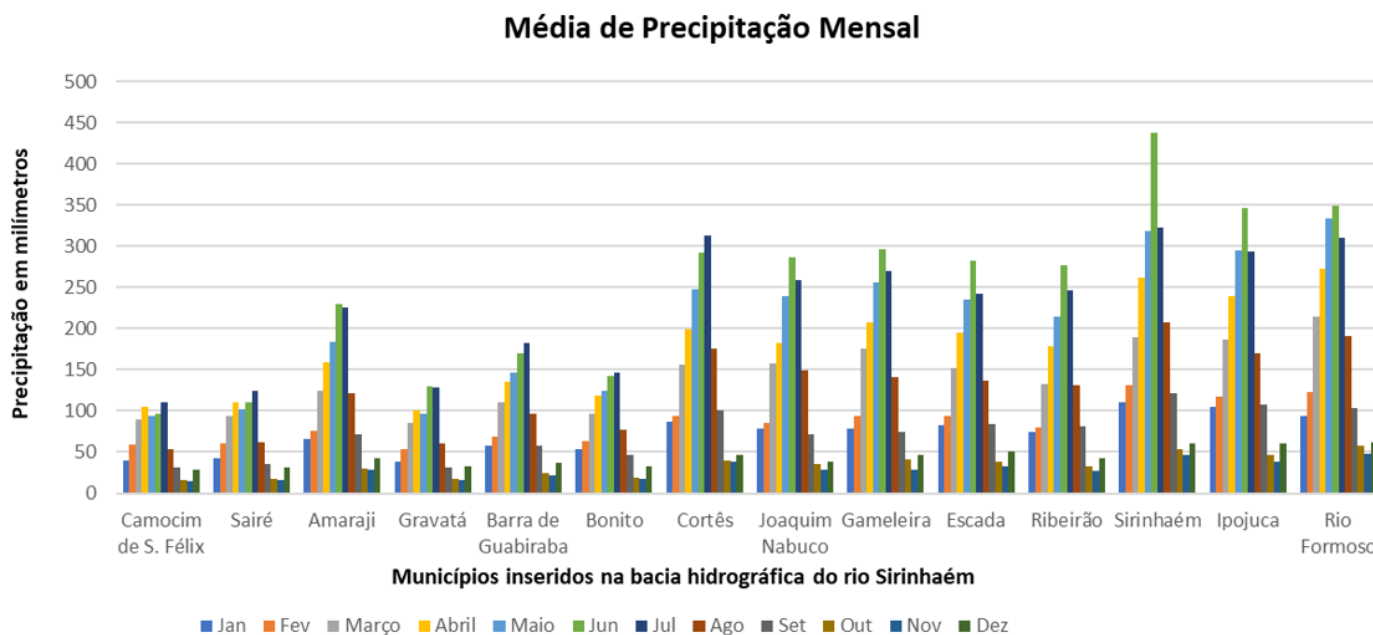


**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).



O gráfico abaixo (Figura 07) foi produzido com dados de precipitação média mensal por município presentes na BHRS dos últimos 30 anos disponibilizados pela Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). Quando os dados foram organizados levando em consideração a localização dos municípios da BHRS, observa-se o aumento da média pluviométrica nas localidades do médio e baixo curso da supracitada bacia hidrográfica, enquanto os setores do alto curso apresentam médias pluviométricas menores.

**FIGURA 07** – Média mensal de precipitação organizados por setor altimétrico da BHRS.



**FONTE:** Silva (2022).

Percebe-se, portanto, um aumento significativo da média pluviométrica a partir do município de Cortês e, posterior, crescimento gradativo em relação aos territórios mais próximos ao litoral. Como as bacias hidrográficas do rio Aripubú e Camaragibe ficam entre os municípios de Escada, Ribeirão e Sirinhaém, fica nítido a altos índices pluviométricos condicionados aos eventos de Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e brisas marítimas. Desse modo, a diferença de dissecação entre as duas bacias hidrográficas não ocorre por diferença climática, dando ao contexto estrutural e litológico maior importância.

Geologicamente, grande parte da bacia do rio Camaragibe é composta pelo Complexo Belém de São Francisco com presença de Anfibolito, Migmatito, Metadiorito, Ortognaisse granodiorito e Ortognaisse Tonalítico e a Suíte Intrusiva Leucocrática Peroluminosa com Metagranitoide, Leucogranitoides, granodiorito a granitos entre outros (CPRM, 2014). O setor do alto curso desta bacia hidrográfica colinas com topos com padrões retílineos e alongados, bem como, vales e canais fluviais de ordem menor, demonstrando que a dissecação seguiu um controle estrutural configura após um



evento de basculamento (Figura 08). Estas características foram discutidas por Silva et al. (2019) com aplicação da técnica fotolileamento e destaque as inflexuras do canal principal da bacia hidrográfica do rio Camaragibe. Assim como, por Girão et al. (2013) ao discutir o padrão morfoestrutural e geomorfológico das bacias hidrográficas do rio Una e Sirinhaém.

**FIGURA 08** – Os vales e colinas dissecados de acordo com o controle estrutural com presença de vales afogados de sedimentos (A) e o exemplo de colina com topo retilíneo (B). Paisagens sobre o alto curso da BHRC.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

O bloco diagrama abaixo (Figura 09) da BHRS revela o padrão rúptil dos blocos crustais já demonstrado por Monteiro e Corrêa (2020) corroborando com a proposta de reajuste pulsátil ao longo do Cenozoico que pode ter levado ao rejuvenescimento de setores e rebaixamento de outros ao longo das Zonas de Cisalhamento que perpassam a referida bacia hidrográfica.

O comportamento das curvas hipsométricas das sub-bacias de 5º ordem aponta para setores mais dissecados e outros menos dissecados da BHRS. Quando comparamos duas sub-bacias específicas, observou-se que mesmo estando uma ao lado da outra, o comportamento dos blocos é distinto, sobretudo com indício de basculamento da bacia hidrográfica do rio Camaragibe.

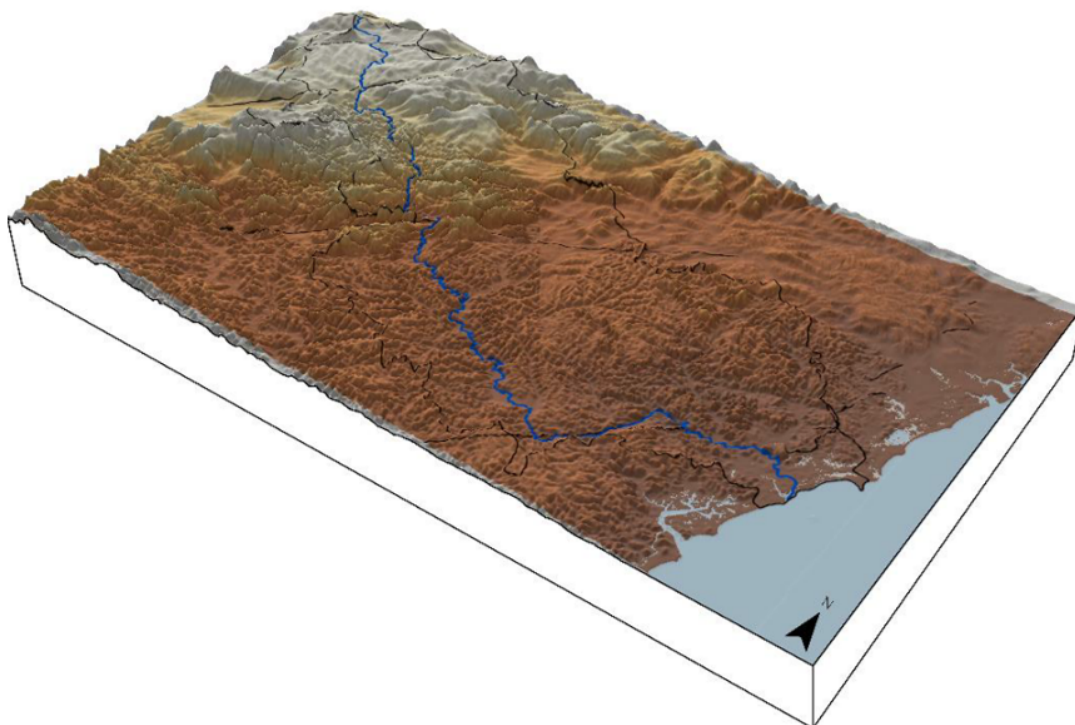
É nítido que os reajustes da ZC também levaram a adaptações da drenagem, como verificado nas inflexuras do rio Sirinhaém (canal principal da BHRS) e no rio Camaragibe. Estes episódios foram evidenciados como processos de captura fluvial nas pesquisas de Silva et al. (2019) e Silva (2022) como reajustes da drenagem as movimentações da trama crustal na área da BHRS.

A análise de bacias hidrográficas em margens passivas pode auxiliar no entendimento da evolução geomorfológica dessas áreas, especialmente em relação à borda oriental do Nordeste do Brasil. Pesquisa recente realizada por (ALVES et al., 2019) mostram que essa área permanecia sob tensão tectônica por um período prolongado após a ruptura principal no final do Jurássico Superior - Cretáceo. Assim, apoiando-



se em outras pesquisas na área que indicam reativações tectônicas do Neógeno e Quaternário (por exemplo, NOGUEIRA et al., 2010; BEZERRA et al., 2014). Esses estudos indicam que a margem leste da região Nordeste passou por uma evolução pós-rifte que é consideravelmente menos estável do que indicavam os estudos tradicionais.

**FIGURA 09** – Bloco diagrama da BHRS.



**FONTE:** Elaborado pelos autores (2025).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análises morfométricas da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS), por meio da aplicação de curvas hipsométricas, demonstrou ser uma ferramenta eficaz na identificação de padrões morfoestruturais e na compreensão dos diferentes estágios de evolução do relevo fluvial. As variações nos perfis hipsométricos entre as sub-bacias de 5ª ordem revelam não apenas a diversidade geomorfológica interna da BHRS, mas também indicam a influência de controles tectônicos, possivelmente relacionados a Zonas de Cisalhamento com trend regional NE-SW. Essas influências são perceptíveis nos distintos graus de dissecação e nos padrões de maturidade e senilidade observados, que não podem ser atribuídos exclusivamente à litologia uniforme da região.

Dessa forma, os resultados obtidos reforçam a importância da abordagem morfométrica integrada à análise estrutural para a interpretação das dinâmicas geomorfológicas e evolutivas de bacias hidrográficas. A identificação de setores com potencial para captura fluvial, como observado entre as bacias dos rios Camaragibe,



Aripibú, além das inflexuras dos rios Camaragibe e Sirinhaém, contribui para uma compreensão mais aprofundada dos processos de rearranjo da drenagem e das transformações da paisagem ao longo do cenozoico. Tais evidências indicam a necessidade de estudos complementares que integrem dados geológicos, geofísicos e morfodinâmicos, visando um diagnóstico mais abrangente do comportamento da rede de drenagem e de sua relação com a trama crustal da região para melhor compreensão dos rejuvenescimentos pulsáteis ao longo do Cenozoico.

## *Agradecimentos:*

**C**oordenação de Aperfeiçoamento  
de Pessoal de Nível Superior.

## REFERÊNCIAS

- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; ANDRADES FILHO, C. O. **Neotectonics in the South American passive margin: Evidence of Late Quaternary uplifting in the northern Paraíba Basin (NE Brazil)**. *Geomorphology* 325, 1 – 16, 2019.
- BEZERRA, F. H. R., ROSSETTI, D. F., OLIVEIRA, R. G., MEDEIROS, W. E., BRITO NEVES, B. B., BALSAMO, F., NOGUEIRA, F. C. C., DANTAS, E. L., ANDRADES FILHO, C., GÓES, A. M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, 614, 78–90, 2014.
- BRITO NEVES, B. B., SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31ST IGC, p.151- 182, 2000.
- BRITO NEVES, B. B. SILVA FILHO, A. F. Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 19, n. 2, p. 3-28, 2019.
- CHEREM, L. F. S.; FARIA, S. D. ZANCOPÉ, M. H. C.; SORDI, M. V.; NUNES, E. D.; ROSA, L. E. Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: **Hidrogeomorfologia: formas, processos, e registros sedimentares fluviais**. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020. 417 p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Carta Geológica Folha Aracaju-NE SC-24-X. Recife: Superintendência Regional - **SUREG-RE**, 2000. Escala 1:500.000. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>. Acesso em: 07/01/2019.
- TORRES, F. S. M.; PFALTZGRAFF, P. A. S. (Org.). **Geodiversidade do Estado de Pernambuco**. Recife: CPRM, 2014.
- CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, 31 (1/2), p.35-52, 2010.
- DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M.; VIDOTTI e J.H. GONÇALVES (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, 2003.



FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; SILVA, A. C. Compartimentação geomorfológica da Região Metropolitana do Recife (RMR) a partir da análise morfoestrutural. **Geo UERJ**, v. 29, p.201-219, 2016.

GILBERT, G. K. Geology of the Henry Mountains (Utah). Washington, DC. **US Geog and Geol.** Survey of the Rocky Mts. Region, US Govt. Printing Office, 160p. 1877.

GIRÃO, O; CORRÊA, A. C. B.; NÓBREGA, R. S.; DUARTE, C. C. O Papel do Clima nos Estudos de Prevenção e Diagnóstico de Riscos Geomorfológicos em Bacias Hidrográficas na Zona da Mata Sul de Pernambuco. In: GUERRA, A. J. T.; OLIVEIRA JORGE, M. C. (Org.), **Erosão e Movimentos de Massa: Recuperação de Áreas Degradadas e Prevenção de Acidentes**, 2013.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: **U.S. Geological Survey Professional Paper** 294-B, p. 45-97, 1957.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperature regions: **American Journal of Science**, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. In Melhorn. Ed. **Theories of landform Development**. Boston: Allen and Unwin. p. 87-102, 1965.

HACK, J. T. Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. **Notícia Geomorfológica**, v.12, n.24, p.3-37, 1972.

LAVARINI, C.; MAGALHAES JUNIOR, A. P.; OLIVEIRA, F. S.; CARVALHO, A. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v. 15, p. 95-119, 2016.

MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of borborema highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 1-28, 2020.

OLIVEIRA, G. P. Evolução Morfoestrutural e Morfotectônica Pós-Rifte de Divisores de Drenagem em Ambientes de Margem Passiva: o caso do Nordeste Oriental brasileiro. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado**, (Geografia), 163 p., 2019.

OLIVEIRA, G. P.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A. The influence of cenozoic magmatism on drainage rearrangement processes of the northeast sector of the Borborema Highlands, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, 2023.

PEIFER D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas Modernas para Extração de Métricas de Gradientes Fluviais a partir de MDEs: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZAÑON, A. M.; AZOR, A. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers e Geosciences**, v. 35, p. 1214–1223, 2009.

SILVA, W. F.; OLIVEIRA, G. P.; SILVA, C. S.; SANTOS, L. D. J.; TAVARES, B. A. C.; GIRÃO, O. Análise morfométrica das capturas de drenagem referentes as bacias dos rios Camaragibe e Aripibú – PE. Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, In: PINHEIRO, L. S.; GORAYEB, A. (Org.). **Geografia Física e as Mudanças Globais**. 1ed. Fortaleza: UFC, 2019. p. 1-12.

SILVA, W. F. Elevação Morfoestrutural e Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Sirinhaém a partir da reorganização fluvial: os índices morfométricos como mecanismo de análise. Universidade Federal de Pernambuco, Recife. **Tese de Doutorado** (Geografia), 171 p., 2022.

SARANGI, A.; BHATTACHARYA, A. K.; SINGH A.; SINGH A. K. Use of geographic information system (GIS) in assessing the erosion status of watersheds. **Indian J Soil Conserv**, v. 29, p. 190-195, 2001.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117–1142, 1952.