
REVISTA DE GEOGRAFIA



ANÁLISE DA SINUOSIDADE DO FRONT DA ESCARPA DEVONIANA (ESTADOS DO PARANÁ E SÃO PAULO)

FRONT SINUOSITY ANALYSIS OF THE DEVONIAN ESCARPMENT (STATES OF PARANÁ AND
SÃO PAULO)

Willian Bortolini

Programa de Pós-Graduação em Geografia – Universidade Federal do Paraná (UFPR)
Av. Cel. Francisco H. dos Santos, 100 – Jardim das Américas, Curitiba - PR
E-mail: willianbortolini@gmail.com

Claudinei Taborda da Silveira

Departamento de Geografia – Universidade Federal do Paraná (UFPR)
Av. Cel. Francisco H. dos Santos, 100 – Jardim das Américas, Curitiba - PR
E-mail: claudineits@ufpr.br

Resumo

A Escarpa Devoniana constitui o front da cuesta da passagem do Primeiro para o Segundo Planalto Paranaense. Com o objetivo de identificar possíveis elementos que condicionam o recuo erosivo do seu front, foi aplicado o Índice de Sinuosidade do Front da Montanha, por sua vez, teve o resultado analisado conjuntamente às informações geológicas do entorno. A partir disto, identificou-se como principal elemento as estruturas geológicas (principalmente as associadas ao Arco de Ponta Grossa), que mantém influência tanto nos trechos do front, onde há alguma atividade tectônica, quanto nos processos denudacionais que condicionaram os trechos onde o front é tectonicamente inativo.

Palavras-chave: geomorfologia, evolução do relevo, lineamentos geológicos

Abstract

The Devonian Escarpment constitutes the cuesta's front localized in the passage from the First to the Second Plateau of Paraná. Aiming at identification the possible elements that condition the erosional retreat of its front, the Mountain Front Sinuosity Index was applied. The results of this application was analyzed together with the geological information of the surroundings. From this, it was identified as the main element the geological structures (mainly those associated with the Ponta Grossa Arch), which maintain an influence both on the stretches of the front, where there is some tectonic activity, and on the denudational processes that conditioned the stretches where the front it is tectonically inactive.

Keywords: geomorphology, relief evolution, geological lineaments

1. Introdução

A Escarpa Devoniana, Escarpamento Estrutural Furnas (SOUZA; SOUZA, 2002) ou Escarpa do Purunã ou Serrinha (SILVEIRA; SILVEIRA, 2017) é uma proeminente feição geomorfológica que se estende por 260 km desde o leste do estado do Paraná até o sul do estado de São Paulo (SOUZA; SOUZA, 2002) e é sustentada pelos arenitos Furnas, que possuem idade devoniana (o que justifica a nomenclatura do escarpamento, já que a sua gênese é mais recente) (MELO et al., 2007). Caracterizado como um relevo de “cuesta”, esta feição marca o limite oriental da Bacia Sedimentar do Paraná (ALMEIDA, 1949) onde um processo de circundenudação pós-Cretáceo expôs as formações devonianas como os arenitos Furnas, que constituíram assim a escarpa em questão (AB’SABER, 1949).

A região onde a feição geomorfológica em questão se localiza é marcada pela presença das estruturas com direção NW-SE do Arco de Ponta Grossa, o que inclui, por exemplo, diques de diabásio (MINEROPAR, 2001). Melo et al. (2007)

afirma que estas estruturas são as responsáveis pela forma em crescente que a Formação Furnas possui (e que é responsável por dar a escarpa está mesma forma) e são também responsáveis pelo controle da rede de drenagem e da escarpa, resultando, por exemplo, na formação de cursos de drenagens consequentes e na formação de paisagens de canyons. Além do mais, o front da escarpa faz contato com diferentes unidades litológicas ígneas ou metamórficas (MINEROPAR, 2001).

Neste contexto, é importante compreender quais fatores geológicos/geomorfológicos possivelmente influenciaram a modelagem do front da Escarpa Devoniana e como esse processo pode ter se dado. Para isso, o Índice de Sinuosidade do Front de Montanha (Smf), desenvolvido por Bull e McFadden (1977 apud OLIVEIRA et al., 2018), é uma ferramenta útil pois indica de maneira quantitativa a relação entre a força dos processos tectônicos e a força dos processos denudacionais no front de uma escarpa (KELLER; PINTER, 1996 apud NASCIMENTO et al., 2013). Quanto mais próximo de 1 o resultado da aplicação do Smf mais ativo são os processos tectônicos no front, e quanto mais distante de 1, mais ativo são os processos denudacionais no front (SANTOS et al., 2019). Por sua vez, Oliveira et al. (2018) define que atividade tectônica alta no front da escarpa é indicada quando a aplicação de Smf resulta em valores entre 1 e 1,1, enquanto atividade tectônica moderada é indicada por valores de Smf entre 1,1 e 1,5 e a inexistência de atividade tectônica é indicada por valores de Smf superiores a 1,5. Trabalhos como Marques Neto e Perez Filho (2012), Nascimento et al. (2013), Silva (2013), Monteiro (2015), Andrades Filho e Rosseti (2015), Oliveira et al. (2018), Marques Neto et al. (2019) e Almeida et al. (2020) aplicaram este índice em estudos no território brasileiro.

Os valores resultantes da aplicação de Smf associado a sua análise conjuntamente com informações litológicas e estruturais permitiram a obtenção de sucesso no objetivo deste trabalho, que é compreender quais fatores possivelmente condicionaram a morfologia do front da Escarpa Devoniana.

2. Área de estudo

O recorte estudado abrange a Escarpa Devoniana e seu entorno, localizado na região centro-leste do estado do Paraná e na região sudeste do estado de São

Paulo (Figura 1). Em relação aos aspectos geológicos, a área se encontra no limite entre o Escudo Paranaense/Terreno Apiaí a leste (MINEROPAR, 2001; CPRM, 2006, respectivamente) e a Bacia Sedimentar do Paraná a oeste (MINEROPAR, 2001; CPRM, 2006). As rochas a leste são caracterizadas pelas idades avançadas e por serem de origem ígneas ou metamórficas, enquanto as rochas a oeste são caracterizadas por serem de origem sedimentar e de idade Paleozoica (MINEROPAR, 2001).

As estruturas geológicas que predominam são os diques de diabásio com direção NW-SE que estão associados ao Arqueamento de Ponta Grossa (MINEROPAR, 2001; RAPOSO, 1995) além de outras estruturas como falhas e fraturas com direção NE-SW que estão associados a sistemas de cavalgamento, dobramento e transcorrência (FIORI, 1992; STRUGALE et al., 2007) e estruturas rúpteis com direção N-S e E-W (FIRMINO; SOUZA FILHO, 2017).

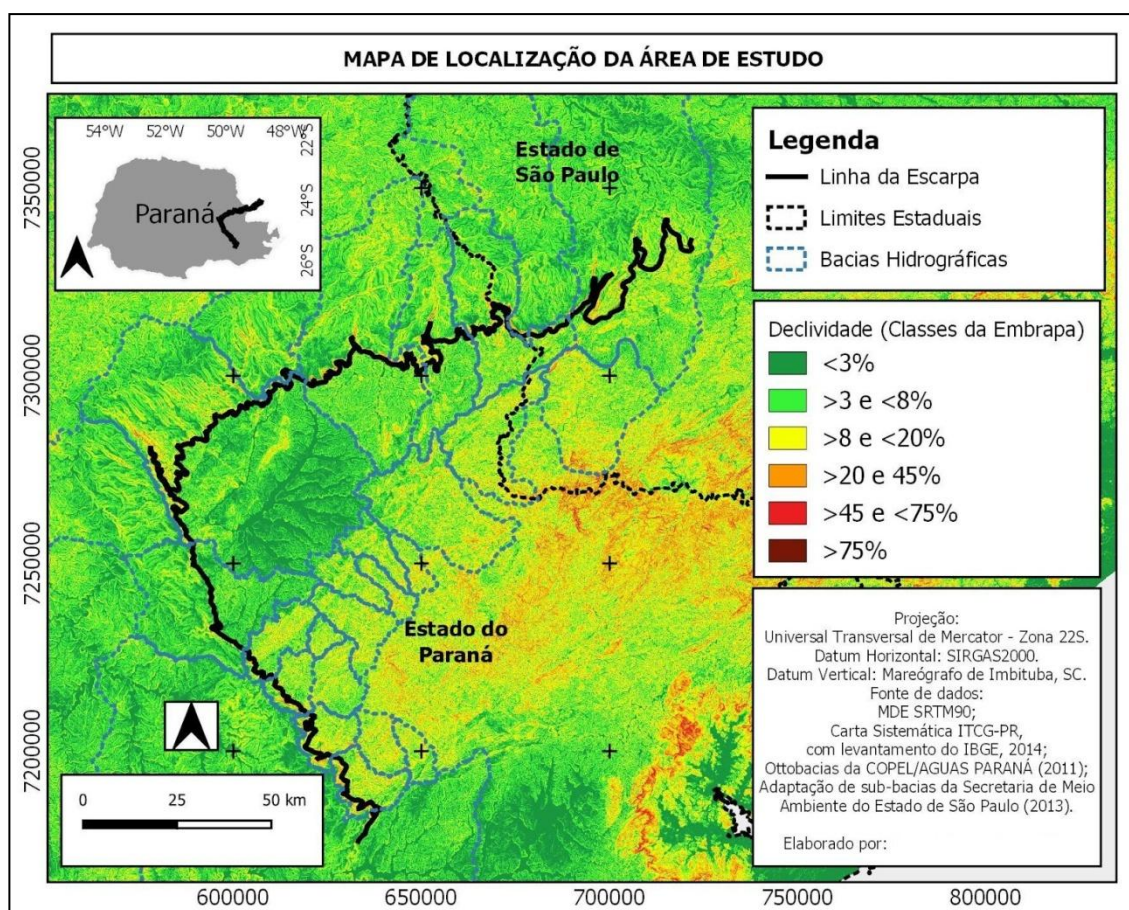


FIGURA 1: Mapa da área de estudo. Fonte: Os autores (2021).

O relevo local é marcado pelo limite entre o Primeiro Planalto Paranaense/Planalto Atlântico a leste e o Segundo Planalto/Depressão Periférica Paulista a oeste (OKA-FIORI et al., 2006; ROSS; MOROZ, 1997, respectivamente). Este limite neste recorte é marcado pela presença da Escarpa Devoniana, que é assim denominada devido ao fato dela ser sustentada pelo Arenito Furnas, de idade devoniana (MELO et al., 2007). Melo (2002) afirma que há a presença marcante do Cânion do Guartelá, que é controlado pelas estruturas associadas do Arco de Ponta Grossa, tendo direção NW-SE. Conforme Melo et al. (2007), além do Cânion do Guartelá, a Escarpa Devoniana é atravessada pelo Canyon da Igreja, que é também controlado por estruturas com direção NW-SE, e os cânions do rio Itararé, do rio Jaguaricatu, do rio Jaguariaíva e do rio Pitanguí onde há menos controle estrutural.

3. Método

A elaboração deste trabalho foi realizada em 5 etapas: a) Levantamento da base de dados; b) Mapeamento da linha do escarpamento; c) Mapeamento dos lineamentos estruturais; d) Cálculo do Índice de Sinuosidade de Front de Montanha; e e) Análise integrada dos resultados. Os procedimentos foram realizados no ambiente do software QGIS 3.10.12 (QGIS DEVELOPMENT TEAM, 2019).

a) Levantamento da base de dados: foram levantados os dados de elevação do Modelo Digital de Elevação (MDE) do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de resolução espacial de 90 metros. Além destes dados de elevação, foi o Modelo Digital de Terreno (MDT) Topogrid, gerado a partir da base planialtimétrica 1:50.000 das cartas topográficas IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e do DSG (Departamento de Serviço Geológico), a partir do interpolador ANUDEM (HUTCHINSON, 1989) e o do método de complexidade do relevo (HENGL, 2006), resultando em um modelo com resolução espacial de 20 metros referente apenas a área inserida no território do estado do Paraná. Quanto as informações geológicas, foram levantados o mapeamento geológico sistemático da Mineropar (2001) para o estado do Paraná e o mapeamento geológico sistemático da CPRM (2006) para o estado de São Paulo, contendo ambos as unidades litológicas e as estruturas geológicas presentes na área de estudo.

b) *Mapeamento da linha do escarpamento*: para esta etapa, foi utilizado como base o limite leste (no sopé da escarpa) mapeado por Silveira et al. (inédito) no mapeamento geomorfológico do Paraná 1:100.000 para delimitar a linha do escarpamento no estado do Paraná. Em São Paulo, foi considerado como linha do escarpamento o sopé onde há o contato com o Arenito Furnas. É importante ressaltar que há trechos onde o contato dos arenitos Furnas com as rochas ígneas e metamórficas não apresenta amplitude altimétrica suficiente para caracterizar morfométricamente uma escarpa. Porém, estes trechos foram generalizados e assim considerados como linha do escarpamento e utilizados no posterior cálculo do Smf para fins de análise da atividade tectônica e denudacional sobre as rochas da Formação Furnas.

c) *Mapeamento dos lineamentos estruturais*: para esta etapa, foram gerados a partir do MDE SRTM90 e MDT Topogrid relevos sombreados a partir de azimutes de 0°, 45°, 90° e 315° com exagero vertical de 3 vezes. Assim, através da interpretação visual foram delineados, seguindo a lógica do trabalho de Sanches (2018), os lineamentos estruturais negativos (baixos topográficos) e os lineamentos estruturais positivos (altos topográficos). Na sequência, foi calculado a densidade de lineamentos estruturais na linha de escarpamento, que se trata da relação entre número de lineamentos estruturais que cruzam a linha de escarpamento por quilômetro.

d) *Cálculo do Índice de Sinuosidade de Front de Montanha (Smf)*: para definir os segmentos da linha do escarpamento nos quais serão calculados o Smf foi utilizado critérios baseados em Wells et al. (1988 apud SANTOS et al., 2019), Ramírez-Herrera (1998) e Santos et al. (2019), onde o limite entre segmentos foram os locais onde há brusca mudança da orientação do front da escarpa litologia associada a mudança de litologia. Na sequência, foi calculado o índice para cada segmento conforme a seguinte equação: $Smf = Lmf/Ls$, onde Smf é o índice de sinuosidade do front de montanha, Lmf é o comprimento do front da montanha e Ls (SANTOS et al., 2019). Assim, a linha do escarpamento foi dividida em oito segmentos e o Smf foi calculado para todos estes segmentos.

e) *Análise integrada dos resultados*: os valores de Smf de cada segmento foram cruzados às informações geológicas e as informações disponibilizadas em trabalhos geomorfológicos pretéritos acerca da área de estudo. Este procedimento visou identificar quais os fatores poderiam potencialmente possuir influência sobre a morfologia do front da Escarpa Devoniana.

4. Resultados e discussões

O resultado do cálculo do Smf para cada um dos oito segmentos é apresentado na Figura 2:

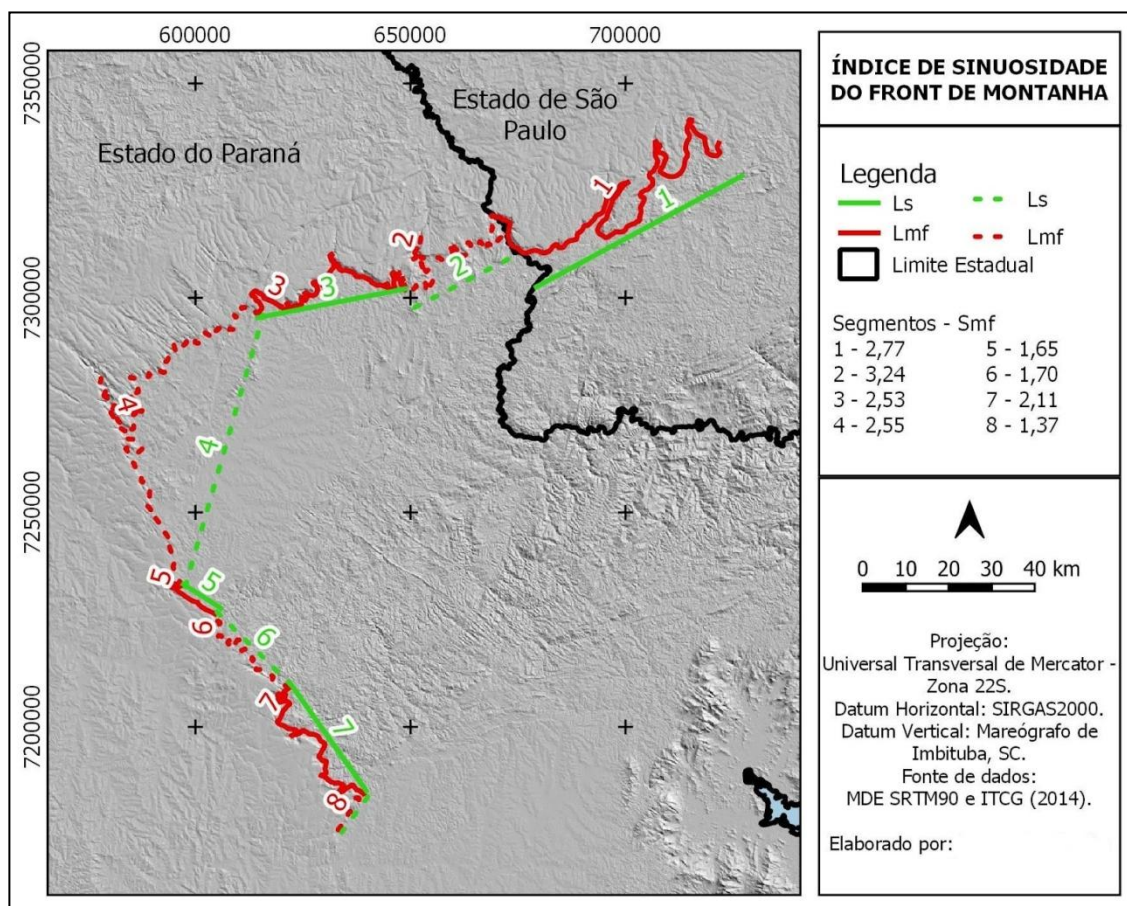


FIGURA 2: Segmentos de linha de escarpamento e valores de Smf. Fonte: Os autores (2021).

Ao se analisar os resultados, verificou-se que os quatro segmentos mais ao norte apresentam valores de Smf mais alto se comparado aos quatro segmentos mais ao sul. Seguindo as orientações de Oliveira et al. (2018), é possível afirmar

que apenas a linha do escarpamento do segmento 8 tem sua morfologia influenciada por atividade tectônica. Os segmentos 5 e 6 também apresentam valores de Smf próximos a indicarem alguma influência tectônica. Nas Figuras 3E e 3F é possível perceber que estes segmentos da linha do escarpamento apresentam orientação paralela aos lineamentos com direção NW-SE. Os lineamentos com esta direção estão associados ao Arco de Ponta Grossa, que é composto, conforme Raposo (1995) e Mineropar (2001), por estruturas como diques de diábasio e falhas. É importante ressaltar que em partes dos segmentos 5 e 6 o contato da Formação Furnas com as rochas do Escudo Paranaense não há a expressa presença do escarpamento, conforme já explicado na etapa b da metodologia.

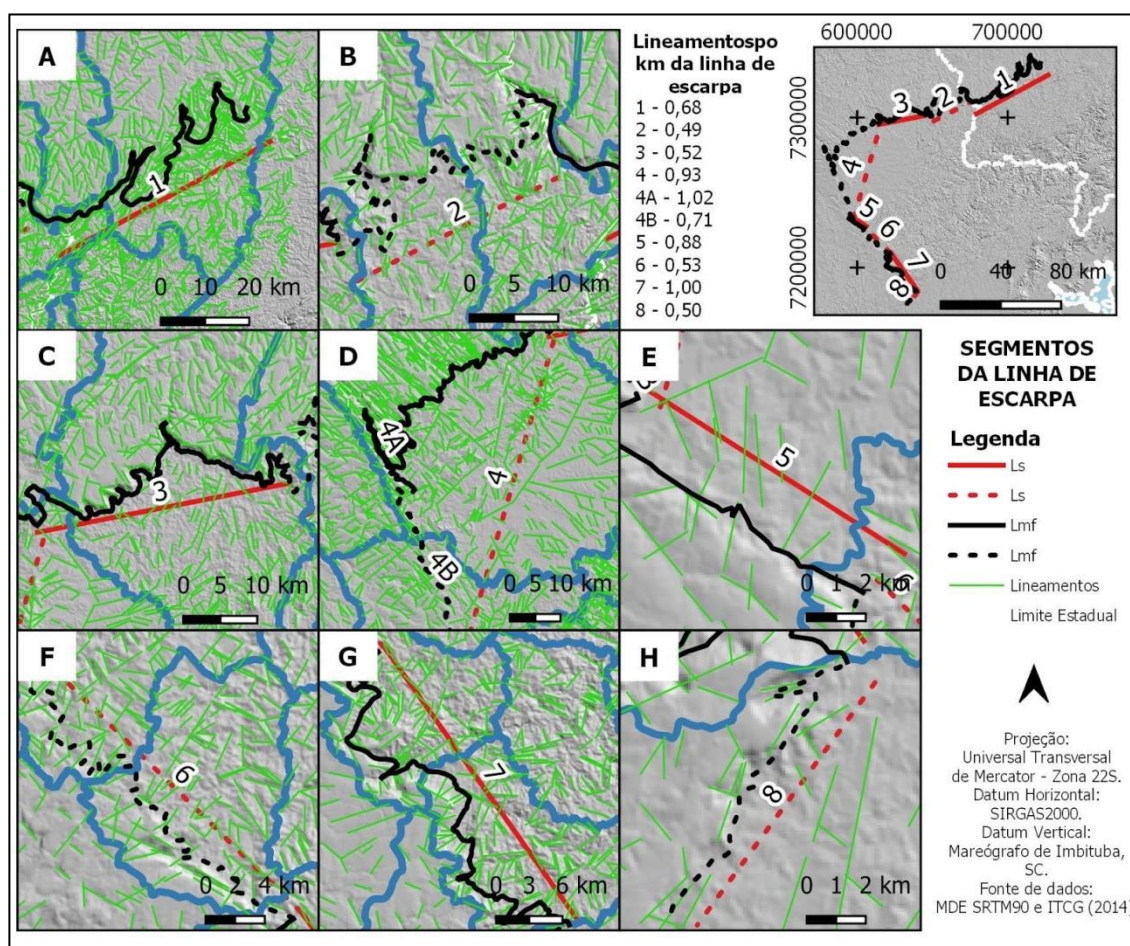


FIGURA 3: A: segmento 1; B: segmento 2; C: segmento 3; D: segmentos 4; E: segmento 5; F: segmento 6; G: segmento 7; H: segmento 8. Fonte: Os autores (2021).

Por sua vez, na Figura 3H o segmento 8 da linha do escarpamento apresenta orientação paralela aos lineamentos com direção NE-SW. Mais especificamente,

observando o trabalho de Fiori (1992), este front estaria condicionado a Falha do Cal, que está associada ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992). Deste modo, pode-se interpretar que o segmento 8 pode ser um front de escarpa que tem a mesma orientação que o limite local da Bacia Sedimentar do Paraná possuía antes do processo de circundenundação relatado por Ab'Saber (1949), sendo assim considerado como algo análogo a uma feição geomorfológica remanescente ao período deste processo.

Em relação aos demais segmentos (1, 2, 3, 4 e 7) eles apresentam valores de Smf que indicam completa inatividade tectônica. Os segmentos 1, 2 e 3 (Figuras 3A, 3B e 3C, respectivamente) apresentam orientação geral na direção NE-SW, entretanto com sinuosidade causada sobretudo pela presença de drenagens consequentes encaixadas em lineamentos com direção NW-SE (segmentos 2 e 3) e em lineamentos com direção NE-SW (segmentos 1, 2 e 3) e N-S (segmentos 1 e 3). Além do mais, há recuos de menor tamanho em áreas de cabeceiras de drenagens que possuem nascentes no front da escarpa. Ou seja, em resumo, estes segmentos são influenciados por lineamentos associados ao Arco de Ponta Grossa, mapeados por Mineropar (2001), por lineamentos associados a sistemas de cavalgamento, dobramento e transcorrência abordados por Fiori (1992) e Strugale et al., (2007), e por estruturas rúpteis comentadas por Firmino e Souza Filho (2017). Os trechos retilíneos nesses segmentos apresentam paralelismo com lineamentos com direção NW-SE, W-E e NE-SW.

Ainda nos segmentos 2 e 3, é visto que no limite entre ambos segmentos o front da escarpa é dado por rochas quartzíticas da Formação Itaiacoca, pertencente ao Grupo Açungui, conforme o mapeamento de Mineropar (2001) (Figura 4). Estes quartzitos, que aparentemente são mais resistentes que as rochas do entorno (à exceção do arenito Furnas) sustenta o front neste trecho, fazendo com que a sinuosidade da linha de escarpa aumente na área, o que consequentemente contribuiu com o aumento dos valores de Smf tanto para o segmento 2 quanto para o segmento 3.

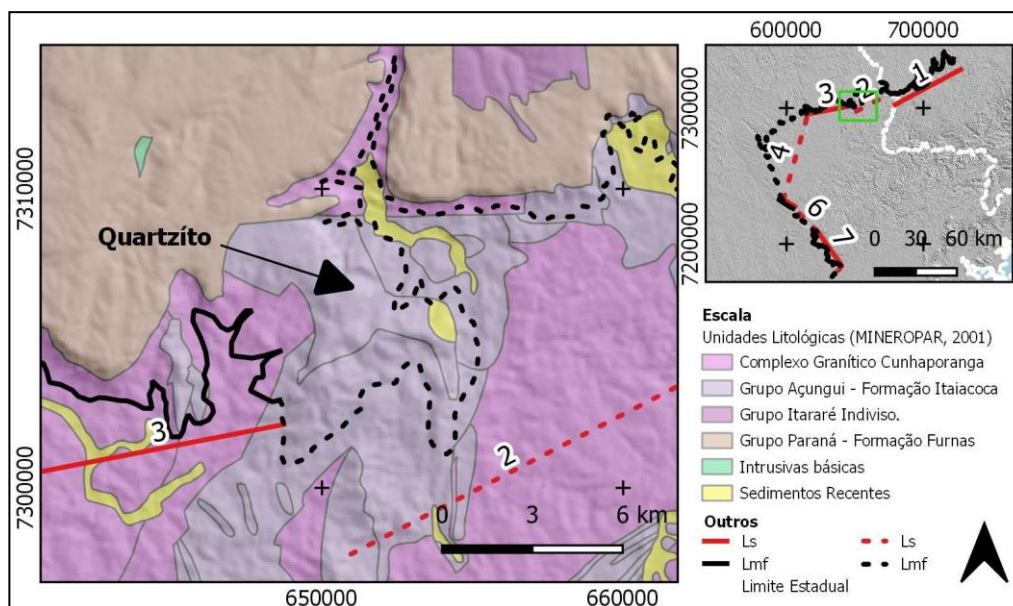


FIGURA 4: Localização do quartzito da Formação Itaiacoca no front da Escarpa Devoniana. Fonte: Os autores (2021).

Nos segmentos 7 (Figura 3G), ao sul, a sinuosidade do front da escarpa é dado pelo recuo erosivo proporcionado pela erosão remontante das cabeceiras de drenagens encaixadas em lineamentos com direção NW-SE, associados ao Arco de Ponta Grossa mapeado por Mineropar (2001), e em lineamentos com direção NE-SW, associados ao Sistema de Transcorrência da Lancinha descrito por Fiori (1992). Os poucos trechos retilíneos da linha do escarpamento neste segmentos são também paralelos a estes lineamentos supracitados.

Por fim, há o caso relativo ao segmento 4. Esta área, que coincide com o eixo central da região central do Arco de Ponta Grossa, identificado nos trabalhos de Viera (1973) e Ferreira (1982), que não apresenta linhas de escarpamento com influência de atividades tectônicas. Em sua grande maioria este segmento é influenciado por lineamento NW-SE, que como comentado anteriormente estão associados ao próprio feixe de estruturas do Arco de Ponta Grossa, como era de se esperar. Porém, o mais curioso quanto a este segmento é o fato dele, que possui maior densidade de lineamentos (ver Figura 3), se comparado aos demais segmentos, apresentar sinuosidade inferior aos segmentos 1 e 2 e sinuosidade semelhante ao segmento 3. Isto pode ser explicado por duas razões: a primeira relacionada ao fato do trecho sul do segmento possuir certo paralelismo com as estruturas de direção NW-SE, o que por sua vez reduz a sinuosidade da linha de escarpamento, e a segunda que o trecho norte é atravessado por denso enxame de

lineamentos que induziram um processo denudacional mais homogêneo na área, evitando a ocorrência do processo que possivelmente se passou nos demais segmentos citados neste parágrafo, onde lineamentos mais dispersos e distantes uns dos outros erodiram a linha de escarpa formando então festonamentos profundos e preservando os demais trechos da linha de esculpamento. Esta última razão pode ser evidenciada pelo fato do trecho norte do segmento 4 apresentar uma maior quantidade de lineamentos por quilômetro que o atravessam quando comparado aos segmentos 1, 2 e 3 (Figura 3).

Ainda analisando o segmento 4, o festonamento mais profundo é o qual o rio lapó está encaixado, formando ali o Cânion do Guartelá. Outros festonamentos, tanto no segmento 4 quanto nos segmentos 1, 2 e 3 também são caracterizados como paisagens de cânions, paisagens estas que tem existência já comentadas por Melo et al. (2007). É possível observar, coincidindo com as afirmações de Melo et al. (2007), que estes cânions são formados nas principais drenagens que rompem a escarpa e drenam rumo a oeste, ao interior do continente. Como este fenômeno do rompimento das escarpas por drenagens que drenam a oeste esta associado a processos de capturas de drenagens (ALMEIDA, 1949), podemos afirmar que possivelmente o processo de perda de área de drenagem por parte da bacia do Rio Ribeira para as sub-bacias do Paraná contribuiu com o aumento da sinuosidade nos segmentos da linha do esculpamento citados neste parágrafo.

Em referência a quantidade de lineamentos por quilômetros que atravessam a linha do esculpamento (Figura 3) e os valores de Smf (Figura 2), não é possível estabelecer um padrão direto de relação entre ambos. Isso por que a forma sinuosa da linha de esculpamento é dada não somente pela densidade de lineamentos que participam do processo de denudação, mas também pelo recuo erosivo que o lineamento é capaz de produzir na escarpa. Temos como um exemplo disso os segmentos 2 e 3 que apresentam algumas das menores presenças de lineamentos mas que por sua vez têm o maior e o quarto maior valor de Smf respectivamente. Mas o contrário também ocorre nos segmentos 6 e 8, onde temos algumas das menos presenças de lineamentos mas com baixos valores de Smf, pois os lineamentos ali presentes não formam grandes festonamentos na escarpa, diferentemente do que ocorre nos segmentos 2 e 3.

5. Considerações finais

Em síntese do cenário aqui trazido, é possível afirmar que os lineamentos estruturais, sobretudo os associados ao Arco de Ponta Grossa, representam o elemento mais importante na ação erosiva dos festonamentos da linha do escarpamento sustentado pelos arenitos da Formação Furnas. Isso se dá tanto em trechos onde a linha do escarpamento apresenta forma aproximadamente retilínea sendo influenciada por atividade tectônica (no caso, as próprias estruturas) quanto nos trechos sinuosos onde as estruturas participam como condicionante dos processos denudacionais que atuam na feição de sinuosidade da linha de escarpa.

A partir das reflexões realizadas neste trabalho, será possível em novos trabalhos o aprofundamento acerca da compreensão da evolução da escarpa em questão a partir do estudo de demais aspectos deste processo, como por exemplo, o entendimento da energia denudacional que os canais de drenagem têm sobre o recuo da escarpa (incluindo nisso o entendimento da influência dos diferentes níveis de base), o aprofundamento do entendimento do papel das estruturas geológicas nos processos denudacionais que erodem a escarpa e inclusive a mensuração destes processos denudacionais, relacionando isso aos demais elementos a serem discutidos.

Referências

AB'SABER, A. N. Regiões de circundesnudação pós-cretácea, no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. v. 1, p. 1-21, 1949.

ALMEIDA, F. F. M. Relevo de "cuestas" na Bacia Sedimentar do rio Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**. n.3, 1949. p. 21-33.

ALMEIDA, A. T. S.; FELIPE, L. B.; MASCARENHAS, A. L. S.; SILVA JÚNIOR, O. G. Caracterização morfométrica e neotectônica da bacia hidrográfica do rio Vermelho – sudeste do Pará. **Revista Geociências**. v. 39, n. 4, p. 977-995, 2020. DOI: [10.5016/geociencias.v39i04.15331](https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i04.15331)

ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETI, D. F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**. v. 42, n. 2, p. 113-130, 2015. DOI: [10.22456/1807-9806.78114](https://doi.org/10.22456/1807-9806.78114)

BULL, W. B.; MC FADDEN, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. *Rev. Bras. Geomorfol.* (Online), São Paulo, v.20, n.2, (Abr-Jun) p. 287-316, 2019 In: DOEHRING, D.O. (Ed.) **Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium**. State University of New York, Binghamton: p. 115–138.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo – Breve descrição das Unidades Litoestratigráficas aflorantes no Estado de São Paulo.** Relatório Técnico. 2006. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc>

FERREIRA, F. J. F. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. 1982. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 169 p. 1982. Disponível em: <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44131/tde-14082013-161535/pt-br.php>

FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. **Boletim IG-USP**, Sér.Cient. v. 3. p. 55-74, 1992.

FIRMINO, I. G.; SOUZA FILHO, E. E. Análise de Padrões e de Anomalias de Drenagem da Porção Média da Bacia do Rio Tibagi (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 18, n. 1, p. 37-49, 2017. DOI: [10.11606/issn.2316-8986.v23i0p55-74](https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v23i0p55-74)

FIRMINO, I. G.; SOUZA FILHO, E. E. Análise de Padrões e de Anomalias de Drenagem da Porção Média da Bacia do Rio Tibagi (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 18, n. 1, p. 37-49, 2017. DOI: [10.20502/rbg.v18i1.1144](https://doi.org/10.20502/rbg.v18i1.1144)

HENGL, T. Finding the right pixel size. **Computers & Geosciences**. 32, 1283-1298, 2006. DOI: [10.1016/j.cageo.2005.11.008](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.11.008)

HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, 106, p. 211-272, 1989. DOI: [10.1016/0022-1694\(89\)90073-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90073-5)

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, uplifts and Landscapes**. Prentice Hall. New Jersey, 338p. 1996.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Relevos tectônicos no meio tropical: questões sobre a fisiologia das paisagens nas terras altas do sudeste brasileiro. **Revista Geonorte**. Edição Especial, v.2, n.4, p. 646 – 658, 2012. Disponível em: <https://www.periodicos.ufam.edu.br/index.php/revista-geonorte/article/view/2115>

MARQUES NETO, R.; MOREIRA, J. A.; SILVA, F. P. Evolução de escarpamentos em margens rifte: uma discussão sobre soerguimento e desnudação na mantiqueira meridional a partir de mapas paleotopográficos e parâmetros geomorfométricos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 20, n. 4, p. 877- 890, 2019. DOI: [10.20502/rbg.v20i4.1577](https://doi.org/10.20502/rbg.v20i4.1577)

MELO, M. S. *Canyon* do Quartelá, PR - Profunda garganta fluvial com notáveis exposições de arenitos devonianos. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Queiroz, E. T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. L. C. (Edits.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002, v.01: 279-288. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/sitio094/sitio094>

MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; RAMOS, A. F.; PRIETO, C. C. Relevo e hidrografia dos Campos Gerais. IN: MELO, K. S.; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. Ponta Grossa: Editora UEPG, 2007. p. 49-58. Disponível em: <http://ri.uepg.br:8080/riuepg/handle/123456789/448>

MINEROPAR – Minerais do Paraná S/A. **Atlas geológico do estado do Paraná**. 116 p. Curitiba, 2001. Disponível em: <http://www.iat.pr.gov.br/Pagina/Atlas-Geologico-do-Estado-do-Parana>

MONTEIRO, K. A. **Análise geomorfológica da Escarpa Oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, Recife (PE). 222 p., 2015. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/18017>

NASCIMENTO, E. R.; SILVA, P. A. H.; SALAMUNI, E. Sinuosidade do front montanhoso da Serra do Ibitiraquire – Paraná. **Revista Ra'e Ga**. Curitiba. v. 29, p. 36-46, 2013. DOI: [10.5380/raega.v29i0.29458](https://doi.org/10.5380/raega.v29i0.29458)

OKA-FIORI, C.; SANTOS, L. J. C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; BRISKI, S. J.; FELIPE, R. S.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná**: escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000. MINEROPAR; Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 63 p., 2006. Disponível em: <http://www.iat.pr.gov.br/Pagina/Geomorfologia>

OLIVEIRA, V. F.; SILVA FILHO, W. F.; NOGUEIRA NETO, J. A.. Atividade Neotectônica na Borda Norte da Bacia do Araripe (Ceará-Brasil): Evidências a partir de índices morfométricos. **Geociências**. v. 37, n. 3, p. 523-541, 2018. Disponível em: <https://ppegeo.icg.usp.br/index.php/GEOSP/article/view/12864>

QGIS. **Desenvolvimento Team. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project.** <http://qgis.osgeo.org>. 2019

RAMÍREZ-HERRERA, M.T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. **Earth Surf. Proc. Land.**, v. 23, p. 317–332, 1998. DOI: [10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199804\)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V)

RAPOSO, M. I. B. Episódios intrusivos no Arco de Ponta Grossa, determinados através de estudos paleomagnéticos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 3-19, 1995. Disponível em: <https://www.ppegeo.icg.usp.br/index.php/rbg/article/view/11489>

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista Do Departamento De Geografia**.v. 10, p. 41-58. DOI: [10.7154/RDG.1996.0010.0004](https://doi.org/10.7154/RDG.1996.0010.0004)

SANCHES, E. **Análise morfotectônica e estrutural das bacias hidrográficas dos rios das Cinzas e Itararé, nordeste do Paraná e sudoeste de São Paulo**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 154 p. 2018. Disponível em: <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/58562>

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 20, n. 2, 2019. p. 287-316. DOI: [10.20502/rbg.v20i2.1564](https://doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564)

SILVA, K. S. **Influência litroestrutural na reorganização da drenagem e na retração erosiva de uma escarpa: um registro de capturas fluviais no ribeirão das Laranjeiras (JQUITIBA, IBIÚNA, SÃO LOURENÇO DA SERRA-SP)**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. São Paulo (SP). 156 p. 2013. Disponível em: <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/8/8135/tde-13022014-105058/pt-br.php>

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P. Índice de Posição Topográfica (IPT) para classificação geomorfométrica das formas de relevo no estado do Paraná – Brasil. **Revista Ra' e Ga**. v. 41, Temático de Geomorfologia, p. 98-130, 2017. DOI: [10.5380/raega.v41i0.51674](https://doi.org/10.5380/raega.v41i0.51674)

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P.; BORTOLINI, W.; ALMEIDA, V. P. **Método para a identificação de padrões de formas de relevo com uso da modelagem digital do terreno: emprego na ampliação da escala do mapeamento geomorfológico do Paraná – Brasil**. (inédito).

SOUZA, C.R.G.; SOUZA, A. P. 2000. O ecarpamento estrutural Furnas na região S-SE do Brasil. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet em 19/05/2000 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio080/sitio080.htm> [Atualmente <http://sigep.cprm.gov.br/sitio080/sitio080.htm>]

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 24, p. 203-227. 2007. DOI: [10.1016/j.jsames.2007.05.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.003)

VIEIRA, A. J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 26. Aracaju, 1973. **Anais...** Aracajú, SBG, v. 3, p. 259-277. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>

WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M.; DRAKE, P. G.; KARAS, P. A.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**, v. 1, p. 239–265, 1988. DOI: [10.1016/0169-555X\(88\)90016-5](https://doi.org/10.1016/0169-555X(88)90016-5)