



O *GRABEN* HOLOCÊNICO DO RIBEIRÃO COTOVELO (BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO) - NOROESTE DE MINAS GERAIS

Mário Teixeira Rodrigues Bragança¹

Luiz Fernando de Paula Barros²

Déborah de Oliveira³

RESUMO

Presumivelmente estável desde o Paleozoico Inferior, o Escudo Brasileiro experimentou elevação epirogenética episódica durante a maior parte do Fanerozoico bem como reativações tectonomagmáticas durante o Mesozoico e o Cenozoico. A abertura progressiva do Oceano Atlântico, a elevação da Cadeia Andina, a elevação do Escudo Brasileiro Central, a inclinação da parte norte do continente em direção à bacia do Amazonas/Orinoco e ao Mar do Caribe e a rotação da placa da Sul-Americana no sentido horário são processos internos de larga escala que controlam a geomorfodinâmica em escala continental. Nesse contexto, a dinâmica fluvial e os depósitos aluviais são fontes importantes na investigação do controle endógeno de eventos deposicionais e denudacionais de baixa magnitude em escala local. Neste trabalho, dados geomorfológicos, sedimentares, geocronológicos e hidrológicos foram avaliados para propor uma tectônica ativa, de baixa magnitude, contínua ao longo do Pleistoceno Superior e Holoceno, como responsável pela formação de um *graben* holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo (afluente do rio Paracatu e sub-afluente do rio São Francisco, no NW de MG). Este *graben* acomoda uma planície fluviolacustre bem definida, orientada de nordeste a sudoeste, delimitada por ombros alinhados, com até 30 m de altura, correspondendo a terraços do Pleistoceno Superior. O intemperismo profundo de rochas arenosas, sob clima tropical úmido, e os efeitos do novo nível de base representado pelo *graben* levaram ao fornecimento de uma enorme carga de sedimentos por parte de tributários, criando um leque aluvial e confinando o rio principal em um dos lados da planície (o mais alto), configurando uma bacia sedimentar assimétrica. Assim, embora as evidências apontem para subsidência contínua ao longo de falhas paralelas normais, o ribeirão Cotovelo encontra-se deslocado do eixo central da planície e apresenta diversas gerações de meandros abandonados. Evidências indiretas - tais como desvio de canal, curvas anômalas, terraços muito jovens, sedimentação assimétrica, meandros comprimidos, escarpas muito altas e retilíneas - permitiram propor velocidades para as falhas verticais ativas na área, para uma escala de tempo de vários milhares de anos. Com base em 13 idades obtidas por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) e na história fluvial recente, a taxa média de deslizamento do *graben* foi estimada em aproximadamente em 0,8 m/ky desde o Pleistoceno Superior. Assim, o *graben* do ribeirão Cotovelo é uma forte evidência de reativação tectônica recente em ambiente intraplaca e representa um marco de significância tectônica continental que fornece informações específicas sobre a dinâmica da paisagem na margem esquerda do Rio São Francisco, em Minas Gerais, no contexto da borda ocidental do Planalto Atlântico.

¹Professor de Geografia; Prefeitura Municipal de Betim, Betim/MG, mario.teixeira@alumni.usp.br ;

²Professor Adjunto do Departamento de Geografia; Professor do Programa de Pós-Graduação em Geografia; Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte/MG, luizbarros@ufmg.br;

³Professora Associada II em regime RDIDP no Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, com vinculação subsidiária junto ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, debolive@usp.br.

INTRODUÇÃO

Presumivelmente estável desde o Paleozoico Inferior, o Escudo Brasileiro experimentou elevação epirogenética episódica durante a maior parte do Fanerozoico bem como reativações tectonomagmáticas durante o Mesozoico e o Cenozoico (TROMPETTE et al., 1992). A abertura progressiva do Oceano Atlântico (LARSON; LADD, 1973; SIEDNER; MITCHEL, 1976), a elevação da Cadeia Andina (GIAMBIAGI et al., 2016), a elevação do Escudo Brasileiro Central (SAADI, 1991; VALADÃO, 2009), a inclinação da parte norte do continente em direção à bacia do Amazonas/Orinoco e ao Mar do Caribe (LATRUBESSE et al., 2010) e migração e a rotação da placa da Sul-Americana no sentido horário (HASUI, 1990) são processos internos de larga escala que controlam a geomorfodinâmica em escala continental no Escudo Brasileiro. Ross (2016) propõe a reativação tectônica do Escudo Brasileiro, entre o Eoceno e o Pleistoceno, baseada na movimentação vertical de blocos e em uma possível modificação dos níveis de base, o que teria levado à formação de terraços fluviais com 30 a 50 m de altura nas bacias interiores do Brasil. Nesse contexto, a dinâmica fluvial e os depósitos aluviais são fontes importantes na investigação do controle endógeno de eventos deposicionais e denudacionais de baixa magnitude em escala local e regional.

Na escala da bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo, no Noroeste de Minas Gerais, ocorrem diversas anomalias no sistema hidrogeomorfológico, incluindo uma flexão pronunciada do canal ($\approx 90^\circ$), bem como a existência de pelo menos dois níveis de terraços fluviais, a existência de uma bacia de sedimentação orientada NE-SW e o alinhamento geométrico de alguns canais situados em sub-bacias vizinhas. Pesquisas semelhantes foram conduzidas por Salgado et al (2021). Nesse contexto, este trabalho pretende investigar a influência de prováveis causas tectônicas sobre o controle da sedimentação e uma possível reorganização da drenagem.

ÁREA DE ESTUDO

Tributário farpado da margem esquerda do Rio Paracatu, o Ribeirão Cotovelo nasce na vertente norte-oriental da Serra do Boqueirão, próximo ao limite entre os



municípios de Brasilândia de Minas e Bonfinópolis de Minas, no Estado de Minas Gerais; o canal do Cotovelo possui cerca de 80 km de extensão e sua bacia hidrográfica 788,1 km², totalmente inserida em Brasilândia de Minas. O Cotovelo e seus tributários drenam rochas das Formações Três Marias, Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré, todas pertencentes ao Grupo Bambuí (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A primeira, constituída de arenitos arcoseanos ferruginosos, sustenta os interflúvios e as altas vertentes da bacia; as formações subsequentes, carbonatadas, constituem o piso e as baixas vertentes da bacia. No topo dos compartimentos mais elevados, coberturas arenosas inconsolidadas da Formação Chapadão (CAMPOS; DARDENNE, 1997a) marcam a monotonia da paisagem. O alto vale e sua margem direita ajustam-se aos contrafortes Leste-Sudeste da Serra do Boqueirão; o médio vale entrincheira-se nas fraturas da zona de cisalhamento NNW-SSE (SCHOBENHAUS et al., 1985); as nascentes e canais de menor ordem da margem esquerda, drenam a escarpa reafeiçoada ocidental da Serra dos Três Irmãos (BRAGANÇA et al., 2022). O baixo vale, por sua vez, passa ao traçado meandrante, encaixando-se em uma planície fluviolacustre (BRAGANÇA, 2022). Inserido no domínio do clima tropical típico do Planalto Central (NIMER, 1972), esse canal experimenta uma importante oscilação anual da vazão, entre as estações seca e chuvosa, o que também interfere na cobertura vegetal do Bioma Cerrado, fazendo variar a cobertura do solo e a exportação de sedimentos.

MATERIAIS E MÉTODOS

Modelos digitais de terreno Alos-Palsar foram processados no Qgis, para obtenção da hipsometria, declividade e relevo sombreado; esses modelos foram utilizados na avaliação e na delimitação de unidades de relevo, principalmente, no traçado das escarpas que delimitam a planície fluviolacustre do baixo vale do Ribeirão Cotovelo. Paralelamente, bases cartográficas digitais da hidrografia (DSG/Ministério de Exército) na escala 1:100.000 foram ordenadas pelo método Strahler (1957), com vistas à compreender o papel das diferentes ordens de drenagem na configuração do relevo local. A cartografia geológica (COMIG; CPRM, 2003) e as imagens da Plataforma Google Earth™ possibilitaram a caracterização das feições sedimentares do baixo vale (terraços, escarpas e planície), por meio da associação de aspectos do substrato, declividade, altimetria, textura e rugosidade do terreno (BRAGANÇA et al., 2023). A



partir daí, foi possível delimitar com segurança a planície fluviolacustre do baixo Ribeirão Cotovelo, bem como dois níveis de terraços; esse mapeamento foi realizado na escala 1:10.000.

Trabalhos de campo possibilitaram o reconhecimento e a descrição dos níveis de terraços, caracterizados com base em critérios macroscópicos de afloramento ou não do substrato, altura, granulometria da fração areia, presença de seixos e sua litologia, coloração, presença de camadas e teores de matéria orgânica não decomposta.

Treze amostras de sedimentos aluviais foram coletadas nos terraços do interior e da borda da planície fluviolacustre e datadas por Luminescência Ópticamente Estimulada (RHODES, 2011), para caracterizar a idade dessas feições e determinar a possível subsidência daquele compartimento. As amostras foram coletadas no interior da planície fluviolacustre e nos terraços que a delimitam.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Aspectos geomorfológicos

A planície fluviolacustre do baixo Ribeirão Cotovelo possui forma retangular, alongada e orientada na direção NE-SW. Em seu interior, a sedimentação ocorre de modo anômalo, em ambiente apenas discretamente inclinado em direção à foz do canal (inclinação = 0,17%), na direção e sentido NE-SW, com 21,6 km de comprimento e 1,95 km de largura média (relação comprimento/largura = 11,08); trata-se de uma calha deprimida, delimitada por bordas escarpadas em ambas as margens, portanto, confinada.

Essas escarpas são bordas de terraços, alinhados na direção NE-SW, conforme direção estrutural do evento tectônico Meso-Cenozoico (CAMPOS; DARDENNE, 1997b). A planície apresenta topografia rebaixada até 25 m em relação aos terrenos adjacentes; sua forma é excepcionalmente plana e regular; em seu interior o canal descreve percurso meandrante, com evidente tendência à migração em direção à margem esquerda até certo ponto, quando passa a correr junto à margem oposta. Lagos de meandros abandonados evidenciam na paisagem essa migração do canal.

Além disso, o interflúvio da margem esquerda do Ribeirão Cotovelo apresenta-se baixo, difuso, distribuído sobre um amplo patamar, cerca de 30 m acima do nível atual da planície fluviolacustre e sustentado por material arenoso, com presença de



seixos. Na direção da inflexão do Ribeirão Cotovelo de NNW-SSE para NE-SW, a hipsometria mostra marcas de um paleocanal orientado na direção NNW-SSE, na forma de uma calha com bordas difusas, altura de até 10 m, preenchida por sedimentos aluviais, presença abundante de seixos e alinhada em relação ao canal do Córrego das Pedras, na sub-bacia adjacente; esse canal é paralelo ao Cotovelo e contribui diretamente para o Rio Paracatu. Lagoas e feições de hidromorfismo existentes sobre o interflúvio meridional da bacia, alinhados na direção NNW-SSE, também reforçaram a hipótese de rearranjo de drenagem; evidências semelhantes foram investigadas na Amazônia Setentrional para testar uma hipótese análoga (SALGADO et al., 2021). Esse quadro sugere um rearranjo recente da bacia, ou seja, o atual Córrego das Pedras estaria instalado em um paleovale do Ribeirão Cotovelo e teria sido decapitado.

Geocronologia dos níveis de sedimentação aluvial

Há, na sub-bacia do Ribeirão Cotovelo e adjacências, três níveis de sedimentação aluvial. O nível atual, correspondente à planície de sedimentação ativa; um segundo nível, Holocênico, eleva-se até 4 m acima do precedente. Por fim, o terceiro nível, Pleistocênico, eleva-se de 25 a 30 m acima da planície fluviolacustre.

O nível de terraço Holocênico (T1) situado no interior da planície fluviolacustre foi descrito a partir de quatro amostras de sedimentos, cujas idades por LOE variaram entre 1.100 (± 175) anos e 3.880 (± 180) anos.

Para o nível de terraço Pleistocênico (T2), dois conjuntos de idades foram obtidos; amostras coletadas nos terraços da borda da planície fluviolacustre, resultaram em idades entre 12.180 (± 985) anos e 28.550 (± 4.880) anos. Já as amostras coletadas nos terraços de jusante, próximo à desembocadura, resultaram em idades entre 67.520 (± 6.320) anos e 76.650 (± 7.350) anos.

O terceiro nível topográfico avaliado correlaciona-se também ao terraço Pleistocênico (T2), porém, apresenta-se distinto do ponto de vista geomorfológico. Trata-se do interflúvio meridional da bacia. Duas amostras superficiais (0,65 m) coletadas nesse ambiente resultaram nas idades de 3.300 (± 350) anos e 4.180 (± 435) anos. A terceira amostra coletada em uma trincheira com 1,1 m de profundidade, dentro de um raio de 100 m no entorno das amostragens anteriores, resultou na idade de 13.065 (± 1.295) anos.

Anomalia de drenagem no interior da planície fluviolacustre

Na planície fluviolacustre, o Ribeirão Cotovelo corre a maior junto aos terraços Pleistocênicos de sua margem esquerda (SE) por **cerca de 40 km**; algumas vezes, o canal diseca terrenos topograficamente mais elevados do que outros setores da planície. Próximo à foz, no entanto, em seus últimos 8 km, o canal faz uma curva de 90° e se encosta nos terraços da margem direita (NW).

Numerosas marcas de paleocanais são perceptíveis nas imagens de satélite e em campo, na forma de lagos de meandros abandonados; alguns meandros possuem curvatura bastante acentuada e seus pescoços estão próximos de serem rompidos, o que brevemente levará ao abandono de outros trechos de canal e à formação de novos lagos.

O posicionamento anômalo do canal do Ribeirão Cotovelo junto às margens se traduz em uma forte assimetria do baixo vale, segmentado em dois trechos. No trecho de montante, mais extenso, o canal situa-se próximo à margem esquerda e a planície de sedimentação está virtualmente ausente nesta margem. Isso explica ainda a pequena extensão de seus contribuintes deste setor; o córrego Grota do Cemitério e o córrego (sem nome) de primeira ordem que drena a Reserva Legal da Fazenda da V&M, possuem, ambos, menos de 2 km de comprimento. Esses dois canais nascem sobre o baixo divisor meridional da bacia. Os tributários da margem direita (Vereda da Passagem, Córregos Morcego, Riachinho e Trombas), por sua vez, são consideravelmente mais extensos. Na porção distal da planície, próximo da foz, o Cotovelo muda bruscamente de direção, passando a correr junto à margem direita, onde recebe o canal da Vereda da Passagem. Esse canal atravessa os terraços da margem direita na direção NW-SE; ao cruzar a escarpa, passa a correr na direção NE-SW, paralelo ao Canal do Cotovelo, até este alcançar a margem direita e eles se encontrarem.

Os tributários da margem direita do baixo vale do Ribeirão Cotovelo são cursos de alta energia, que dissecam a escarpa E-SE da Serra do Boqueirão e seccionam o patamar alúvio-coluvionar situado no piemonte, cuja altura varia de 30 a 50 m em relação à desembocadura dos canais. Leques aluviais formaram-se na planície fluviolacustre e, em razão do paralelismo dos canais, interdigitaram-se, formando uma cunha de sedimentos que afasta o canal do Ribeirão Cotovelo para junto da margem esquerda; próximo da margem esquerda, o canal situa-se cerca de 4 a 8 metros acima de



alguns setores da planície de inundação. Um processo semelhante mostrando o controle da sedimentação de tributários sobre a dinâmica do canal principal foi descrito na foz do Rio do Peixe, tributário do Rio Paraná no Estado de São Paulo (FULFARO *et al.*, 2015).

Modelo de evolução geral

Os terraços do Cotovelo foram datados em 28,5 ka ou menos e seu interflúvio meridional em 13 ka ou menos; esses terraços mais antigos estão situados cerca de 30 m acima do nível atual da drenagem. Por outro lado, a idade de 3.880 (\pm 180) ka foi obtida na base do terraço a montante do local do desvio e outras idades progressivamente mais jovens foram obtidas na base dos afloramentos, no interior planície fluviolacustre, em direção a jusante. Essas idades reforçam a idade Holocênica para esse desvio do canal. Portanto, o curto intervalo temporal durante o qual parece ter se processado o desvio do canal, assim como o arranjo morfológico do paleocanal previamente descrito, sugerem fortemente a subsidência do baixo vale do Ribeirão Cotovelo, na forma de um *graben*, como causa mais provável para a mudança do traçado da drenagem. Essa hipótese encontra respaldo nos dados geocronológicos, topográficos, hidrológicos e geomorfológicos, os quais permitiram estabelecer, concretamente, uma cronologia para o início da instalação do *graben* e o conseqüente rebaixamento do nível de base provocado pela subsidência do bloco.

Pelas evidências, no final do Pleistoceno, por volta de 30 ka, o nível de base regional era mais elevado e o Ribeirão Cotovelo corria em direção a SSE, rumo ao canal do atual Córrego das Pedras. A estruturação de um *graben*, a oeste do paleocanal, levou à captura da drenagem, primeiro em subsuperfície, facilitada pela natureza porosa do substrato aluvial; posteriormente, ocorreu desvio do canal em superfície, facilitado pelas linhas de fraqueza Cenozoicas e, provavelmente, “atraído” pelo bloco subsidente.

Estimou-se em 30 m a incisão da drenagem da margem esquerda da bacia do Rio São Francisco, em Minas Gerais, ocorrida durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno (BRAGANÇA *et al.*, 2022). Esse rebaixamento é perceptível, também, junto à foz do Ribeirão Cotovelo e a pergunta que se coloca é: se o Ribeirão Cotovelo corre em sua planície fluviolacustre, nas cotas entre 500 a 510 m, porque, há apenas cerca de 8 km da foz, o canal começa a dissecar o leito e alcança o Rio Paracatu na cota dos 480 m de



altitude? Ou seja, porque o canal disseca aproximadamente 20 m de sedimentos em menos de 8 km de percurso, mesmo considerando que a planície fluvial está sobre um *graben*?

A tectônica local e regional de blocos pode ser muito mais complexa do que é mostrado apenas pelo entorno do *graben* do baixo Ribeirão Cotovelo e os limites destes blocos ainda são pouco precisos; deve-se considerar, por exemplo, que este último trecho do canal poderia estar instalado sobre outro bloco, que não aquele que sustenta o baixo vale. Muito recentemente o Cotovelo abandonou uma desembocadura, deixando para trás um trecho de canal, e migrou ainda mais para WNW. Assim, embora baseada em dados preliminares, a estimativa de rebaixamento do nível de base mostra-se bastante coerente e colabora para o reconhecimento do *graben*, sendo possível propor duas interpretações para a relação que se estabelece. Primeiro, pode-se considerar que o rebaixamento do nível de base regional é mais antigo do que a subsidência do *graben* holocênico. Segundo, o rebaixamento do nível de base regional se processa mais rapidamente do que a subsidência do *graben* holocênico. Ambas interpretações sustentam a hipótese da existência de um *graben* holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dados geomorfológicos, sedimentares, geocronológicos e hidrológicos sustentam a proposição de uma tectônica ativa, de baixa magnitude, contínua ao longo do Pleistoceno Superior e Holoceno, como responsável pela formação de um *graben* holocênico no baixo vale do Ribeirão Cotovelo. Este *graben* acomoda uma planície fluviolacustre bem definida, orientada de nordeste a sudoeste, delimitada por escarpas alinhadas, com até 30 m de altura, correspondendo a terraços do Pleistoceno Superior.

O *graben* constitui evidência de reativação tectônica recente em ambiente intraplaca da Plataforma Brasileira e representa um marco de significância tectônica continental que fornece informações específicas sobre a dinâmica da paisagem na margem esquerda do Rio São Francisco, em Minas Gerais, no contexto da borda ocidental do Planalto Atlântico.

Palavras-chave: Planície fluviolacustre, *graben*, morfotectônica.



AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo auxílio financeiro e financiamento dos projetos de pesquisa APQ-00770-24 e APQ-00511-21.

REFERÊNCIAS

BRAGANÇA, M.T.R. **Morfoestrutura e morfotectônica no Noroeste de Minas Gerais: o *graben* holocênico do Ribeirão Cotovelo e seu enquadramento na hidrogeomorfologia regional**. Tese, 251f. (Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

BRAGANÇA, M.T.R.; BARROS, L.F.P.; OLIVEIRA, D. Mapeamento de unidades de relevo da bacia do Ribeirão Cotovelo: uma contribuição ao estudo da geomorfologia da borda ocidental do Planalto Atlântico. In: XIV Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2023, Corumbá. **Anais do 14º Sinageo**, 2023. p. 1-10.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269–82, 1997a.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283–294, 1997b.

CPRM;COMIG. **Mapa geológico: Folhas João Pinheiro e São Romão**. Belo Horizonte: CPRM; COMIG, 2003a; 2003b. Escala 1:250,000.

GIAMBIAGI, L.; MESCUA, J.; BECHIS, F.; HOKE, G.; SURIANO, J.; SPAGNOTTO, S.; MOREIRAS, S.M.; LOSSADA, A.; MAZZITELLI, M.; DAPOZA, R.T.; FOLGUERA, A.; MARDONEZ, D.; PAGANO, D.S. Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes (32–36°S). In: FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; SAGRIPANTI, L.; GHIGLIONE, M.C.; ORTS, D.L.; GIAMBIAGI, L. (Eds.). **Growth of the Southern Andes**, Springer Earth System Sciences, p. 63-98, 2016. DOI 10.1007/978-3-319-23060-3_4

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. I Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozoica Continental no Sudeste Brasileiro. 1., 1990. Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais. 1990. p. 1–31.

LARSON, R.L.; LADD, J.W. Evidence of the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. **Nature**, v. 243, p. 209-212, 1973.



15º SIMPÓSIO NACIONAL DE

GEOMORFOLOGIA

LATRUBESSE, E.M.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S.A.F.; RIGSBY, C.A.; ABSY, M.L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. **Earth-Science Reviews**, v. 99, p. 99–124, 2010. Doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.005

NIMER, E. Climatologia da Região Sudeste do Brasil: Introdução à climatologia dinâmica; subsídios à geografia regional do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 34, n. 1. p. 3-48 jan./mar. 1972

RHODES, E.J. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 39, p. 461-488, 2011. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133425>

ROSS, J.L.S. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 61, n. 1, p. 21-58, 2016.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese (Professor Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1991. 285p.

SALGADO, A.A.R.; MARENT, B.R.; NASCIMENTO, F.A.; GOMES, A.A.T.; TAVARES JR, S.S. Rearranjos de drenagem na porção setentrional da bacia Amazônica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, 2021.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984. 501 p.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. 2.ed. Ministério de Minas e Energia. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1985. Scale 1:2.500.000.

SIEDNER, G.; MITCHELL, J.G. Episodic Mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: A K—Ar Isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 30, n. 2, p. 292–302, 1976. Doi:10.1016/0012-821x(76)90256-9

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions of the American Geophysical Union**, v. 8, n. 6, p. 913-920, 1957.

TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; SILVA, M.E.; KARMANN, I. O Cráton Brasileiro do São Francisco: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 4, p. 481-486, 1992.

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.