

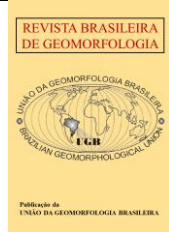


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 25, nº 1 (2024)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v25i1.2392>



Artigo de Pesquisa

Aspectos morfoestruturais do carste em arenitos no NE

brasileiro: Exemplo da Serra da Capivara – PI

Morphostructural aspects of the sandstone karst in Northeastern Brazil: Example from Serra da Capivara – PI

Mickaelle Braga da Silva¹, Rubson Pinheiro Maia²

¹ Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Fortaleza, Brasil.

E-mail: mickaellebragas@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0009-0001-4242-2135>

² Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Fortaleza, Brasil.

E-mail: rubsonpinheiro@yahoo.com.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1688-5187>

Recebido: 25/04/2023; Aceito: 10/08/2023; Publicado: 30/01/2024

Resumo: O presente trabalho analisa os aspectos morfoestruturais e sua influência no desenvolvimento do relevo cárstico da Serra da Capivara (Piauí, NE do Brasil). Para tanto, foram utilizados dados estruturais provenientes de extração de lineamentos, geometria das camadas estratigráficas, grau de carstificação da camada e análise da morfologia cárstica. Os dados de lineamentos estruturais da área evidenciaram uma tendência de orientação principal NE-SW, mesma direção do Lineamento Transbrasiliano. A reativação das estruturas frágeis pode estar relacionada à orientação, ao recuo das vertentes, à direção e ao encaixe dos vales principais. A partir da análise do arranjo de fraturas (NW-SE) e dos planos de acamamento, sugere-se que a conectividade dessas estruturas resultou na formação de condutos, os quais evoluíram para galerias subterrâneas. Assim, a expansão do sistema cárstico levou a formação dos vales, os quais estão situados em zonas mais deformadas, como charneiras de dobras. Esses vales atualmente compõem a fase mais avançada da carstificação, tendo o desenvolvimento da rede de tributários como o estágio mais recente. As direções estruturais mostram uma tendência NE-SW, representada pelos vales mais largos, e subordinada a esta, NW-SE, onde se situam as cabeceiras dos canais de ordem inferior.

Palavras-chave: Análise morfoestrutural; Relevo cárstico; Evolução geomorfológica; Serra da Capivara

Abstract: This work analyses morphostructural aspects and their influence on the development of the karst relief of Serra da Capivara (State of Piauí, northeastern Brazil). For this purpose, structural data derived from lineament extraction, sedimentary bed geometry, karstification degree of the layer, and analysis of the karst morphology were performed. Structural lineament data showed a NE-SW orientation trend, coinciding with the orientation of the Transbrasiliano Lineament. The reactivation of the brittle structures can be related to the orientation, scarp retreat, direction, and incision of the main valleys. From the analysis of the fracture array (NE-SW) and bedding planes, we suggest that the fracture connectivity of these structures resulted in conduit formation, which evolved to form subterranean galleries. Thus, the expansion of the karst system led to the formation of valleys, which are situated in higher deformed zones, such as fold hinges. These valleys currently constitute the most advanced stage of karstification, with the development of the tributary drainages as the most recent stage. The structural

directions show a NE-SW trend, represented by larger valleys, and subordinated to this, an NW-SE trend, where headwaters of low-order channels are located.

Keywords: Morphostructural analysis; Karst relief; Geomorphological evolution; Serra da Capivara

1. Introdução

Os processos de carstificação extrapolam a condição de ocorrência em rochas carbonáticas, sendo possível identificar feições típicas deste sistema em terrenos constituídos em rochas siliciclásticas, como é o caso do arenito (HARDT, RODER e PINTO, 2010; YOUNG, 2010). Isso proporcionou uma ampliação das possibilidades de interpretação de paisagens geomorfológicas em diferentes contextos geológicos, reforçando ainda mais o carste como um importante componente de explicação das paisagens.

No Brasil, trabalhos sobre relevos cársticos instigaram importantes descobertas, como os abismos da Serra do Caraça (quartzito, MG), com quase 500 m de desnível e mais de 3.000 m de desenvolvimento e, o Abismo Guy-Collet (Serra da Aracá, AM), o mais profundo do mundo no quartzito, com 670 m de desnível (EPIS, 2007; HARDT, RODET e PINTO, 2010). No entorno de Ouro Preto, MG, cavidades de menor porte foram estudadas na Serra do Itacolomi (WIEGAND *et al.*, 2004). Ainda no cenário científico brasileiro, são destacados os trabalhos de Wernick, Pastore e Pires Neto (1973); Troppmair e Tavares (1984); Martins (1985); Karmann (1986); Veríssimo e Spoladore (1994); Corrêa Neto e Batista Filho (1997); Corrêa Neto (2000); Monteiro e Ribeiro (2001); Hardt (2003); Auler (2004); Silva (2004); Spoladore (2006); Willems *et al.* (2004, 2008); Uagoda, Avelar e Coelho Netto (2006); Hardt e Pinto (2008); Hardt (2009); Morais (2009); Rodet *et al.* (2009) e Hardt *et al.* (2009).

No tocante a trabalhos que evidenciaram e analisaram paisagens cársticas em arenito no contexto brasileiro e nordestino, são destaque as pesquisas nos seguintes locais: Chapada dos Guimarães e Parecis (MT) (HARDT, 2011); Vila Velha (PR) (SALLUM FILHO e KARMANN, 2007; PONTES *et al.* 2020); Palmas, Dianópolis e Palmeirópolis (TO) (MORAIS, 2009; MORAIS e SOUZA, 2009); Catimbau (PE) (FERREIRA *et al.*, 2017); Chapada Diamantina (BA) (PEREIRA, 1998); Serra das Confusões, Serra da Capivara e Sete Cidades (PI) (BARBOSA e FURRIER, 2012; CHARBER e COURBON, 1997; SANTOS, 2001; DELLA FAVERA, 2002; MUTZENBERG *et al.*, 2015).

Com a finalidade de contribuir com o entendimento da formação do sistema cárstico em arenito no contexto do Nordeste brasileiro, a presente pesquisa propõe apresentar uma análise morfoestrutural quanto ao desenvolvimento do relevo cárstico da Serra da Capivara (Piauí, Brasil). Nesta perspectiva, a pesquisa objetiva compreender o contexto estrutural na qual se deu a origem e evolução do relevo alisado e a influência litoestrutural e tectônica na área. Para tanto, foram utilizados dados morfoestruturais e suas repercussões nos encaixes da rede de drenagem e configuração do relevo atual foram analisadas.

2. Localização e caracterização hidroclimática da área de estudo

A área de estudo (feições amostrais) localiza-se no município Coronel José Dias (Piauí, Brasil), limítrofe a oeste com o município de São Raimundo Nonato (PI), compreendendo um polígono de 89 km² no sudoeste do Estado. Está inserida no Parque Nacional (PARNA) Serra da Capivara, onde encontra-se o monumento geológico “Arco do Triunfo da Pedra Furada”, feição de importante apelo turístico para o local (Figura 1). As feições apresentam-se modeladas em arenitos e conglomerados correspondentes ao Grupo Serra Grande (Unidade Ipu) e limitam-se ao norte com arenitos, folhelhos, siltitos da unidade Pimenteiras (Grupo Canindé) e ao sul com a formação Barra Bonita (Unidade 1) com predomínio de metacalcários, com intercalações subordinadas de metassedimentos síltico-argilosos e arenosos (PFALTZGRAFF, TORRES e BRANDÃO, 2010). A rede de drenagem na área corresponde a afluentes de riachos intermitentes que desaguam no Rio Piauí e este, por sua vez, compõe a trama do Rio Parnaíba, que tem sua origem na borda leste da bacia sedimentar do Parnaíba e avança para o seu centro, perfazendo topografias que variam de 550 a 350 m (alto ao baixo curso) (PFALTZGRAFF, TORRES e BRANDÃO, 2010).

O clima é do tipo semiárido, com precipitações irregulares e médias anuais de 650 mm e uma evapotranspiração potencial anual da ordem de 1.400 mm. A estação úmida normalmente é evidenciada nos primeiros 4 meses do ano, mas a estação seca pode se prolongar por mais de 8 meses (BARROS *et al.*, 2012). A ocorrência de chuvas está relacionada ao contexto climático nordestino pela influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), bem como por mecanismos associados, como as Frentes Frias, os Vórtices Ciclônicos de Ar

Superior (VCAS) e as ondas de leste (NIMER, 1989). As temperaturas oscilam entre mínimas de 12 °C, médias de 25 °C e máximas de 35 °C (BARROS et. al., 2012).

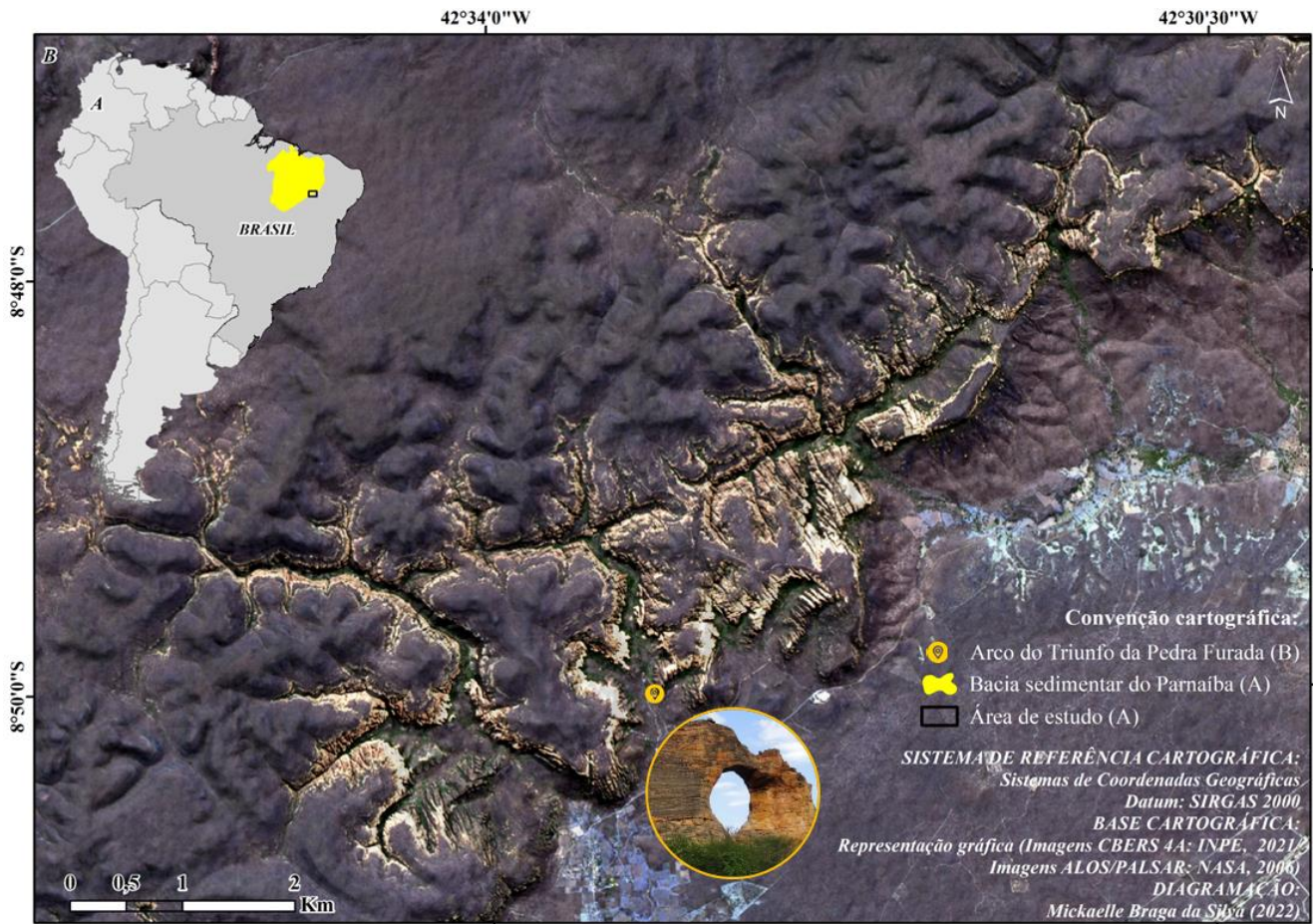


Figura 1. Localização da área de estudo (B). Situação da área no contexto da Bacia sedimentar do Parnaíba e desta na América do Sul (A).

3. Materiais e Métodos

Concomitante aos levantamentos bibliográficos que sustentam a discussão desta pesquisa, ocorreram os levantamentos cartográficos no intuito de identificar as representações (cartas, mapas, imagens) existentes da área, bem como a coleta de produtos de sensoriamento remoto, que foram essenciais para efetuar o mapeamento das feições geomorfológicas da área. Inicialmente, visitas de campo foram necessárias para o reconhecimento da área de maneira geral e o registro fotográfico da paisagem. Ademais, a aplicação de técnicas de geoprocessamento auxiliou a pesquisa na extração, na caracterização e na espacialização da rede de drenagem e dos lineamentos de relevo.

Dentre os produtos de sensoriamento remoto disponíveis para a área da pesquisa, foram utilizados os dados do MDE ALOS/PALSAR, com resolução espacial de 12,5 metros, disponibilizados gratuitamente pelo Laboratório de Sensoriamento Remoto da Universidade do Alaska Fairbanks no seguinte endereço: <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>. Além disso, as análises foram subsidiadas com o auxílio de imagens de satélite de resolução espacial de 2 m, disponibilizadas também gratuitamente pelo Google Satélite (Fonte: Esri, Maxar, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN e GIS User Community) e fotografias aéreas adquiridas com uso de drone. Já os softwares utilizados foram o ArcGis (Versão 10.4), o Global Mapper (Versão 18), o PCI Geomatica e o OpenStereo.

De posse das representações cartográficas e dos produtos de sensoriamento remoto, foram elaborados mapas temáticos, modelos tridimensionais, extração e vetorização de feições geomorfológicas presentes na área de estudo.

A extração automática da rede de drenagem realizou-se em ambiente SIG a partir da ferramenta TauDEM, (Terrain Analysis Using Digital Elevation Models) habilitada no software ArcGis, e da interpretação visual, no intuito de apresentar um melhor detalhamento dessas feições.

A extração de lineamentos de relevo se efetivou de forma automática e à luz de interpretação manual. Esse processo foi viabilizado pelo software PCI Geomatica no módulo Focus, através do algoritmo LINE (Tools > Algorithm Librarian > LINE: Lineament Extration). Dessa forma, feições lineares contidas no MDE ALOS/PALSAR foram transformadas em segmentos vetoriais com a utilização de parâmetros globais, onde os valores foram alterados de acordo com a necessidade da pesquisa. Feições lineares, como fraturas, foram mapeadas de forma manual a partir da interpretação visual das imagens de satélite com resolução espacial de 2 m.

Para fins de espacialização dos dados de lineamentos referente às feições de fraturamento confeccionou-se um mapa de densidade. Assim como nos dados da rede de drenagem, utilizou-se da estatística e da geração dos diagramas de rosetas na apresentação da direção preferencial e da frequência dos lineamentos de relevo.

4. Contexto regional geológico e geomorfológico

A área de estudo está localizada na confluência de três províncias estruturais da Plataforma Sul-Americana: Borborema, São Francisco e Parnaíba. As duas primeiras são majoritariamente constituídas por rochas pré-cambrianas que formam o embasamento da terceira, representada por rochas essencialmente sedimentares (ALMEIDA, 1967; ALMEIDA et. al., 1981).

Em termos de gênese, a região compreende a porção da Bacia do Parnaíba que é uma borda de bacia sedimentar intracratônica (BPar). Essa área é modelada localmente na forma de *cuesta*, onde suas camadas deposicionais instalaram-se durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA e CARNEIRO, 2004), correspondendo às áreas laterais da Cadeia Brasileira, a qual foi erodida e sofreu colapso tectônico. Em seu lugar, instalou-se uma bacia do tipo sinéclise, a qual também contou, na sua origem, com a estruturação de riftes intracratônicos resultantes da divisão do Panótia no início do Paleozoico, que posteriormente foram abortados (CASTRO et al., 2016). Nesse contexto, a sedimentação da Bacia do Parnaíba ocorreu na fase rift relativa à formação dos riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jugarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (BRITO NEVES, 1998).

Associada à herança das zonas de cisalhamento brasileiras, a evolução tectônica da borda SE da BPar ocorreu ao longo de pelo menos três eventos deformacionais. O primeiro, de idade ediacarana-cambriana, é reconhecido apenas no embasamento cristalino pré-cambriano, sendo relacionado à uma etapa tardia, retrometamórfica e de caráter plástico-frágil das zonas miloníticas brasileiras. A assinatura desse evento inclui zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais orientadas NE-SW e veios de quartzo preenchendo juntas de distensão E-W. Já o segundo corresponde à uma nova etapa de movimentação transcorrente dextral nas estruturas NE-SW, acompanhada por falhas normais e juntas de distensão com orientação WNW a E-W, afetando, nesse caso, as unidades siluro-devonianas. Por fim, o terceiro ciclo deformacional é caracterizado por falhas normais, diques básicos (correlacionados à Suíte Sardinha, eocretácea), veios silicosos e cristas de arenitos silicificados, todos com orientação NE-SW. Essa última fase resulta de uma distensão NW-SE, análoga àquela reconhecida mais ao leste, nas Bacias Interiores do Nordeste do Brasil, associadas ao rifteamento do Atlântico Sul (LIMA e SÁ, 2017).

Quanto às unidades litoestruturais sedimentares da BPar e que estão contidas no PARNA Serra da Capivara (BARROS, et. al., 2012; PFALTZGRAFF, TORRES e BRANDÃO, 2010) (Figura 2), os depósitos lateríticos cenozoicos (colúvio-eluviais) se apresentam como o patamar de maior altitude e modelado com baixo grau de dissecação, levemente inclinado e obedecendo o caimento das camadas para o centro da bacia (topo conservado). Os arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) se apresentam na área na forma de vertente sustentada no topo pelos depósitos lateríticos (topo dissecado). Por outro lado, os arenitos, os folhelhos e os siltitos da Formação Pimenteirias (Devoniano) são o setor de topografia mais rebaixada entre a Formação Cabeças e o Grupo Serra Grande (arenitos e conglomerados do siluriano) e com um modelado também diferenciado, funcionando como uma superfície intermediária entre duas áreas com significativo grau de dissecação (topo moderado), sendo que destas o Grupo Serra Grande se apresenta com menores altitudes, mas com um maior nível de dissecação do relevo (topo muito dissecado) (MUTZENBERG et. al., 2015).

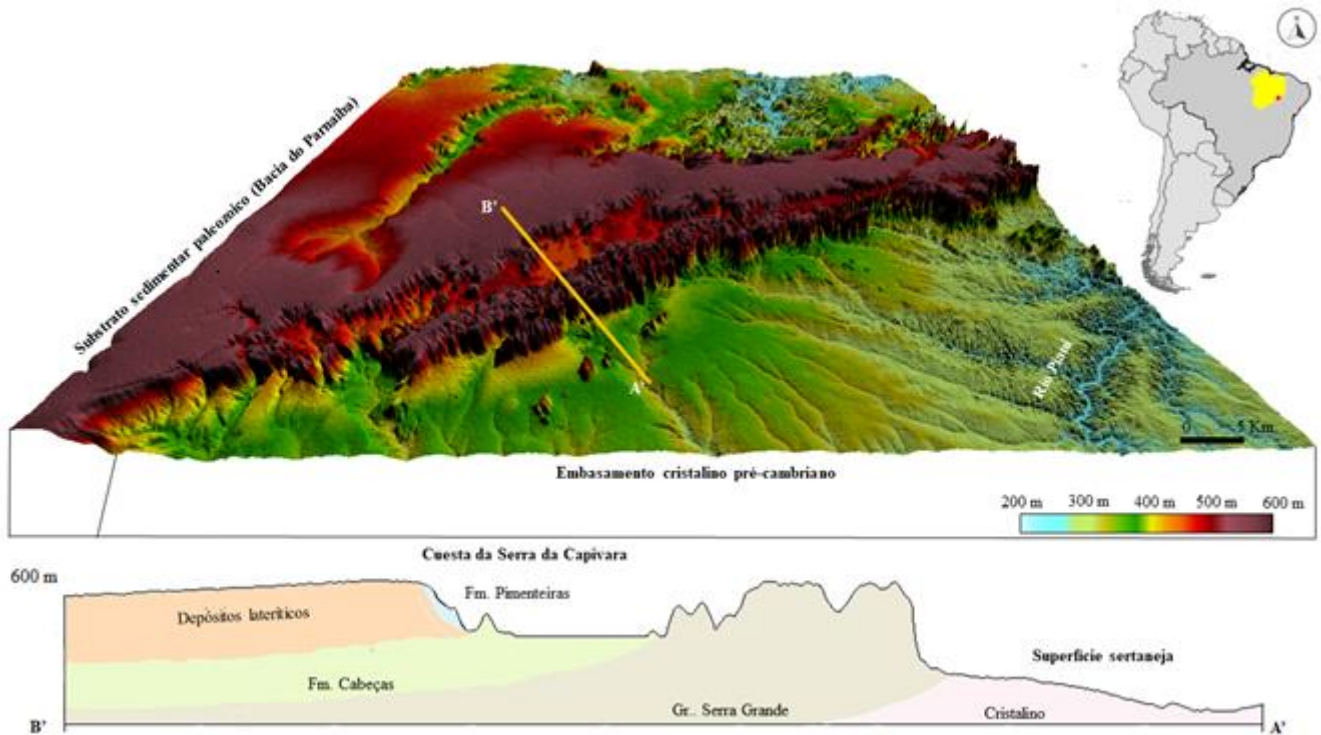


Figura 2. Bloco diagrama e perfil demonstrando a topografia da área do PARNASerra da Capivara e adjacências, bem como os comportamentos do relevo ao longo das principais unidades litoestruturais sedimentares (*cuesta* da Serra da Capivara) e cristalina (*superfície sertaneja*).

Conseqüentemente, as formas de relevo da área e do entorno (Figura 3) estão principalmente relacionadas às formações integrantes da BPar e se apresenta limitada ao norte por planaltos e ao sul por superfícies aplainadas. Em superfície, se apresentam como degraus estruturais formados por vales e escarpas erosivas, pontuando uma diversidade de feições, como boqueirões, cânions, planícies, pináculos, platôs, bem como abrigos e cavernas (BARROS et. al., 2012).



Figura 3. Vertente modelada em arenitos do grupo Serra Grande com blocos individualizados dando origem a geoformas residuais no PARNA.

5. Resultados

Os resultados a serem apresentados e analisados compreendem a influência litoestrutural e tectônica na área, demonstrando o comportamento e a relação entre a drenagem e os lineamentos na configuração da morfologia atual.

5.1 Lineamentos estruturais

Os dados de lineamentos obtidos para a área permitiram apresentar duas representações, nas quais foram obtidos mapeamentos dos lineamentos de relevo e um mapa especificamente para identificar fraturamentos na área.

5.1.1 Lineamentos de relevo

No tocante aos lineamentos de relevo mapeados a partir do MDE, registrou-se enquanto feição linear com repercussão em superfície feições de cristas e vales e linhas de escarpas. De acordo com as feições mapeadas na Figura 4 e representadas na Figura 5, os lineamentos de relevo da área se apresentam dispostos preferencialmente na direção NE-SW, seguidos da direção E-W.

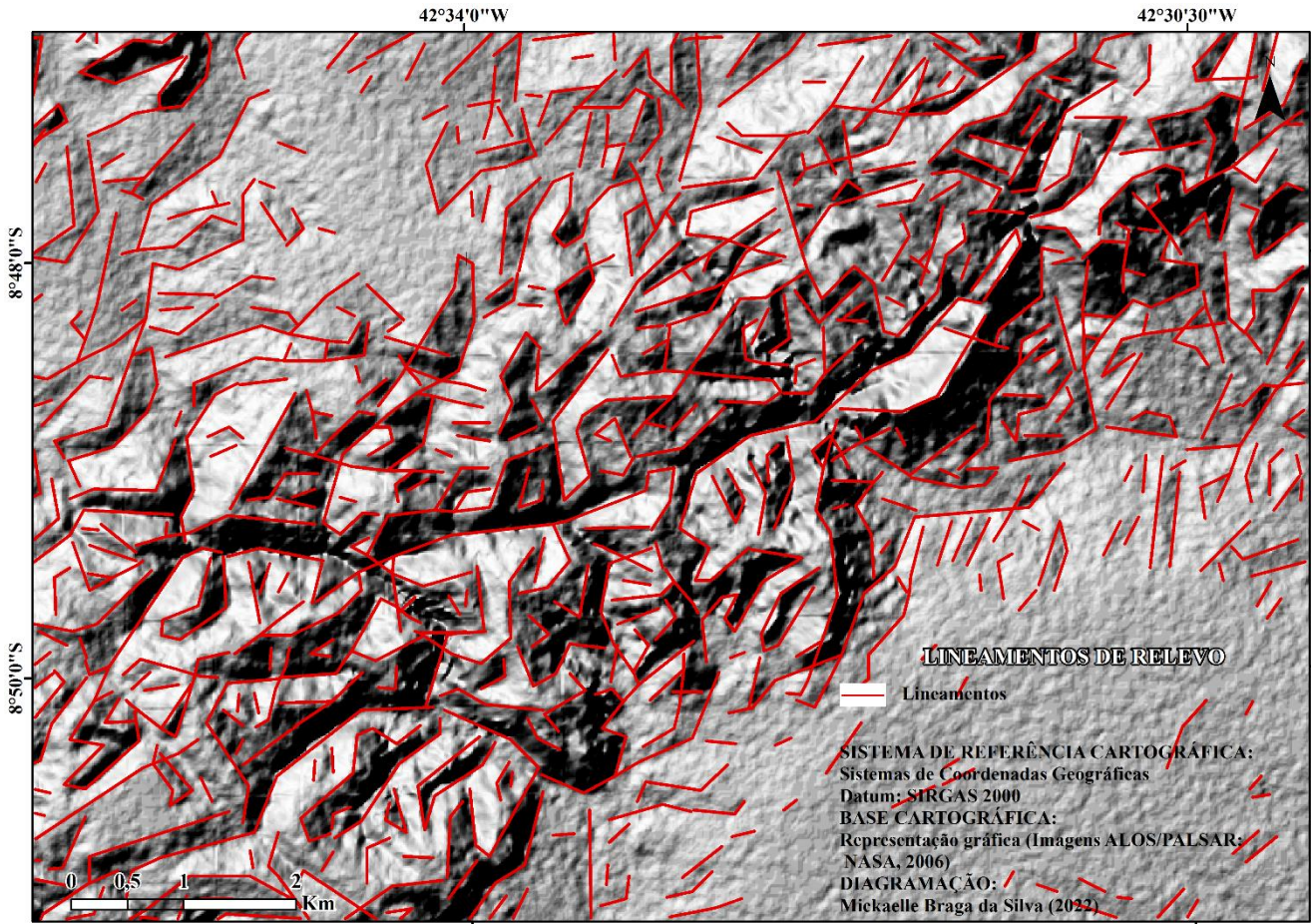


Figura 4. Mapa de lineamentos de relevo extraídos no modo automático através do PCI Geomatica.

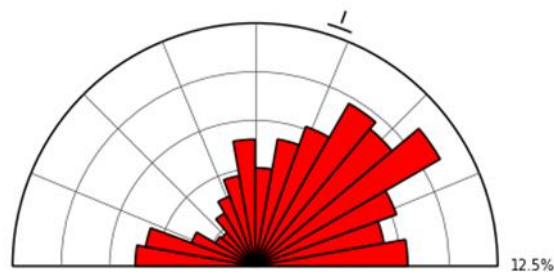


Figura 5. Diagrama de roseta que apresenta a frequência absoluta dos lineamentos de relevo extraídos para a área.

5.1.2 Fraturas

As feições características de fraturamento foram obtidas a partir de imagens de satélite de alta resolução (2 m), permitindo a identificação de sets de fraturas marcados no relevo, através de incisões verticais (Figura 6). Foi

observado que, na fácies aflorante superior da Formação Ipu, as fraturas encontram-se mais alargadas, ao passo que as fácies aflorantes mais intermediárias e basais possuem um comportamento mais rúptil.

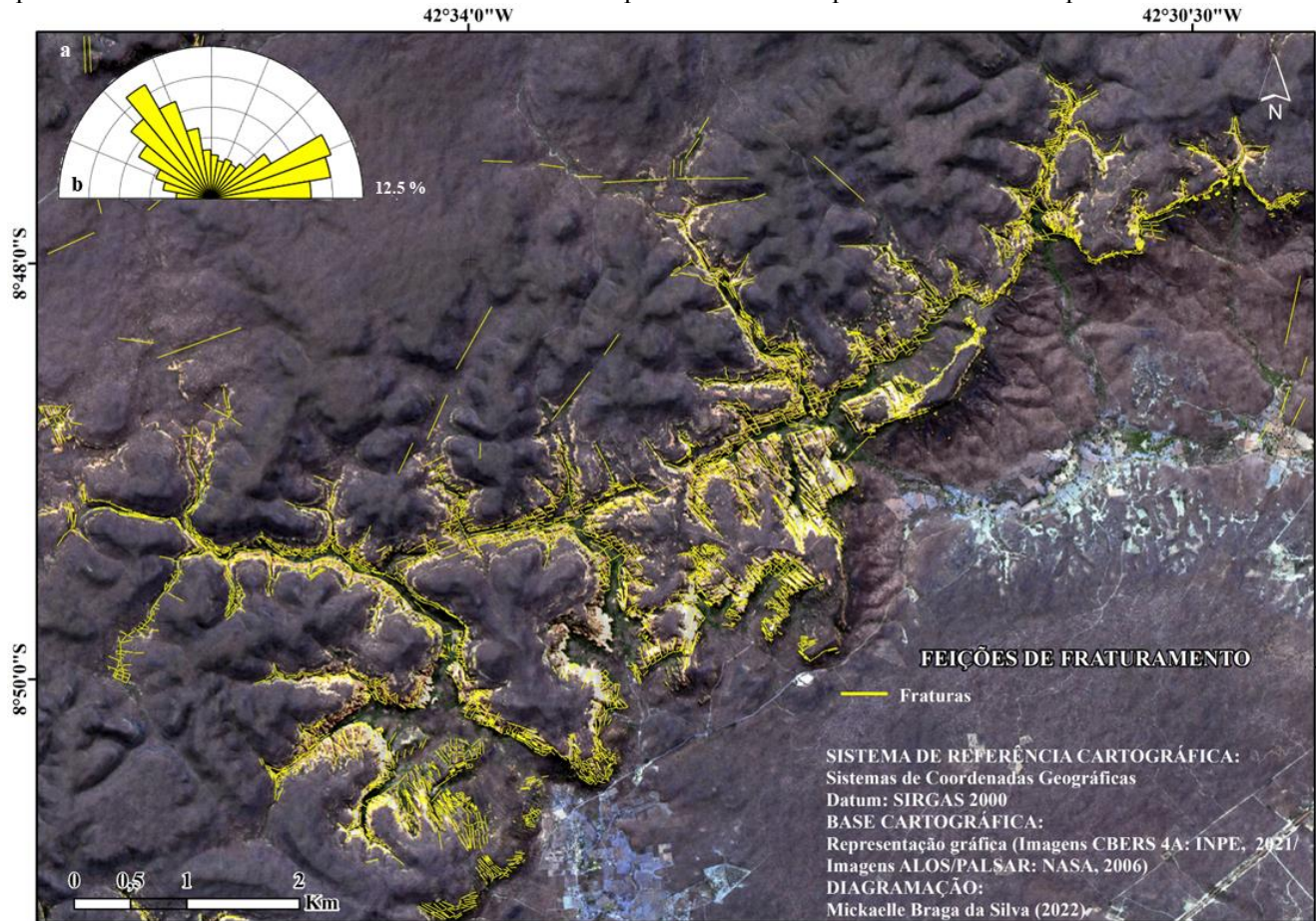


Figura 6. Lineamentos estruturais: Fraturas (a). Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta das feições de fraturamento mapeadas (b).

Quanto ao direcionamento dessas feições, é possível identificar quatro intervalos azimutais principais com feições de direção NW, W, NE e N, as quais se apresentam em superfície formando um conjunto fraturas verticais e horizontais (Figura 6).

As fraturas verticais formam dois arranjos com feições dispostas perpendicularmente entre si, associados a um terceiro arranjo formado pelas fraturas horizontais desenvolvidas ao longo dos planos de acamamento. Essa configuração permite inferir, para as fraturas verticais, a classificação de um sistema ortogonal, o qual, associado ao arranjo horizontal, permitiu uma configuração na qual se tem em superfície a definição de blocos cúbicos areníticos desconectados, bem como setores com linhas de escarpas demarcadas e/ou desconectadas em sua extensão por contornos com ângulos retos.

As feições de fraturamentos mapeadas se apresentam no topo das vertentes da *cuesta* da Serra da Capivara e de compartimentos isolados em altitudes aproximadas que podem chegar a 590 m. É destaque o agrupamento dessas feições bordejando os desfiladeiros formados pela estreita e prolongada faixa de arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande (Figura 7).

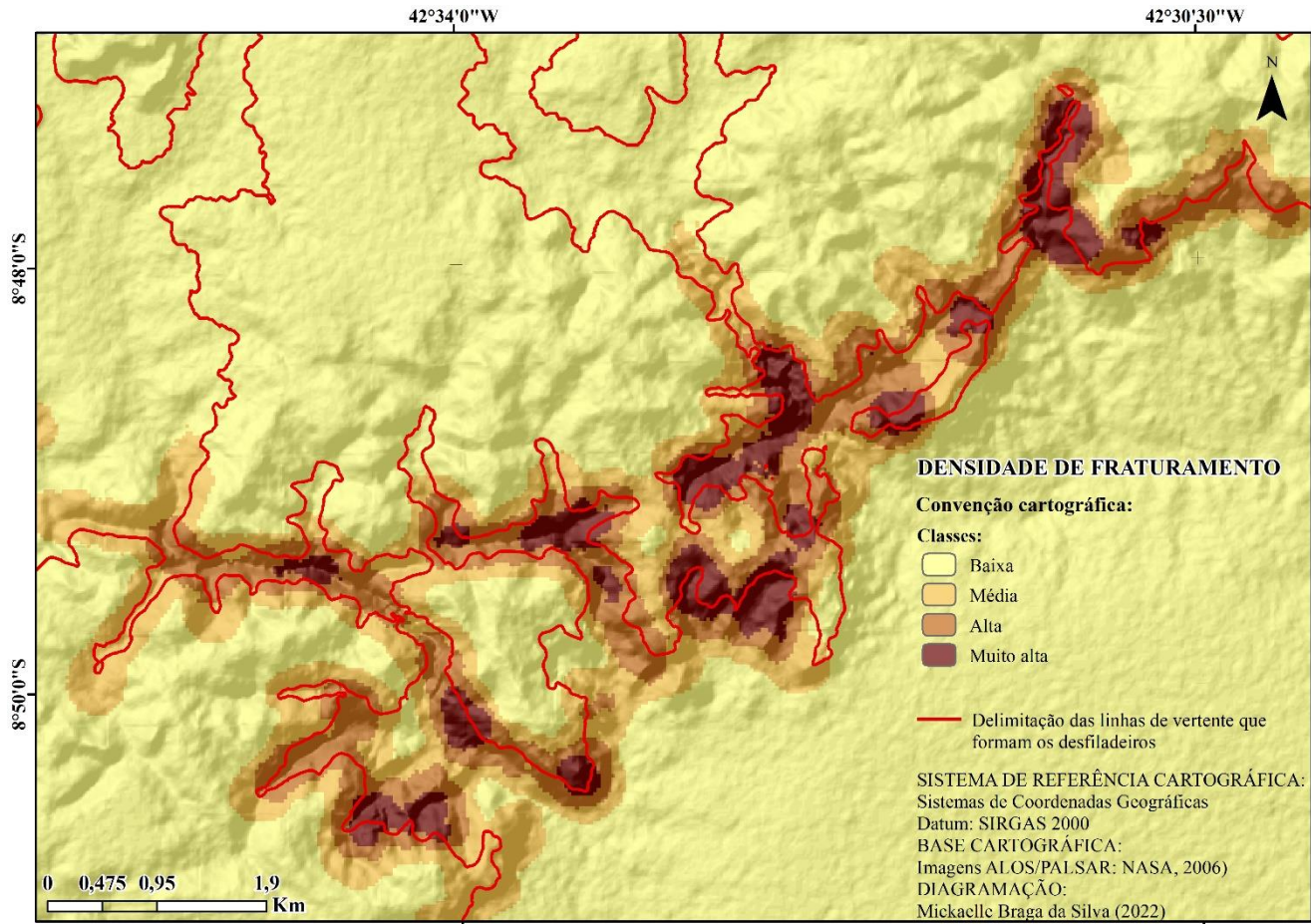


Figura 7. Densidade de feições de fraturamento mapeadas.

5.2. Sistema de drenagem

A delimitação da área estudada se apresenta regionalmente em um contexto transicional no qual se tem o limite entre as rochas cristalinas pré-cambrianas e as sedimentares paleozoicas, onde a *cuesta* da Serra da Capivara comporta-se como um divisor de águas de direção NE-SW. Diante desse contexto, a trama hidrológica também responde a essa mudança a partir da configuração dos seus padrões de canais e drenagem, apresentando canais retilíneos que formam padrões de drenagem treliça a retangular.

Na Superfície Sertaneja, é possível encontrar as cabeceiras de drenagem do alto curso do Rio Piauí, as quais afluem para a bacia do Rio Parnaíba ao avançar para leste com um padrão de drenagem dendrítico com canais irregulares dispostos em todas as direções. À medida em que a drenagem avança em direção à *cuesta*, os canais começam a assumir, do *front* para o reverso, um padrão de drenagem paralelo, em que os canais se organizam aproximadamente perpendiculares uns aos outros.

Em uma escala de análise mais direcionada ao polígono estudado, pode-se identificar uma drenagem que se sobressai dos padrões de drenagem esperados para o contexto geológico no qual se apresenta. Entre a Superfície Sertaneja e a *cuesta*, existe um setor modelado por arenitos do Grupo Serra Grande, onde há uma drenagem retangular, na qual os canais principais e secundários apresentam curvas em ângulo reto ao longo dos seus trajetos e nas confluências entre os canais. Essa trama é consequência das ramificações de dois canais principais com afluentes de 5ª a 1ª ordem, drenando o desfiladeiro em duas porções: NW-SE e E-W (Figura 8).

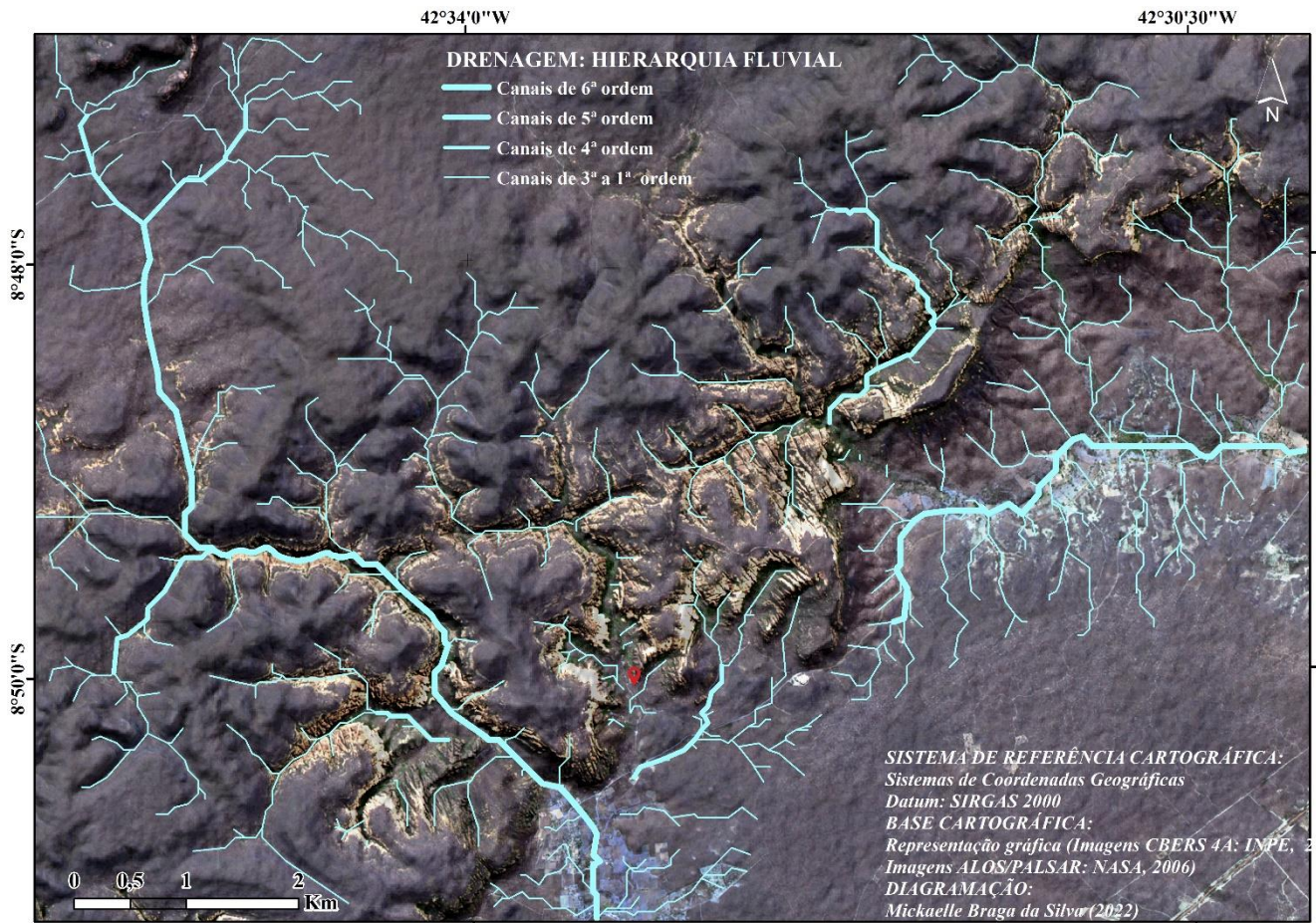


Figura 8. Rede de drenagem local.

A área consiste em um setor alimentado por cabeceiras de drenagem, as quais avançam da borda da Bacia Sedimentar do Parnaíba para o seu centro, encontrando o divisor de água. A *cuesta* da Serra da Capivara demarca o setor analisado por vertentes dissecadas com declividades maiores que 45°, o que confere ao setor uma forte declividade (comparados com os valores propostos por LEPSCH, 1991).

Quanto à espacialização das direções dos canais mapeados, os canais principais (6ª a 3ª ordem) apresentam uma tendência de fluxo que obedece ao efeito da borda semicircular da BPar e ao caminho em direção a calha do Rio Parnaíba. Por outro lado, os canais de menor ordem (Figura 9) são marcados pelo predomínio da direção NW-SE, mas se faz destaque também para canais dispostos em direções N-S e E-W.

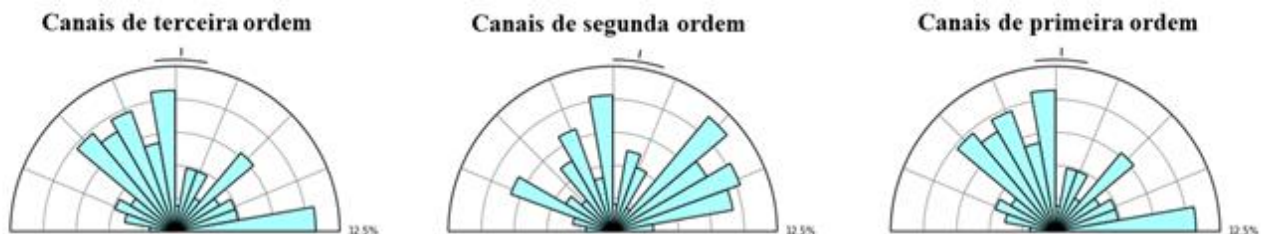


Figura 9. Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta dos canais fluviais de menor ordem.

5.3. Geomorfologia local

A área de estudo se apresenta disposta na base do reverso da *cuesta* da Serra da Capivara, onde escarpamentos de até 590 m separam a área de um contexto cristalino, apresentando uma amplitude topográfica de até 240 m. Está compartimentada topograficamente por altitudes que correspondem a Superfície Sertaneja, bordejando a base das vertentes, que, por sua vez, formam escarpas de vales que possuem, na base, altitudes que variam de 420 a 500 m;

já no topo dessas vertentes e do *front* da *cuesta*, apresenta altitudes entre 500 m e 540 m. No topo da *cuesta* e de compartimentos isolados (mesetas), são identificados áreas de até 590 m (Figura 10).

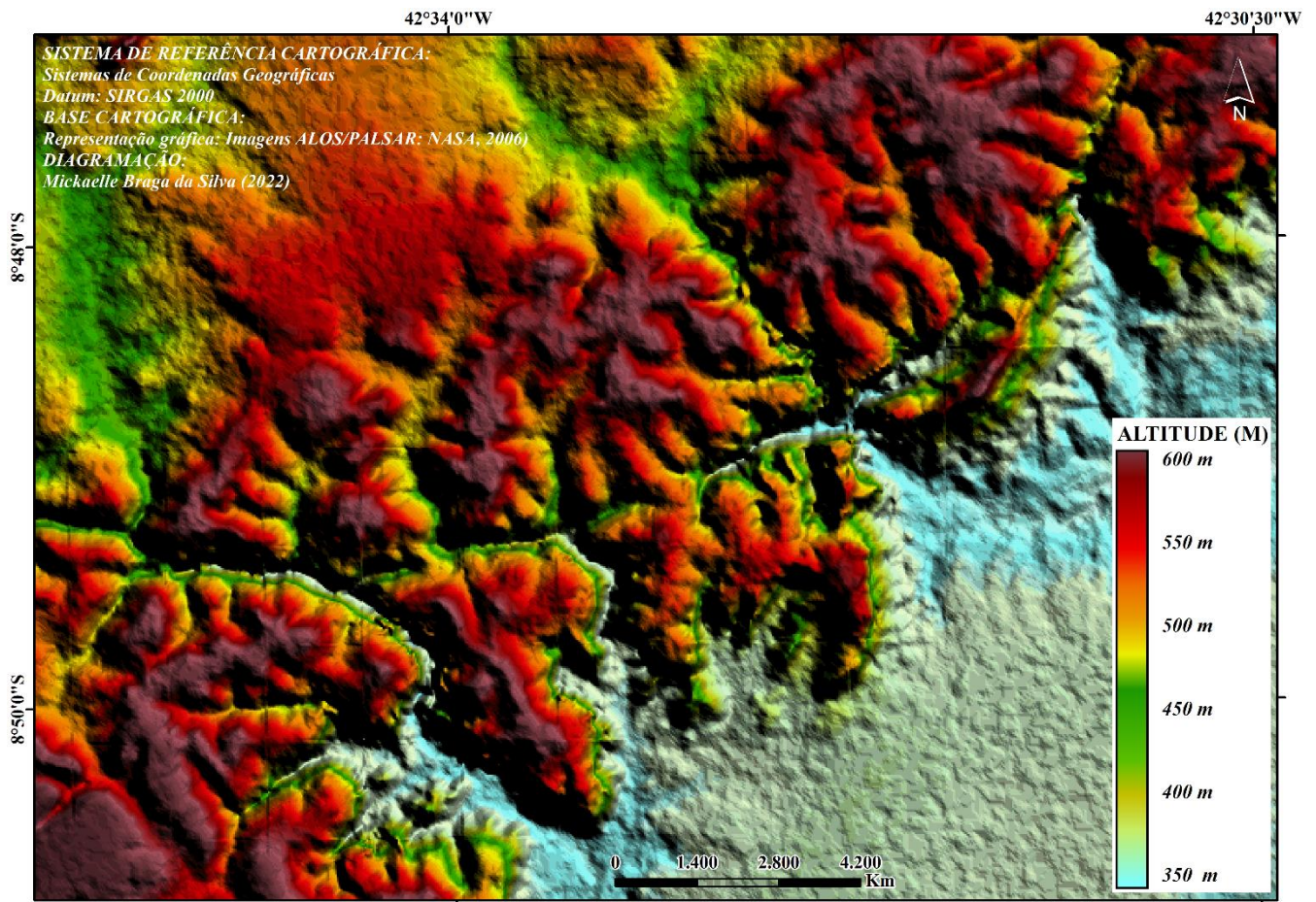


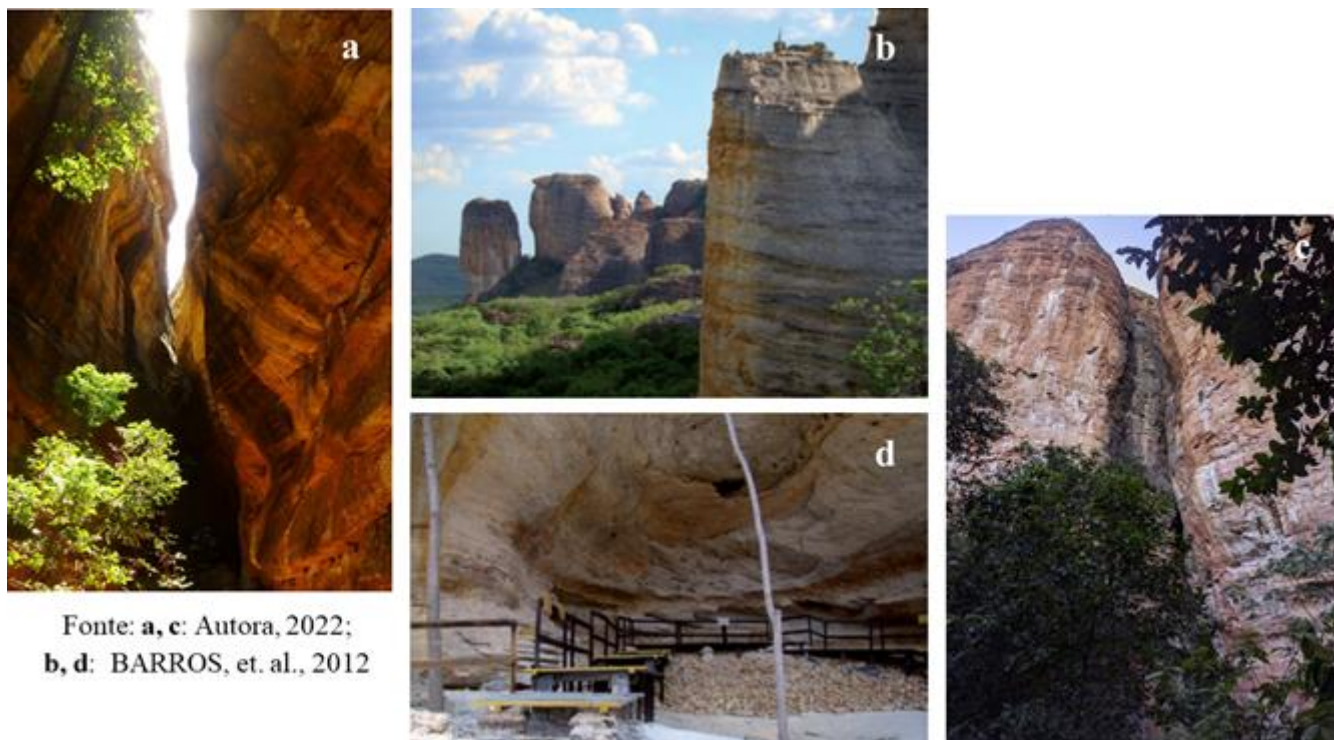
Figura 10. Representação altimétrica da área de estudo.

As superfícies analisadas correspondem a desfiladeiros que se conectam ao bordejarem as vertentes da *cuesta*, formando setores com expressivo relevo cárstico superficial. É possível observar características que os diferem de outros setores sedimentares do entorno por apresentarem vertentes retilíneas e íngremes com feições com ângulos agudos a retos (Figura 11).



Figura 11. Vista do Museu da Natureza, onde há paredões compostos por arenitos e conglomeráticos (Coronel José Dias, PI).

As vertentes abrigam morfologias com características de vales estreitos a alargados (Figura 12a), bem como feições que se dissociaram dos paredões, modelando torres e pináculos (Figura 12b). Ainda é possível identificar quedas de água (Figura 12c) e abrigos que evoluem a partir do deslocamento horizontalizado de blocos de arenito (Figura 12d).



Fonte: a, c: Autora, 2022;
b, d: BARROS, et. al., 2012

Figura 12. Feições geomorfológicas característica da área: a: Imagem registrada ao longo da Toca do Inferno; b: Toca do Sítio do Meio; c: Boqueirão da Pedra Furada; d: Toca da entrada do Pajeú.

A área também se destaca pela presença de arcos modelados ao longo de feições de cristas paralelas e dispostas em direção NW-SE (Figura 13c), com destaque para o monumento geológico “Arco do Triunfo da Pedra Furada”, o qual está a 400 m de altitude. Essas morfologias se apresentam como feições circulares que podem ter suas circunferências ainda preservadas (Figura 13a) ou descontinuadas por colapso de sua parte superior (Figura 13d). Além disso, é possível observar, por trás do monumento, cavidades circulares que não chegaram a transpor a estrutura (Figura 13b).



Figura 13. Monumento geológico “Arco do Triunfo da Pedra Furada” (PARNA Serra da Capivara) (a) alinhado ao longo de cristas areníticas (c). Setores ao longo do monumento com feições circulares que não conseguiram transpor a estrutura (b), bem como feição que conseguiu, mas já apresenta como forma descontinuadas por colapso de sua parte superior (d).

6. Discussão

A escolha da área em estudo a fim de contextualizar o processo de carstificação em arenitos do Nordeste brasileiro demonstrou que os aspectos morfoestruturais são indispensáveis para a compreensão da formação e do desenvolvimento desse sistema em um contexto litológico diferente dos trabalhos já desenvolvidos pelo fato de extrapolar a interpretação de que ambientes cársticos são inerentes a litologias carbonáticas (MIKULÁŠ, 2007; ADAMOVIČ, MIKULÁŠ e CÍLEK, 2010; URBAN e GÓRNIK, 2017; WRAY e SAURO, 2017).

Em termos dos elementos que governam a evolução geomorfológica dessas áreas, há que se destacar a presença de eventos tectônicos e estruturas geológicas associadas, as quais exercem um importante papel nas interpretações geomorfológicas; ademais, o seu caráter morfoestrutural se faz cada vez mais presente nas interpretações ao permitir relacionar as formas de relevo a processos de origem tectônica e estrutural (PEULVAST e VANNEY, 2002). Portanto, o sistema cárstico em arenito da Serra da Capivara pode ser compreendido a partir de condicionantes tectônicos, estruturais e climáticos.

6.1. Condicionantes tectônicos e climáticos regionais

No contexto da evolução morfotectônica do relevo do Nordeste brasileiro, é destaque como condicionantes do relevo atual da Serra da Capivara o evento de separação do Gondwana (Cretáceo Inferior), que desencadeou a reativação e a deformação rúptil ao longo das estruturas pré-cambrianas, bem como o soerguimento regional de áreas até então subsidentes, que do ponto de vista cronológico seriam mais bem posicionadas no Cretáceo Superior seguidas do papel da erosão (MATOS, 1992; CLAUDINO-SALES e PEULVAST, 2007). Cabe aqui ressaltar a importância da repercussão do Lineamento Transbrasiliano no contexto da BPar (CORDANI *et al.*, 2013a e b; BRITO NEVES e FUCK, 2014; GANADE DE ARAUJO *et al.*, 2014; CAXITO *et al.*, 2020 e 2021), influenciando o embasamento cristalino no qual a bacia foi instalada a partir das reativações tectônicas, sobretudo cretáceas, com destaque para as repercussões na camada deposicional limítrofe que corresponde ao Grupo Serra Grande (LIMA e JARDIM DE SÁ, 2017; PORTO, *et al.*, 2022). Todo esse dinamismo sugere formas de relevo correlatas à escarpa de falha e fraturas associadas, sendo interrompidas por sequências de grábens, que demonstram o papel desempenhado pela tectônica rúptil regional com repercussão local (PARENTE *et al.*, 2004; MORAIS NETO *et al.*, 2013; FREITAS, 2014; LIMA, 2015).

O evento tectônico deformacional que afetou a sequência paleozoica correspondente ao Grupo Serra Grande, na área de estudo compreende a falhas normais e oblíquas e juntas distensionais com orientação NE-SW. Esta fase corresponde a um campo de *strain* com eixo de distensão principal NW-SE e de encurtamento vertical (CACAMA *et al.*, 2015; SANTOS *et al.*, 2018). Nas áreas circundantes, esse evento é acompanhado pelo alojamento de diques básicos (Suite Sardinha) de provável idade cretácea (VAZ *et al.*, 2007) e pela formação de veios silicosos associados a esse magmatismo. Essa distensão cretácea, NW-SE, com expressão na borda leste/sudeste da BPar (LIMA, 2015), é característica das demais Bacias Interiores do Nordeste do Brasil, reforçando a compatibilidade com o rifteamento que deu origem ao Atlântico Sul (LIMA e JARDIM DE SÁ, 2017).

A atuação de processos erosivos permitiu o recuo da escarpa, o qual é condicionado principalmente pelas linhas de falhas de direção NE-SW e E-W (escarpa de falha herdada) (VASCONCELOS *et al.*, 2004) e secundariamente pela erosão à montante, promovida pela drenagem subsequente (MUTZENBERG *et al.*, 2015). Behling *et al.* (2000), analisando testemunhos coletados na plataforma continental do Nordeste brasileiro, observaram a ocorrência de eventos climáticos bruscos no fim do Pleistoceno e início do Holoceno, com fortes precipitações na região, o que permitiu que uma alta concentração de água chegasse a setores areníticos em subsuperfície, possibilitando o processo de intemperismo químico ao longo das linhas de fraqueza e o desenvolvimento lento e gradual de feições típicas. Com a retomada de climas mais secos o processo de erosão é retomado com mais eficiência (UTIDA *et al.*, 2020).

6.2. Papel das feições de fraturamento como condicionante estrutural no processo de formação do sistema cárstico em arenito da área

Diante do contexto tectônico e climático apresentado, podemos atribuir a formação do relevo cárstico arenítico em análise ao conjunto de processos atrelados à dissolução da sílica e à remobilização mecânica dos grãos alterados, associados simultaneamente à demanda hídrica e ao alto gradiente hidráulico. No geral, esse processo de desagregação química dos grãos pela dissolução do cimento que os unia é denominado “arenização” (Primeiro processo) (MARTINI, 1979; 1984). Geralmente, essa dinâmica ocorre em pequenas quantidades, até que a coesão diminui exponencialmente, o que permite a remobilização mecânica. Uma vez remobilizado, o material apresenta canalículos que caracterizam uma rede de drenagem via “piping” (Segundo processo) (JENNINGS, 1985). Assim, a remobilização mecânica dos grãos alterados resulta na formação de condutos, que podem evoluir formando galerias subterrâneas (MARTINI, 1979; GALÁN, 1991).

O efeito de feições estruturais como falhas e fraturas no fluxo de fluidos (água e materiais intemperizados), na formação de um sistema cárstico arenítico, se apresenta indispensável na formação desse sistema (RAWLING *et al.*, 2001; SCHULTZ e FOSSEN, 2008 ; BENSE *et al.*, 2013 ; PARDO-IGÚQUIZA *et al.*, 2018). Ademais, a condição dessas estruturas funcionarem como condutos (JOLLEY *et al.*, 2007 ; DIMMEN *et al.*, 2017) reforça que não basta que a água chegue ao sistema pela infiltração primária, mas que ela, além de circular intergranularmente nos poros da rocha, circule entre os condutos, e para isso faz-se necessário a presença desses condicionantes estruturais. Por tais razões, estruturas como planos de acamamento e fraturas atuaram significativamente na morfologia da área

ao proporcionar uma permeabilidade secundária (DIMMEN *et al.*, 2017; BAGNI *et al.*, 2022), na qual a circulação da água foi facilitada, potencializando os processos de dissolução intergranular.

Com base na configuração dos arranjos formados pelas fraturas mapeadas na área é possível, também, inferir condições para explicar por que a área em análise se apresenta expressivamente mais exposta que as adjacentes e com uma condição paisagística singular. Em geral, os padrões de fraturamento tendem a ser mais regulares em arenitos, onde frequentemente ocorre um sistema ortogonal sistemático, sujeitos a extensões ao longo de duas direções perpendiculares entre si (LI e JI, 2021). Consiste em dois conjuntos verticais ou quase verticais perpendiculares entre si, tipicamente associados ao terceiro conjunto horizontal, desenvolvido ao longo dos planos de acamamento (MIGÓN, DUSZYŃSKI e GOUDIE, 2017; MIGÓN, 2021; MIGÓN e DUSZYŃSKI, 2022).

Bem mais que evidenciar o papel dessas discontinuidades na formação do sistema cárstico em análise, é possível sugerir que os arranjos, formados a partir dos eixos verticais e horizontais de fraturamento e dos planos de acamamento, se comportam como uma condição de conectividade de fraturamento (ROTEVATN e BASTESSEN, 2014; RABELO *et al.*, 2020). Em superfície, essa condição é marcada pela configuração dos desfiladeiros, formando vales retilíneos conectados por expressiva angularidade, pela individualização continuada de blocos ao longo das vertentes, originando pináculos e mesetas e pela expressividade do monumento “Pedra Furada”, no qual cavidades ao longo das cristas e a própria disposição delas sugerem paleocondutos principais antes conectados.

6.3. Análise dos lineamentos de relevo e da rede de drenagem e feições associadas

De forma geral, a densidade e a direção de lineamentos estruturais são aspectos que evidenciam de que forma vales, vertentes e cristas podem estar correlacionadas com a orientação de estruturas tectônicas. No nordeste setentrional brasileiro, é bem sabido da influência do Brasiliano na Província Borborema no tocante à geração de importantes zonas de cisalhamento e feições dúcteis e rúpteis associadas, as quais foram reativadas ao longo do tempo geológico. Neste contexto, é possível correlacionar a repercussão do Lineamento Transbrasiliiano e da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu com as feições de direção NE-SW, assim como os lineamentos Patos e Pernambuco condicionaram a presença de feições E-W (BEZERRA e VITA-FINZI, 2000; MABESSONE, 2002; CHAMANI, 2011; CASTRO *et al.*, 2012).

Por ser um elemento muito sensível as alterações crustais, a rede de drenagem também se apresenta como uma importante variável nas interpretações das paisagens geomorfológicas, visto que ela denuncia as alterações crustais que ocorreram ao longo de sua evolução (SCHUMM, DUMONT e HOLBROOK, 2000). Sua expressividade na área em estudo é particular quando manifestada, em superfície, a transição de padrões de drenagem (dendrítico-retangular-paralelo), indicando condicionantes litológicos e estruturais. Este último, por sua vez, se traduz por feições lineares, com destaque para arranjos de fraturamentos no topo de vertentes íngremes, dissecadas na forma de vales com o encaixe da rede de drenagem. É destaque, também, a ocorrência de significativas rupturas de relevo (*knickpoints*) ao longo dos desfiladeiros, indicando condicionantes estruturais na área (ETCHEBEHERE, 2000; ACKLAS JR. e ETCHEBEHERE, 2003; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; SALAMUNI *et al.*, 2004; GUEDES *et al.*, 2006).

A evidência de que a rede de drenagem se apresenta na área de fraturamento mais intensificada com um padrão de drenagem diferente (retangular) das áreas adjacentes, sugere repensar a ideia de que as formas exuberantes comumente chamadas de “boqueirões” (*watergaps*) e “cânions” (*canyons*) não se aplicam ao contexto analisado por não se tratar da ação fluvial formando as feições por superimposição da drenagem, condição de ocorrência bastante comum, por exemplo, ao longo dos canais fluviais que compõem o Rio Jaguaribe no Ceará (SAADI e TORQUATO, 1992; BARRETO, 2015; COSTA, *et al.*, 2020). No caso, trata-se de um sistema de drenagem formado a partir da adequação dos canais às estruturas fraturadas, possibilitando a acomodação dos rios aos vales (SILVA e MAIA, 2017). Esse controle estrutural da drenagem pode ser identificado quando analisado o traçado de um dos rios principais da região, o Piauí, que apresenta seu traçado disposto na mesma direção das linhas de falhas regionais (NE-SW). Ademais, quando analisados os canais secundários da área, nota-se que linhas de fraturamentos com tendência NW-SE agem como elementos estruturais secundários que comandam a distribuição desses canais (Figura 14) (MUTZENBERG *et al.*, 2015).



Figura 14. Desfiladeiros formados por vales conectados e orientados pelas feições de fraturamento na Serra da Capivara.

6.4. Proposta evolutiva do relevo cárstico em arenito na Serra da Capivara

Modelado em borda de bacia, o relevo cárstico da Serra da Capivara, que atualmente está em superfície, pode ser compreendido, quanto aos seus estágios evolutivos, a partir de eventos tectônicos cretáceos seguidos de processos denudacionais e erosivos cenozoicos, que podem ser descritos com base nas discussões apresentadas em três estágios principais.

O primeiro estágio (Figura 15a) corresponde aos efeitos das reativações cretáceas das zonas de deformações dúcteis e rúpteis pré-cambrianas, repercutindo nos terrenos sedimentares paleozoicos da BPar. As deformações associadas ao Lineamento Transbrasiliano foram seguidas de soerguimento do embasamento cristalino e das camadas sedimentares, que até então formavam áreas deprimidas (zona máxima de deformação).

À medida em que os processos erosivos avançaram no sentido da borda para o interior da BPar, o recuo de linhas de falhas delimitou uma escarpa modelada nos arenitos do Grupo Serra Grande. Com o avanço da retração das vertentes (zona de carstificação), dado pelo avanço da rede de drenagem em direção à borda da bacia, evidenciam-se processos denudacionais nos quais setores fraturados são evidenciados em superfície, condicionando uma dissecação controlada pelas linhas de fraqueza (segundo estágio) (Figura 15b).

No tocante ao condicionamento estrutural, a dissecação do relevo em cristas, vales principais e escarpas segue a orientação das deformações primárias com repercussão regional (NE-SW e E-W). Ao longo das deformações secundárias, com destaque para os arranjos de fraturamentos de direção NW-SE mapeados, evidenciou-se, ao longo das vertentes, a presença de vales mais curtos e estreitos que estão conectados aos vales principais, a individualização de blocos fraturados ao longo das vertentes e a modelagem de formas residuais, como pináculos, torres e mesetas e quedas de blocos associadas (terceiro estágio) (Figura 15c).

No estágio mais avançado, é destaque na área o monumento “Arco do Triunfo da Pedra Furada” (Figuras 12 e 15c), que constitui uma parte de um antigo carste atualmente exumado. A cavidade homônima (arco) atravessa uma crista residual perpendicular à direção principal de fraturamento. O mergulho aparente das camadas é perpendicular ao vale em um ângulo descendente, o que indica dobramento. Este setor pode estar situado em possíveis charneiras de dobras suaves concentrando corredores de fraturas que geraram zonas de alta permeabilidade e contribuíram para processos de carstificação (BAGNI *et al.*, 2020; LA BRUNNA *et al.*, 2021).

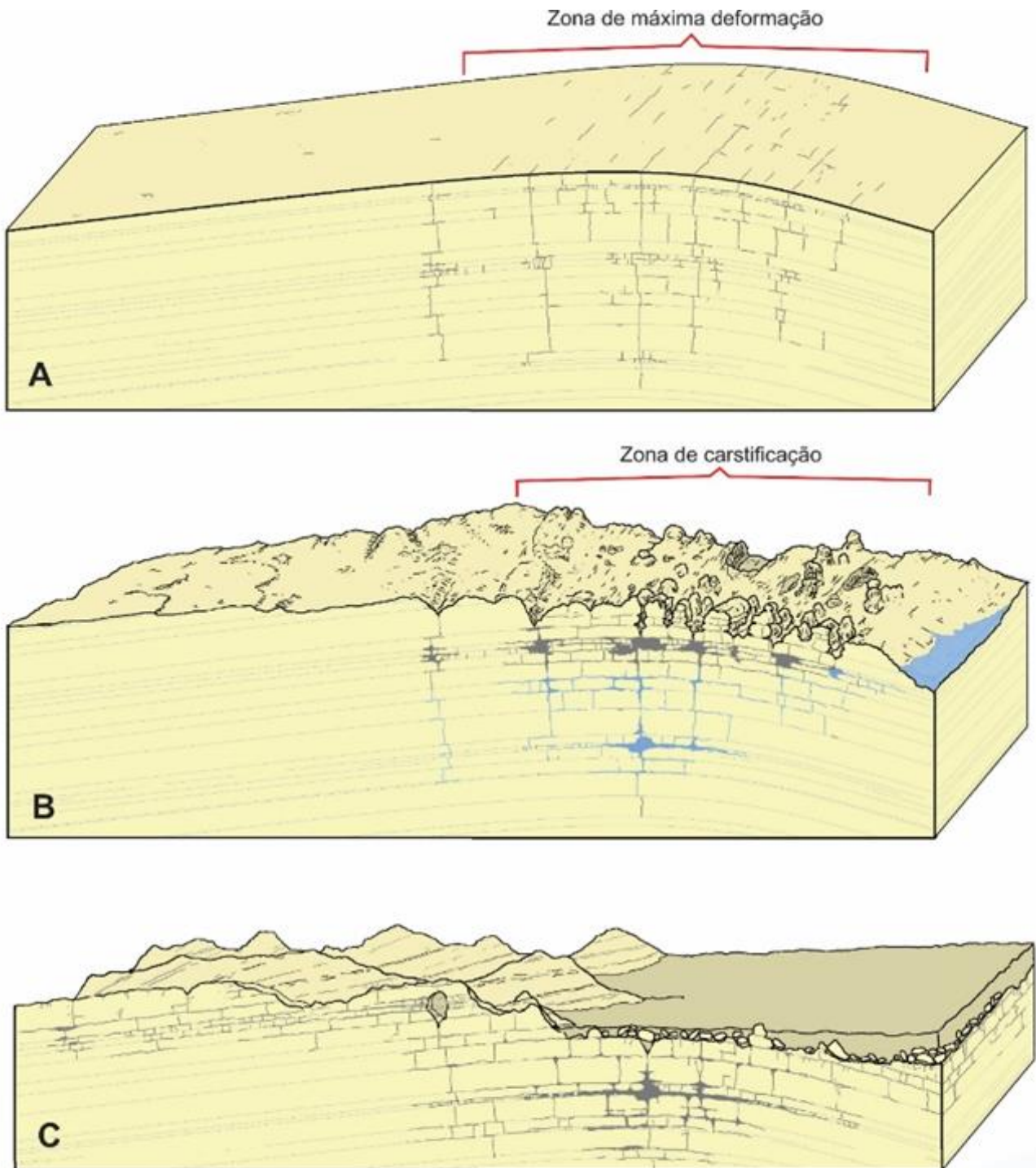


Figura 15. Modelo evolutivo do relevo cárstico em arenito na Serra da Capivara. (A) Primeira fase, demarcada por uma zona de máxima de deformação; (B) Segundo estágio definido pela zona de carstificação formada ao longo das deformações; (C) Terceiro e atual momento, comandado por eventos erosivos.

7. Considerações finais

Os dados apresentados neste trabalho mostram que a tendência preferencial de abertura dos vales segundo a ordem de canais (NE-SW para 3° e 4° ordem e NW-SE para 1° e 2° ordem) revela um condicionamento estrutural do relevo associado à fase deformacional pós-deposicional da Bacia do Parnaíba. Ademais, foi verificado que, além das direções estruturais, ângulos de mergulho observados no sítio Pedra Furada sugerem uma deformação do tipo

anticlinal. Esse tipo de deformação concentra, na linha de charneira, *sets* de fraturas resultantes da distensão local. Esse contexto estrutural potencializa a carstificação localizada, uma vez que incrementa a porosidade secundária da rocha a partir do grau de fraturamento. Quando interconectados, os planos de fratura viabilizam o desenvolvimento de zonas de fluxo hidráulico, que direcionam a formação do relevo cárstico segundo suas direções estruturais, sendo 30% na direção NE-SW e 31% na direção NW-SE. Tal condicionamento estrutural está expresso no relevo atual na forma de vales abertos interconectados por galerias perpendiculares que alimentam os canais.

Contribuições dos Autores: Os autores Mickaelle Braga da Silva e Rubson Pinheiro Maia informam que contribuíram com o artigo como a seguir: Concepção; metodologia; escrita e revisão do artigo. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa recebeu apoio financeiro da CAPES e do Programa de Pós Graduação em Geografia da UFC.

Agradecimentos: Os autores agradecem aos órgãos de fomento citados anteriormente pelo apoio financeiro à pesquisa, assim como suas respectivas instituições de origem.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. ACKLAS JR.; R. ETCHEBEHERE, M. L. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do município de Guarulhos para detecção de deformações neotectônicas. **Revista UNG Geociências**, Guarulhos, v. 8, n. 6, p. 64-78, 2003.
2. ADAMOVIČ, J., MIKULÁŠ, R., CÍLEK, V. **Atlas pískovcových skalnych měst České a Slovenské republiky: Geologie a geomorfologie** [Atlas of Sandstone Rock Cities of the Czech and Slovak Republic: Geology and Geomorphology]. Academia, Praha, p. 460. 2010.
3. ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma brasileira. **Boletim DNPM**. Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, v. 241, p. 5-36, 1967.
4. ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p.43-58, 2004.
5. ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17: p.1-29, 1981. DOI: 10.1016/0012-8252(81)90003-9
6. ANDREYCHOUK, V.; TRAVASSOS, L. E. P.; BARBOSA, E. P. As cavernas como objetos do turismo religioso em diferentes crenças religiosas: alguns exemplos mundiais. **O Carste**, v. 22, n. 2, p.48-64, 2010.
7. AULER, A. S. Quartzite Caves of South America. In: GUNN, J. **Encyclopedia of Caves and Karst Science**. New York, London: Taylor and Francis Group. p. 611-613, 2004. BAGNI, F.L., BEZERRA, F.H., BALSAMO, F., MAIA, R.P., DALL'AGLIO, M. Karst dissolution along fracture corridors in an anticline hinge, Jandaíra Formation, Brazil: implications for reservoir quality. **Mar. Petrol. Geol.** 115, 104249m 2020; DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104249.
8. BAGNI, F.L. ERTHAL, M. M.; TONIETTO, S. N.; MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; BALSAMO, F.; CÓRDOBA, V. C.; DE SOUZA, F.G., BROD, J.A., FERNANDES, C.P., FONSECA, J.P.T. Karstified layers and caves formed by superposed epigenic dissolution along subaerial unconformities in carbonate rocks - Impact on reservoir-scale permeability. **Marine and Petroleum Geology**, v. 139, p. 1-23, 2022. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2022.105523.
9. BARRETO, L. L. **Suscetibilidade ao processo de desertificação no núcleo dos Sertões dos Inhamuns: o caso da sub-bacia do riacho do Urubu –Mucuim – Arneiroz – Ce**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.
10. BARBOSA, M. E. F; FURIER, M. SISTEMAS DE DIACLASES E INFLUÊNCIA TECTÔNICA DA BORDA SUDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA: PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA, BRASIL. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v. 23, p. 250-266, 2012.
11. BARROS, J. S.; FERREIRA, R. V.; PEDREIRA, A. J.; GUIDON, N. **Geoparque Serra da Capivara (PI): proposta**. Rio de Janeiro: CPRM, p. 50, 2012.
12. BEHLING, H; ARZ, H. W; PÄTZOLD, J; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core eoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 981-994, 2000. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00046-3.
13. BENSE, V.F; GLEESON, T; LOVELESS, S.E; BOUR, O; SCIBEK, J. Fault zone hydrogeology. **Earth-Science Rev.**, v.127, p. 171–192, 2013. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.09.008.

14. BEZERRA, F H R; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil. **Geology, Boulder**, v.28, p. 591-594, 2000.
15. BRITO NEVES, B. B. The Cambro-ordovician of the Borborema Province. São Paulo, USP, **Boletim IG, Série Científica**, v. 29, p. 175-193, 1988.
16. BRITO NEVES, B. B; FUCK, R. A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW)+half Gondwanan (E-SE) domains. **Precambrian Res.**, v. 244, p. 75-86, 2014. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.09.020.
17. CACAMA, M. S. J. B., JARDIM DE SÁ, E. F., ALVES DA SILVA, F. C., LIRA LINS, F. A. P. Assinatura estrutural e geofísica da Porção Norte (fronteira Ceará-Piauí) do Lineamento Transbrasiliano: reativação na Bacia do Parnaíba **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 15, n. 3-4, p. 67-81, 2015. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v15i3-4p67-81
18. CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H. R., FUCK, R.A. 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**, v.54, p. 29-42, 2012. DOI: 10.1016/j.jog.2011.09.002.
19. CASTRO, D. L; BEZERRA, F. H; FUCK, R. A; VIDOTTI, R. M. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. **Solid Earth**, v.7, p. 529-548, 2016. DOI: :10.5194/se-7-529-2016
20. CAXITO, F.A; BASTO, C.F; SANTOS, L.C.M.D.L; DANTAS, E.L; MEDEIROS, V.C.D; DIAS, T.G; BARROTE, V; HAGEMANN, S; ALKMIM, A.R; LANA, C. Neoproterozoic magmatic arc volcanism in the Borborema Province, NE Brazil: possible flare-ups and lulls and implications for western Gondwana assembly. **Gondwana Res.** v. 92, p. 1–25, 2021. DOI: 10.1016/j.gr.2020.11.015.
21. CAXITO, F.D.A; SANTOS, L.C.M.D.L; GANADE, C.E; BENDAOU, A; FETTOUS, E. H; BOUYO, M. H. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. **Brazilian J. Geol.** v. 50 (2). 2020. DOI: 10.1590/2317-4889202020190122.
22. CHABERT, C; COURBON, P. **Atlas des Cavités non Calcaires du Monde**. Union Internationale de Spéléologie, 1997.
23. CHAMANI, M. A. C. **Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o lineamento transbrasiliano e estruturas relacionadas na província Parnaíba, Brasil**. Master thesis, Universidade de São Paulo, 2011.
24. CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J.P. Evolução Morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v.7, p.1-21, 2007.
25. CORDANI, U. G; BRITO NEVES, B. B; TOMAZ FILHO, A. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização), **Bol. Geociências da Petrobras**, v. 17, n. 1, p. 205-219, 2008.
26. CORDANI, U. G; PIMENTEL, M. M; ARAÚJO, C. E. G; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian J. Geol.**, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013a. DOI: 10.5327/Z2317-48892013000300012.
27. CORDANI, U. G; PIMENTEL, M. M; GANDA DE ARAUJO, C. E; BASEI, M. A. S; FUCK, R. A; GIRARDI, V. A. V. R. Was there an ediacaran clymene ocean in central south America? **American journal of science**, v. 313, p. 517–539, 2013b. DOI 10.2475/06.2013.01.
28. CORREA NETO, A. V. Speleogenesis in Quartzites from Southeastern Minas Gerais, Brazil. In KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (ed.) Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers. Huntsville (USA). **National Speleological Society**, p. 452 – 457. 2000.
29. CORREA NETO, A. V.; BAPTISTA FILHO, J. Espeleogênese em quartzitos da Serra de Ibitipoca, sudeste de Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 20, p. 75-87. 1997.
30. COSTA, L. R. F; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO, S. V. C. de. GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO: UMA PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 21, n. 1, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1447.
31. DELLA FÁVERA, J. C. Parque Nacional de Sete Cidades, PI - Magnífico monumento natural. In: SCHOBHENHAUS, 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.
32. DIMMEN, V; ROTEVATN, A; PEACOCK, D.C.P; NIXON, C.W; NÆRLAND, K.. Quantifying structural controls on fluid flow: Insights from carbonate-hosted fault damage zones on the Maltese Islands. **J. Struct. Geol.** v. 101, p. 43–57. DOI: 10.1016/j.
33. EPIS, L. **Expedição Amazonas**. Campinas: Informativo SBE, v. 92, p. 30-36, 2007.
34. ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2000.

35. ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
36. FERREIRA, R. V.; SILVA, C. R. M.; ACCIOLY, A. C.; SANTOS, C. A.; MORAIS, D. M. F. **GEOPARQUE CATIMBAU PEDRA FURADA – PE: Proposta**. Recife: CPRM, 2017.
37. FREITAS, M. S. **Carta Geológica de Parnaguá. Folha SC.23-Z-A-I. Escala 1:100.000**. Teresina: Serviço Geológico do Brasil/CPRM, 2014.
38. GALÁN, C. **Disolución y Génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas síliceas: un estudio comparado**. Munibe. v. 43, p.43-72, 1991.
39. GANADE DE ARAUJO, C.E; RUBATTO, D; HERMANN, J; CORDANI, U.G; CABY, R; BASEI, M.A.S. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. **Nat. Commun.** 5 (1), 2014. DOI: <https://doi.org/10.1038/ncomms6198>.
40. GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UNG Geociências**, Guarulhos, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.
41. HARDT, R. Caracterização morfológica das cavernas Aroê-Jari, Lago Azul e Kiogo-Brado – MT. **XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia (Anais em CD Rom)**. Sociedade Brasileira de Espeleologia, p. 95-100, 2009.
42. HARDT, R. **Da Carstificação em Arenitos. Aproximação com o Suporte de Geotectonologias**. Tese (Doutorado em Geografia e Docteur en Géologie). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. Université de Rouen. 2011.
43. HARDT, R. **Formas Cársticas em Arenito**. Monografia de Especialização. UNESP, p. 47. 2003.
44. HARDT, R.; PINTO, S. A. F. Carste Em Rochas Não Carbonáticas. **VIII Sinageo (Anais CD-Rom)**, p. 11, 2008.
45. HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S. A. F. Karst evolution in sandstone: The Chapada dos Guimarães site, Brazil. In. 16th International Congress of Speleology. Proceedings of the 16th International Congress of Speleology, Brno (Czech Republic), **USF Libraries**, v. 1, p. 254-267, 2013.
46. HARDT, R., RODET, J., PINTO, S. A. F. 2010. O Carste. Produto de uma evolução ou processo? Evolução de um conceito. **Revista de Geografia (Recife)**. V. Espec, p. 100 – 111, 2010.
47. HARDT, R.; RODET, J.; WILLEMS, L.; PINTO, S. A. F. Exemplos Brasileiros de Carste em Arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). **Espeleo-Tema** (20) 1/2 p. 7-23. 2009.
48. JENNINGS, J. N. **Karst Geomorphology**. Oxford: Basil Blackwell. 1985.
49. JOLLEY, S.J; BARR, D; WALSH, J.J; KNIFE, R.J. Structurally complex reservoirs: an introduction. **Geol. Soc. London. Spec. Publ.** v. 292, p. 1–24, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP292.1>.
50. KARMANN, I. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica “Refúgio do Maroaga”, AM-02. **Espeleo-Tema**, v. 15: p. 9-18. 1986.
51. KLIMCHOUK, A. B; FORD, D. C. Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. **Speleogenes. Evol. Karst Aquifers** , p. 54–64, 2000.
52. LA BRUNA, V; BEZERRA, F.H.R.; SOUZA, V.H.P. ; MAIA, R.P; AULER, A.S; ARAUJO, R.E.B.; CAZARIN, C. L; RODRIGUES, M.A.F; VIEIRA, LUCIETH C. ; SOUSA, M. O.L. High-permeability zones in folded and faulted silicified carbonate rocks – Implications for karstified carbonate reservoirs. **Journal of Marine and Petroleum Geology**, Vol.128, p.105046, 2021. DOI: 10.1016/j.jog.2011.09.002.
53. LEPSCH, I.F. (Coord.) **Manual para levantamento utilitário do meio físico e classificação de terras no sistema de capacidade de uso**. 2ª ed. Campinas: SBCS, p. 175, 1991.
54. LI, L., JI, S. A new interpretation for formation of orthogonal joints in quartz sandstone. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, v. 13, p. 289–299, 2021. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2020.08.003>.
55. LIMA, T. P. C. Expressão Geofísica-Estrutural do Lineamento Transbrasiliano na Porção Central da Bacia do Parnaíba (Maranhão-Piauí). Dissertação (Mestrado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra – UFRN, 2015.
56. LIMA, F. G. F.; JARDIM DE SÁ, E. F. Controle estrutural da borda sudeste da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: relação com eventos geodinâmicos no Gondwana. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 17, n. 3, p. 21,2017. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v17-125909.
57. MABESSONE, J. M. Historia da Província Borborema NE do Brasil. **Revista de Geologia**, v.15, Recife, p.119-129, 2002.
58. MARTINI, J. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. **Ann. Geol. Surv. South Africa**, v. 13, p. 115-128, 1979.
59. MARTINI, J. Rate of Quartz Dissolution and Weathering of Quartzite. **The Boletim of the South Africa: Speleological Association**. v. 25. 1984.

60. MARTINI, S. B. M. P. **Levantamento dos Recursos Naturais do Distrito Espeleológico Arenítico de Altinópolis-SP.** Monografia de Especialização. Rio Claro: UNESP. p. 94, 1985.
61. MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, v.11, p. 766-791, 1992.
62. MIGON, P. Sandstone geomorphology – recent advances. **Geomorphology**, v. 373, 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107484.
63. MIGÓN, P; DUSZÝNSKI, F. Landscapes and landforms in coarse clastic sedimentary tablelands – Is there a unifying theme? **Catena**, v. 218, 2022. DOI: 10.1016/j.catena.2022.106545.
64. MIGÓN, P; DUSZÝNSKI, F., GOUDIE, A. Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 78–104, 2017. DOI : 10.1016/j.earscirev.2017.05.012.
65. MIKULÁŠ, R. Microforms of the sandstone relief. In: HÄRTEL, H., CÍLEK, V., HERBEN, T., JACKSON, A., WILLIAMS, R. (Eds.), **Sandstone Landscapes**. Academia, Prague, p. 66–75, 2007.
66. MONTEIRO, R. C.; RIBEIRO, L. F. B. Espeleogênese de Cavernas Areníticas: algumas considerações aplicadas à Província Espeleológica da Serra de Itaqueri, Estado de São Paulo, **Espeleologia**. p. 09-116, 2001.
67. MORAIS, F. Contexto geológico das cavernas em arenito do Estado do Tocantins. **XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia (Anais em CD Rom)**. Sociedade Brasileira de Espeleologia. p. 139-144. 2009.
68. MORAIS, F; SOUZA, L. B. Cavernas em arenitos na porção setentrional da Serra do Lajedo, Estado do Tocantins, Brasil. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**. v.9, ed. 2, p. 1-13, 2009.
69. MORAIS NETO, J. M., TRODSTORF JR., I., SANTOS, S. F., VASCONCELOS, C. S., MENEZES, J. R. C., RIBAS, M. P., IWATA, S. A. Expressão sísmica das reativações tectônicas do Lineamento Transbrasiliiano na Bacia do Parnaíba. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VIII International Symposium on Tectonics, **Anais...** CD-ROM. Chapada dos Guimarães: SBG, 2013.
70. NIMER, E. **Climatologia do Brasil**, Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989.
71. MUTZENBERG, D.; BARROS, C. A. C.; AZEVEDO, T. B.; CISNEIROS, D. Serra da Capivara National Park: Ruiniform Landscapes on Parnaíba Cuesta. In: VIEIRA, B.C., SALGADO, A.A.R., SANTOS, L.J.C. (Eds.), **Landscapes and Landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht, p. 253–263, 2015.
72. PARDO-IGÚZQUIZA, E., DOWD, P.A., RUIZ-CONSTÁN, A., MARTOS-ROSILLO, S., LUQUE-ESPINAR, J.A., RODRÍGUEZ-GALIANO, V., PEDRERA, A. Epikarst mapping by remote sensing. **Caten**, v. 165, p. 1–11, 2018. 10.1016/j.catena.2018.01.026.
73. PARENTE, C. V., SILVA FILHO, W. F., ALMEIDA, A. R. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO NETO, V; BARTORELLI, A; CARNEIRO, C. D. R; BRITO-NEVES; B. B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: BECA, v. 1, p525-536, 2004.
74. PEREIRA, R.G.F.A. **Caracterização geomorfológica e geoespeleológica do Carste da Bacia do Rio Una, Borda Leste da Chapada Diamantina**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, São Paulo, 1998.
75. PEULVAST, J. P; VANNEY, J. **Géomorphologie structurale : terre, corps planétaires solides ; Tome 1 : Relief et structure**. Co-édition Gordon and Breach Science Publishers, Paris, Édi t ions du BRGM, Or léans, et Société géologique de France, Paris, 2002.
76. PFALTZGRAFF, P. G. S; TORRES, F. R.M; BRANDÃO, R. L. **Geodiversidade do estado do Piauí**. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade. Recife: CPRM, p. 260, 2010.
77. PISANI, L; ANTONELLINI, M; DEWAELE, J. Structural control on epigenic gypsumcaves: evidences from Messinian evaporites (Northern Apennines, Italy). **Geomorphology**, v. 332, p. 170–186, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.02.016.
78. PONTES, H.S.; FERNANDES, L. A.; DE MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; MASSUQUETO, L. L. Speleothems in quartz-sandstone caves of Ponta Grossa municipality, Campos Gerais Region, Paraná state, southern Brazil. **International Journal of Speleology**, v. 49 p.119-136, 2020. DOI: 10.5038/1827-806X.49.2.2313.
79. PORTO, A; CARVALHO, C; LIMA, C; HEILBRON, M; CAXITO, F; LA TERRA, E; FONTES, S. L. The Neoproterozoic basement of the Parnaíba Basin (NE Brazil) from combined geophysical-geological analysis: A missing piece of the western Gondwana puzzle. **Precambrian Research**, v. 379, 2022. DOI: 10.1016/j.precamres.2022.106784.
80. RABELO, J; MAIA, R. P; BEZERRA, H. R ; SILVA, C. C. N. Karstification and fluidflow in carbonate units controlled by propagation and linkage of mesoscale fractures, Jandaíra Formation, Brazil. **Geomorphology**, v. 357, p. 1-17, 2020. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107090.
81. RODET, M. J.; RODET, J.; WILLEMS, L.; POUCKET, A.; NASCIMENTO, S. **Gearqueologia do Parque Estadual do Rio Preto - Minas Gerais, Brasil**. Editions du CNEK. Saint-Martin-aux-Buneaux, França. 57 p. 2009.

82. ROTEVATN, A; BASTESSEN, E. Fault linkage and damage zone architecture in tight carbonate rocks in the Suez Rift (Egypt): implications for permeability structure along segmented normal faults. **Geol. Soc. of London. Spec. Publ.** v.374, p. 79–95, 2014. DOI: 10.1144/SP374.12.
83. SAADI, A.; TORQUATO, J.R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista Geologia UFC**, v. 5, p. 1-38, 1992.
84. SCHULTZ, R.A; FOSSEN, H. Terminology for structural discontinuities. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.**, v. 92, p. 853–867, 2008. DOI: 10.1306/02200807065.
85. SALAMUNI, E.; EBERT H. D.; HASUI Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p 469-478, 2004.
86. SALLUM FILHO, W; KARMANN, I. Dolinas em arenitos da Bacia Paraná: Evidências de carste em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, ed. 3, p. 551-564, 2007.
87. SANTOS, J. C. **Quadro geomorfológico do Parque Nacional de Sete Cidades-PI.** (Dissertação de mestrado em Geografia). Florianópolis: 2001.
88. SANTOS, C. H. O. S; JARDIM DE SÁ, E. F; SILVA, F. C. A; ANTUNES, A. F. Reativações pós-silurianas do Lineamento Transbrasileiro na porção sul da Bacia do Parnaíba. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 18, n. 2, p. 7-86, 2018. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v18-134712.
89. SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers.** Cambridge University Press, Cambridge, p.401, 2000.
90. 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, p. 637-655, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i3.1083.
91. SILVA, S. M. **Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais (Dissertação).** Belo Horizonte: UFMG, 143 p. 2004.
92. SPOLADORE, A. **A geologia e a geoespeleologia como instrumentos de planejamento para o desenvolvimento do turismo – O caso de São Jerônimo da Serra / PR.** Tese (Doutorado em Geologia) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 304, 2006.
93. TROPMAIR, H.; TAVARES, A. C. Observações Geomorfológicas e Biogeográficas na região Espeleológica de Altinópolis. **Boletim de Geografia Teórica**, 15, (29-30), p. 329-336. 1985.
94. UAGODA, R.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Depressões Fechadas em Relevo Cárstico-Quartzítico, Bacia do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Anuário do Instituto de Geociências**. 29 – 2, p. 87-100. 2006.
95. URBAN, J., GÓRNIK, M. Some aspects of lithological and exogenic control of sandstone morphology, the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts. case study, Poland. **Geomorphology**, v. 295, p. 773–789, 2017. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.08.010.
96. UTIDA, G; CRUZ, F. W; SANTOS, R. V; SAWAKUCHI, A. O; WANG, H; PESSENDA, L. C ; NOVELLO, V. F; VUILLE, M; STRAUSS, A. M; BORELLA, A. N; STRÍKIS, N. M; GUEDES, C. F; ANDRADE, F. R. D; ZHANG, H; CHENG, H; EDWARDS, R. L. Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. **Quaternary Science Reviews**, p. 250, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106655>.
97. VAZ, P. T; RESENDE, N. G. A. M; WANDERLEY FILHO, J. R; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.
98. VASCONCELOS, A. M., KOSIN, M., SOUZA, J. D. DE, VALENTE, C. R., NEVES, J. P., HEINECK, C. A., LACERDA FILHO, J. V., TEIXEIRA, L. R., BORGES, V. P., BENTO, R. V., GUIMARÃES, J. T., NEVES, J. P., OLIVEIRA, I. W. B., GOMES, I. P., MALOUF, R. F., CARVALHO, L. M. DE, ABREU FILHO, W. Folha SC.23 - Rio São Francisco. In: C. SCHOBENHAUS, J. H. GONÇALVES, J. O. S. SANTOS, M. B. ABRAM, R. LEÃO NETO, G. M. M. MATOS, R. M. VIDOTTI, M. A. B. RAMOS, J. D. A. DE JESUS (Eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, SIG.** Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004.
99. VERÍSSIMO, C. U. V.; SPOLADORE, A. Gruta do Fazendão (SP-170): Considerações geológicas e genéticas. **Espeleo-Tema**, v. 17 p. 7-17. 1994.
100. WERNICK, E.; PASTORE, E. L.; PIRES NETO, A. Cavernas em arenito. **Notícia Geomorfológica**, v.13: p. 55-67. 1973.
101. WIEGAND, J.; FEY, M.; HAUS, N.; KARMANN, I. Investigações Geoquímicas e Hidroquímicas da gênese de carste em arenitos e quartzitos da Chapada Diamantina e Quadrilátero Ferrífero (Brasil). **Z. Dt. geol. Ges**, v. 155, p. 61-90, 2004.
102. WILLEMS, L.; RODET, J.; POUCKET, A.; MELO, S; RODET, M; COMPÈRE, P; HATERT, F.; AULER, A. S. Karst in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe**. v. 33. p. 127 – 138, 2008.
103. WILLEMS, L.; RODET, J.; POUCKET, A.; RODET, M. J.; HATERT, F. COMPÈRE, P.; AULER, A. S.. Carste em Quartzito da Região de Diamantina: Gruta do Salitre e Parque Estadual do Rio Preto, Minas Gerais. **I Encontro Brasileiro de Estudos do Carste.** Caderno de Resumos. Belo Horizonte, 2004.
104. WRAY, R. A. L; SAURO, F. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartzsandstones and quartzites. **Earth-Science Reviews**, v, 171, 2017. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.06.008.

105. YOUNG, R. W. Bungle Bungle: Tower Karst in Sandstone. In: MIGÓN, P. **Geomorphological Landscapes of the World**. Springer-Verlag, p. 333-340, 2010.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.