



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

MICKAELE BRAGA DA SILVA

**ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NO NORDESTE
OCIDENTAL BRASILEIRO: EXEMPLO DA SERRA DA CAPIVARA E ÁREAS
ADJACENTES (PIAUÍ)**

FORTALEZA

2024

MICKAELLE BRAGA DA SILVA

ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NO NORDESTE
OCIDENTAL BRASILEIRO: EXEMPLO DA SERRA DA CAPIVARA E ÁREAS
ADJACENTES (PIAUI)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia. Área de concentração: Natureza, campo e cidade no semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia

FORTALEZA

2024

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- S581a Silva, Mickaelle Braga da.
Aspectos morfoestruturais do carste em arenitos no nordeste ocidental brasileiro : exemplo da Serra da Capivara e áreas adjacentes (Piauí) / Mickaelle Braga da Silva. – 2024.
87 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, 2024.
Orientação: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia.
1. Análise morfoestrutural. 2. Relevo cárstico. 3. Evolução geomorfológica. 4. Serra da Capivara. I.
Título.

CDD 910

MICKAELLE BRAGA DA SILVA

ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NO NORDESTE
OCIDENTAL BRASILEIRO: EXEMPLO DA SERRA DA CAPIVARA E ÁREAS
ADJACENTES (PIAUI)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia. Área de concentração: Natureza, campo e cidade no semiárido.

Aprovada em 04/10/2024

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia (Orientador)

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Jader De Oliveira Santos

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Frederico de Holanda Bastos

Universidade Estadual do Ceará (UECE)

Prof. Dr. Luiz Eduardo Panisset Travassos

Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais (PUCMINAS)

Profa. Dra. Vanda Carneiro De Claudino-Sales

Universidade Federal de Pelotas (UFPEL)

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma análise morfoestrutural quanto ao desenvolvimento do relevo cárstico em arenito na Serra da Capivara (Piauí, Brasil), segundo suas condições de ocorrência (mecanismos de formação), estágios evolutivos e padrões de formas, correlacionando o sistema cárstico em estudo e suas variáveis morfológicas obtidas com o contexto tectônico e estrutural regional. A paisagem em estudo e áreas adjacentes estão inseridas no Parque Nacional Serra da Capivara (PI) e este, por sua vez, se apresenta no contexto nacional e internacional como um santuário da pré-história em arenitos e conglomerados paleozoicos da Bacia Sedimentar do Parnaíba que abrigam uma gama de aspectos ambiental, biológico, turístico, cultural e histórico. O caráter patrimonial excepcional da área se apresenta fortemente ligado ao seu aspecto arqueológico, enquanto os esforços para demonstrar explicações quanto aos seus aspectos geológicos e geomorfológicos ainda se apresentam tímidos e pouco divulgados cientificamente. Neste contexto a pesquisa objetiva analisar o relevo cárstico desenvolvido em rochas areníticas contido no Parque Nacional Serra da Capivara (Piauí, Brasil), bem como compreender as condições, origem e evolução do relevo cárstico em estudo; analisar a influência litoestrutural e tectônica na área; demonstrar o comportamento e a relação entre a drenagem e os lineamentos na configuração da morfologia do relevo; apresentar a compartimentação, individualização e interpretação das feições cársticas no sistema analisado e investigar como as formas de relevo de pequena e média escala se correlacionam com unidades maiores e se os processos envolvidos em sua origem podem ser ampliados para inferir a história das paisagens regionais. Com o intuito de cumprir os objetivos propostos fez-se necessária a execução de algumas etapas, foram elas: levantamentos bibliográficos e cartográficos; trabalhos de campo; aplicação de técnicas de geoprocessamento e tabulação e análise dos dados. Os resultados demonstram a importância dos aspectos morfoestruturais no entendimento da evolução do relevo cárstico em análise. Quando analisado os dados de lineamentos estruturais na área é possível identificar trends de lineamentos principais revelando uma tendência de orientação NE-SW, possivelmente correlacionável com o lineamento Transbrasiliano. A reativação dessas estruturas pode estar relacionada a orientação e recuo das vertentes e direção e encaixe dos vales principais. Quanto analisados as feições de fraturamento é possível correlacionar sua direção preferencial NW-SE formando vales e confinando canais de drenagem secundários na área. Quanto a origem e evolução do sistema cárstico em estudo os arranjos formados pelas fraturas associados aos planos de acamamento funcionam como condicionantes proporcionando ao arenito

porosidade/permeabilidade secundária resultando na formação de condutos, que evoluíram formando galerias subterrâneas. E quando submetidos a eventos erosivos se repercute em superfície na configuração de desfiladeiros formando vales retilíneos conectados por expressiva angularidade e individualização continuada de blocos ao longo das vertentes formando torres, pináculos e mesetas.

Palavras-chave: análise morfoestrutural; relevo cárstico; evolução geomorfológica; Serra da Capivara.

ABSTRACT

The present work provides a morphostructural analysis of the development of karst relief in sandstone in the Serra da Capivara (Piauí, Brazil) based on its formation mechanisms, evolutionary stages, and morphological patterns. It examines the karst system's morphological variables within the context of regional tectonic and structural framework. The studied landscape and adjacent areas are located within the Serra da Capivara National Park (PI), which is recognized nationally and internationally as a prehistoric sanctuary set in the sandstones and Paleozoic conglomerates of the Parnaíba Sedimentary Basin. This area integrates diverse environmental, biological, tourist, cultural, and historical aspects. The site's exceptional heritage character is closely tied to its archaeological significance, whereas studies on its geological and geomorphological aspects are limited and have received modest scientific attention. In this context, the research aims to analyze the karst relief developed in sandstone within the Serra da Capivara National Park (Piauí, Brazil), to explore the formation conditions, origin, and evolution of the karst relief; to examine the lithostructural and tectonic influences in the area; to demonstrate the relationship between drainage and lineaments in shaping relief morphology; to present the compartmentalization, individualization, and interpretation of karst features within the analyzed system; and to investigate how small- and medium-scale relief forms correlate with larger geomorphological units, assessing whether the processes involved in their formation can provide insights into the region's landscape history. To achieve these objectives, the following methodologies were employed: bibliographic and cartographic surveys, fieldwork, application of geoprocessing techniques, and data tabulation and analysis. The results highlight the critical role of morphostructural factors in understanding the evolution of the karst relief under study. Analysis of the area's structural lineaments reveals major lineament trends oriented NE-SW, potentially aligning with the Transbrasiliano lineament. The reactivation of these structures may influence slope orientation and retreat, as well as the direction and incision of primary valleys. Fracturing features, predominantly NW-SE oriented, contribute to valley formation and the confinement of secondary drainage channels within the area. Regarding the origin and evolution of the karst system under study, fracture arrangements associated with bedding planes create conditions for secondary porosity and permeability in the sandstone, facilitating conduits forming into underground galleries. When subjected to erosive processes, these structures manifest as surface canyons, forming

rectilinear valleys marked by notable angular connections and the progressive individualization of blocks along the slopes, forming towers, pinnacles, and mesas.

Keywords: morphostructural analysis; karst relief; geomorphological evolution; Serra da Capivara

LISTA DE FIGURAS

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).....	16
Figura 2	– Bloco diagrama e perfil demonstrando a topografia da área do PARNA Serra da Capivara e adjacências, bem como o comportamento do relevo ao longo das principais unidades litoestruturais.....	17
Figura 3	– Vertente modelada em arenitos do grupo Serra Grande com blocos individualizados dando origem a geofomas residuais no PARNA Serra da Capivara.....	18
Figura 4	– Mapa representativo da Província Sedimentar Parnaíba: Góes (1995)	28
Figura 5	– Seção longitudinal da Bacia do Parnaíba.....	31
Figura 6	– <i>Glint</i> da Ibiapaba com front escarpado de arenitos e conglomerados da base do Grupo Serra Grande, em contato com o embasamento pré-cambriano que constitui extensa superfície aplainada.....	33
Figura 7	– Localização das áreas com feições cársticas em arenito exploradas no Estado do Piauí, Brasil.....	36
Figura 8	– Geologia simplificada das áreas com feições cársticas exploradas no Estado do Piauí, Brasil.....	37
Figura 9	– Hipsometria das áreas com feições cársticas em arenito exploradas no Estado do Piauí, Brasil.....	38
Figura 10	– Cidade Perdida: A) Muralhas de pedra cuja formação foi condicionada pelo sistema de fraturas; B) Muralha com contorno serrilhado (dentes de dragão)	39
Figura 11	– Trecho ao longo do cânion do Poti com exemplos de colapsos de blocos mediante controle estrutural. A e B: Exemplos de matacões colapsados no leito do rio Poti ao longo do vale que corta o pavimento rochoso denominado de Alto Canalão. C e D: Destacamento de blocos de acordo com sistema	41

mas já apresenta como forma descontínuas por colapso de sua parte superior (d).....

Figura 26 – Desfiladeiros formados por vales conectados e orientados pelas feições de fraturamento na Serra da Capivara..... 65

Figura 27 – Modelo evolutivo do relevo cárstico em arenito na Serra da Capivara: Primeiro estágio demarcado por uma zona de máxima de deformação (a); segundo estágio definido pela zona de carstificação formada ao longo das deformações (b) e terceiro e atual estágio comandado por eventos denudacionais e erosivo..... 67

LISTA DE TABELA

Tabela 1 – Parâmetros de entrada (Input) utilizados através do algoritmo LINE no software PCI Geomatica para extração automática de lineamentos.....	39
--	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADT	<i>Angular Difference Threshold</i>
Bpar	Bacia sedimentar do Parnaíba
CLT	<i>Curve Length Threshold</i>
EGT	<i>Edge Gradient Threshold</i>
FR	<i>Filter Radius</i>
H ₄ SiO ₄	Ácido silícico
LDT	<i>Linking Distance Threshold</i>
LFET	<i>Line Fitting Error Threshold</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
NaCl	Cloreto de sódio
PARNA	Parque Nacional
TauDEM	Terrain Analysis Using Digital Elevation Models
VCAS	Vórtices Ciclônicos de Ar Superior
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Problemática e hipóteses de pesquisa	14
1.2	Localização e apresentação da área de estudo e adjacências	15
1.3	Objetivos	19
1.3.1	<i>Objetivo Geral</i>,	19
1.3.2	<i>Objetivos Específicos</i>	19
1.4	Justificativa	19
2	ESTADO DA ARTE	21
2.1	Considerações sobre o carste em rochas siliciclásticas	21
2.1.1	<i>Carste em rochas siliciclásticas</i>	21
2.1.2	<i>O papel do intemperismo químico em rochas siliciclásticas</i>	22
2.1.3	<i>O papel das discontinuidades do substrato geológico no relevo cárstico</i>	24
2.1.4	<i>Análise morfoestrutural em relevos cársticos</i>	26
2.2	Contexto geológico e geomorfológico regional	27
2.2.1	<i>Província Parnaíba</i>	28
2.2.2	<i>Bacia Sedimentar do Parnaíba</i>	29
2.2.3	<i>Compartimentos morfoestruturais</i>	31
2.3	Aspectos do carste em arenito no estado do Piauí, NE-Brasil	34
2.3.1	<i>PARNA de Sete Cidades</i>	39
2.3.2	<i>Cânion do rio Poti</i>	40
2.3.3	<i>Pedra do Castelo</i>	41
2.3.4	<i>Cidade Encantada de Pedras</i>	42
2.3.5	<i>PARNA Serra das Confusões</i>	43
2.3.6	<i>PARNA Serra da Capivara</i>	44
3	PERCURSOS METODOLÓGICOS	46
3.1	Levantamentos bibliográficos e cartográficos	46
3.2	Trabalho de campo	47
3.3	Aplicação de técnicas de geoprocessamento	47
4	ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NA SERRA DA CAPIVARA: Resultados	50
4.1	Lineamentos estruturais	50

4.1.1	<i>Lineamento de relevo</i>	50
4.1.2	<i>Fraturas</i>	51
4.2	Sistema de drenagem	54
4.3	Geomorfologia local	56
5	ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NA SERRA DA CAPIVARA: Discussões	61
5.1	Condicionantes tectônicos e climáticos regional	61
5.2	Papel das feições de fraturamento como condicionante estrutural no processo de formação do sistema cárstico em arenito da área	62
5.3	Análise dos lineamentos de relevo e da rede de drenagem e feições associadas	63
5.4	Proposta evolutiva do relevo cárstico em arenito na Serra da Capivara	65
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	68
	REFERÊNCIAS	70

1 INTRODUÇÃO

As formas ou feições cársticas superficiais, subsuperficiais e subterrâneas relacionam-se entre si e, juntas, são responsáveis pelo conjunto de paisagens naturais impressionantes. Cabe aqui destaque estudo desenvolvidos principalmente e por muito tempo para a ocorrência dessas paisagens em rochas carbonáticas por todo o mundo (Travassos, 2019).

No entanto, 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, Rodet, Pinto, 2010; Maia, 2023; Young, 2010).

Com o avanço das pesquisas tem-se, além da integração da dimensão específica do conceito de carste com o contexto geomorfológico, a tomada de consciência de morfologias típicas do carste em litologias que não tinham sido consideradas como suporte para tais formas e, isto se deu a partir de trabalhos pioneiros de Renault (1953), Mainguet (1972) e Marescaux (1973) com enfoque especialmente em rochas areníticas nas paisagens da África (Hardt, Rodet, Pinto, 2010).

Trabalhos dessa natureza avançam pelo mundo apresentando interpretações sobre carste em arenito na Austrália (Young, 1986; 1987; 1988); na Venezuela (Urbani, 1986, 1990); na Inglaterra (Self, Mullan, 2005), entre outros. Bem como o trabalho de Willems (2000), o qual amplia o olhar e demonstra a origem cárstica de diversas formas em substratos tão diversos quanto arenito, quartzito, granito ou gnaisse.

No Brasil, estes trabalhos instigaram descobertas excepcionais como os abismos da Serra do Caraça (quartzito, Minas Gerais), com quase 500m de desnível e mais de 3.000m de desenvolvimento e, o Abismo Guy-Collet (Serra do Aracá, Amazonas), o mais profundo do mundo no quartzito, com 670 m de desnível (Epis, 2007; Hardt, Rodet, Pinto, 2010). No entorno de Ouro Preto, Minas Gerais, 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, Pires Neto (1973); Troppmair, Tavares (1984); Martins (1985); Karmann (1986); Veríssimo, Spoladore (1994); Corrêa Neto, Batista Filho (1997); Corrêa Neto (2000); Monteiro, Ribeiro (2001); Hardt (2003); Auler (2004); Silva (2004); Spoladore (2006); Willems *et al.* (2004,

2008); Uagoda, Avelar, Coelho Netto (2006); Hardt, Pinto (2008); Hardt (2009); Morais (2009); Rodet *et al.* (2009) e Hardt *et al.* (2009).

No tocante a ocorrência de carste em arenito são evidenciadas paisagens na Chapada dos Guimarães e Parecis (Mato Grosso) (Hardt, 2011); Vila Velha (Paraná) (Sallum Filho, Karmann, 2007; Pontes *et al.*, 2020); Palmas, Dianópolis e Palmeirópolis (Tocantins) (Morais, 2009; Morais, Souza, 2009); Catimbau (Pernambuco) (Ferreira *et al.*, 2017), Chapada Diamantina (Bahia) (Pereira, 1998), Serra das Confusões, Serra da Capivara, Sete Cidades e Pedra do Castelo (Piauí) (Charber, Courbon, 1997; Della Favera, 2002; Mutzenberg *et al.*, 2015; Maia, 2023; Santos, 2001).

Perante este contexto temático e 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 busca 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.

A paisagem em estudo e áreas adjacentes estão inseridas no Parque Nacional (PARNA) Serra da Capivara (PI) e este, por sua vez, se apresenta no contexto nacional e internacional como um santuário da pré-história em arenitos e conglomerados paleozoicos da Bacia Sedimentar do Parnaíba que abrigam uma gama de aspectos ambiental, biológico, turístico, cultural e histórico (Martins, 2013). O caráter patrimonial excepcional da área se apresenta fortemente ligado ao seu aspecto arqueológico enquanto os esforços para demonstrar explicações quanto aos seus aspectos geológicos e geomorfológicos ainda se apresentam tímidos e pouco divulgados cientificamente.

1.1 Problemática e hipóteses de pesquisa

Na tentativa de agregar e reforçar o aspecto geomorfológico no contexto de uma região de beleza cênica excepcional, bem como oferecer uma compreensão dos processos formativos e evolutivos de tais paisagens, elegeu-se como problema principal de pesquisa as seguintes constatações:

- Novas pesquisas demonstram que os processos de dissolução são responsáveis por uma imensa variedade de formas de relevo em diferentes litologias, porém semelhante às que ocorrem em rochas carbonáticas;
- No entanto, a configuração morfológica da área em estudo sugere uma investigação para além das condições do papel do intemperismo químico em rochas siliciclásticas;
- E diante disto, faz-se necessário agregar à discussão fatores estruturais e tectônicos e assim investigar *qual o papel das descontinuidades estruturais do substrato geológico no relevo em análise e como esse dinamismo influencia no desenvolvimento de sua configuração e de suas formas.*

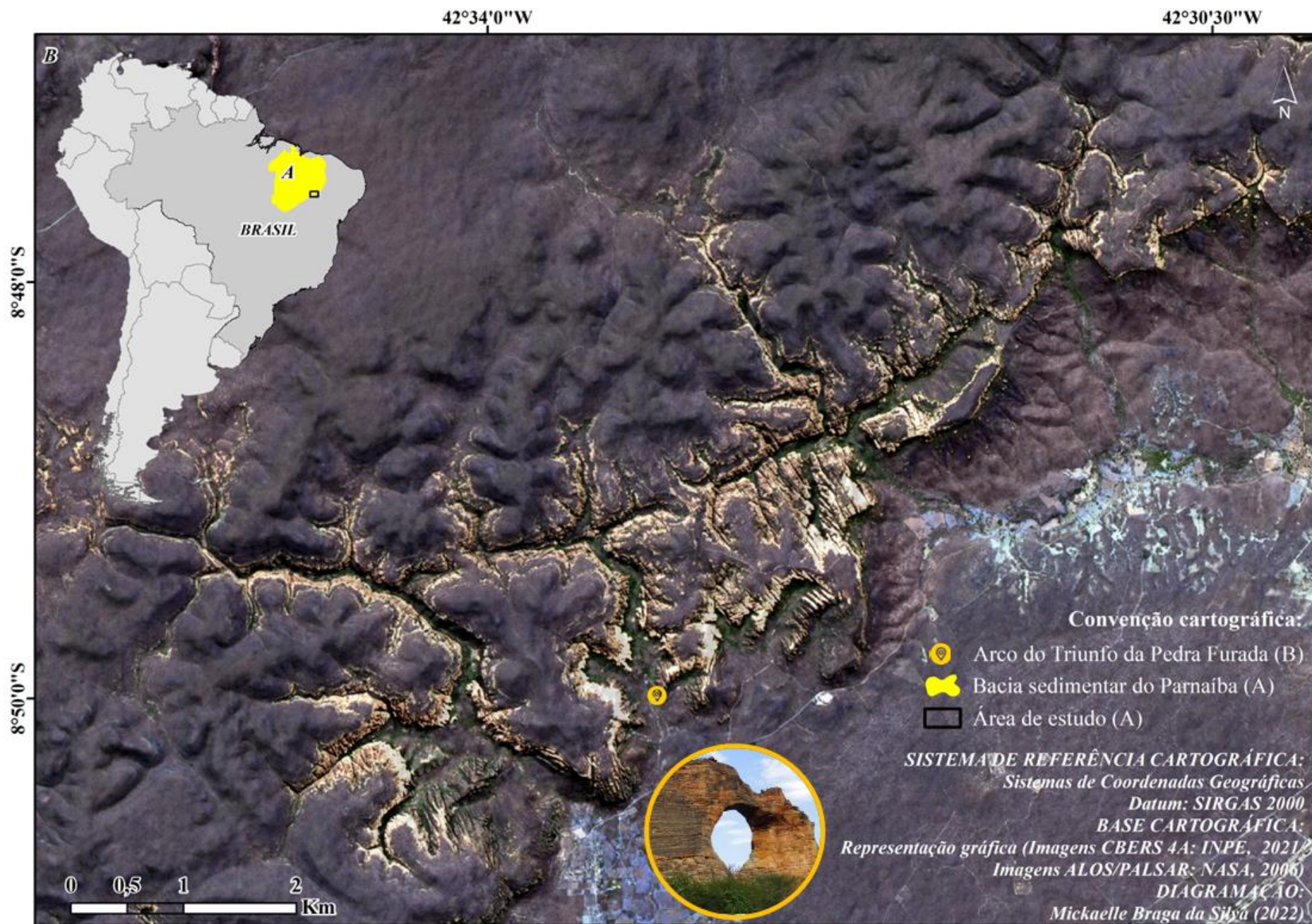
Tal problemática pode ser sustentada por condições hipotéticas levantadas como evidências de um forte controle estrutural no substrato rochoso como importante fator para a percolação da água promovendo a dissolução do arenito, visto que as direções das fraturas parecem aproveitar-se de estruturas tectônicas do embasamento Pré-cambriano que sustentam a Bacia Sedimentar do Parnaíba (estruturas primárias), bem como mergulhos aparentes e suas repercussões nos encaixes da rede de drenagem e configuração do relevo atual.

Diante do apresentado, espera-se que esta pesquisa contribua no sentido de potencializar outras pesquisas na geomorfologia nacional e internacional indicando a influência da tectônica e da estrutura na evolução de relevo estabelecido em rocha sedimentar e suas repercussões na sua morfologia, o que frequentemente é mais analisado para rochas cristalinas; tratando de carste em rocha não carbonática, o que é uma tendência relativamente recente e a associação da carstificação com processos deformacionais, de caráter estrutural e tectônico.

1.2 Localização e apresentação da área de estudo e adjacências

A área de estudo (feições amostrais) localiza-se no município Coronel José Dias (Piauí, Brasil), entre as latitudes (S) 8°46'53.08" e 8°51'12.62" e longitudes (W) 42°29'54.97" e 42°36'7.15", limítrofe a oeste com o município de São Raimundo Nonato (PI) compreendendo um polígono de 89 Km² no sudoeste do Estado. Se apresenta inserida no PARNA Serra da Capivara e nela está contido o monumento geológico “Arco do Triunfo da Pedra Furada”, feição de importante apelo turístico para o local (Figura 1).

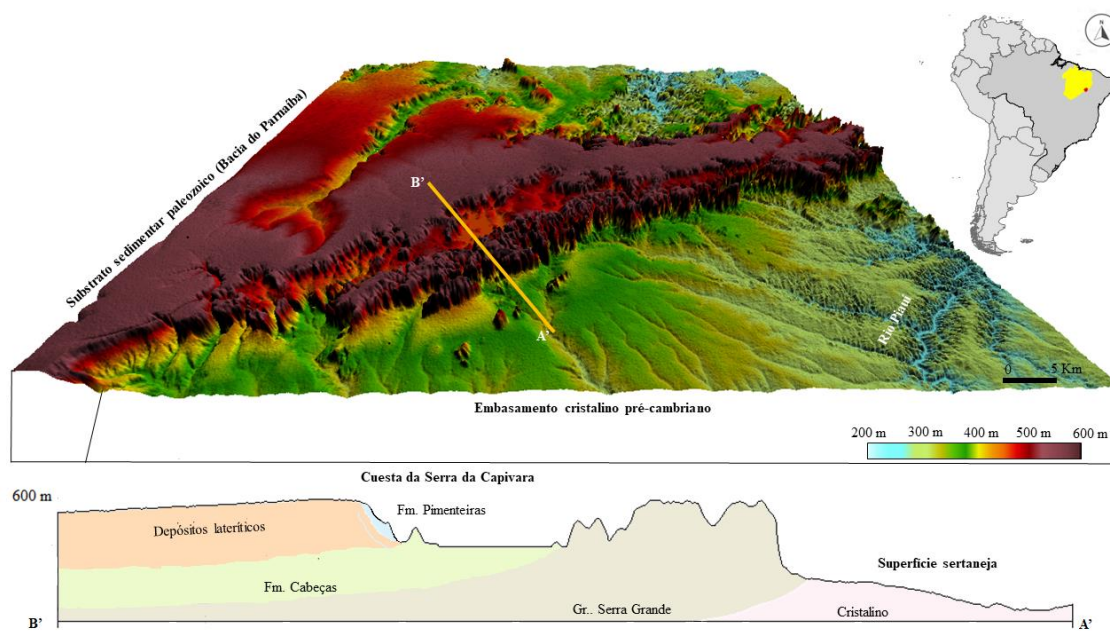
Figura 1- Localização da área de estudo (B). Situação da área no contexto da Bacia sedimentar do Parnaíba e desta na América do Sul (A)



Fonte: Silva e Maia (2024).

Quanto às unidades litoestruturais sedimentares da Bacia do Paranaíba (BPar) e que estão contidas no PARNA Serra da Capivara (Barros, *et al.*, 2012; Pfaltzgraff, Torres, Brandão, 2010) os depósitos lateríticos cenozoicos (colúvio-eluviais) se apresentam como o patamar com maior altitude e modelado com baixo grau de dissecação, levemente inclinado 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). A Formação Pimenteiras (Devoniano) constituída principalmente por arenitos, folhelhos e siltitos se apresenta como o setor de topografia mais rebaixado 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).

Figura 2- Bloco diagrama e perfil demonstrando a topografia da área do PARNA Serra da Capivara e adjacências, bem como o comportamento do relevo ao longo das principais unidades litoestruturais



Fonte: Silva e Maia (2024).

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 apresenta como degraus estruturais formados por vales e escarpas erosivas pontuando feições como boqueirões (*watergaps*), cânions (*canyons*), 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 geofomas residuais no PARNA Serra da Capivara



Fonte: Rubson Pinheiro Maia (2018).

A rede de drenagem na área corresponde a afluentes de riachos intermitentes que desaguam no Rio Piauí e este, por sua vez, vai compor a trama do rio Parnaíba que tem sua origem na borda leste da BPar e avança para o seu centro, perfazendo topografias que variam de 550 a 350 m (alto ao baixo curso) (Pfaltzgraff, Torres, 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 mecanismos associados como as Frentes Frias, os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) e as ondas de leste (Nimer, 1989). As temperaturas oscilam entre um mínimo de 12°C, máxima de 35°C e média de 25°C (Barros *et al.*, 2012).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo Geral

- Analisar a influência morfoestrutural no desenvolvimento do relevo cárstico da Serra da Capivara (Piauí, Brasil).

1.3.2 Objetivos Específicos

- Compreender as condi es, origem e evolu o do relevo cárstico em estudo;
- Demonstrar o comportamento e rela o entre a drenagem e os lineamentos na configura o da morfologia;
- Investigar como as formas de relevo de pequena e média escala se correlacionam com unidades maiores;
- Averiguar se os processos envolvidos no desenvolvimento do relevo cárstico em estudo podem ser ampliados para inferir a história das paisagens adjacentes.

1.4 Justificativa

Considerando relevo cárstico baseado nas formas originadas e nos processos geoquímicos de dissolu o como principal mecanismo formador e não apenas em evidências litológicas (Jennings, 1971, 1985; Hardt, 2011; Piló, 1998; Urbani, 1996a, 1996b; White, 1988), o carste em arenito da BPar se apresenta dentro do contexto do PARNA Serra da Capivara como um potencial geomorfológico ainda pouco estudado. No entanto, este pode se apresentar como uma importante chave de interpreta o para entender a evolu o geomorfológica da região.

Os arenitos formam na área estudada relevo cárstico de pequenas dimensões com inúmeras cavidades que abrigam uma gama de aspectos ambiental, biológico, turístico, cultural e histórico (Barros *et al.*, 2012) e a possibilidade de atribuir um teor geomorfológico ao contexto do ambiente pode subsidiar implica es geomorfológicas que auxiliarão na compreensão da forma o e evolu o do modelado que sustenta tais riquezas, bem como ajudarão na correla o e compreensão de processos e padrões de evolu o em uma variedade de escalas espaciais.

A op o por introduzir uma análise morfoestrutural em ambiente cárstico está intimamente ligada   estrutura da rocha, ao passo que não   raro poder inferir sobre a disposi o de condutos no subterrâneo associados aos lineamentos estruturais de superfície (Hardt, 2011). As fraturas são importantes para entender como as formas areníticas e conglomeradas se desenvolvem, pois são as principais linhas de fraqueza mecânica no maciço rochoso e atuam

como condutos para a circulação da água, facilitando sua penetração na rocha (Young, Wray, Young, 2009).

As expressões cársticas em arenito se apresentam no relevo tanto no Grupo Serra Grande como no Grupo Canindé representado pelas unidades Pimenteiras e Cabeças, mas a área delimitada (feições amostrais) para análise se apresenta exclusivamente nos arenitos e conglomerados silurianos do Grupo Serra Grande com destaque para a Unidade Ipu, situados na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (Figura 2). E são essas feições amostrais o foco desta pesquisa, justificada pela sua expressividade em superfície (Exocarste) em relação às demais, bem como, uma prévia repetição quanto a apresentação dos padrões de configuração e formas das feições com as áreas areníticas adjacentes. O que não impossibilitou apresentar correlações entre as diferentes unidades litoestruturais e suas implicações no relevo.

2 ESTADO DA ARTE

Com o intuito de verificar o estado do tema e do problema de pesquisa em estudo sob o ponto de vista teórico são apresentadas considerações a respeito do relevo cárstico em rochas siliciclásticas; o contexto geológico e geomorfológico regional e aspectos gerais do relevo cárstico em arenito ao longo do estado do Piauí. Este referencial se propõe apresentar subsídios para a caracterização, análise e discussão da influência morfoestrutural no desenvolvimento do relevo cárstico da Serra da Capivara.

2.1 Considerações sobre o carste em rochas siliciclásticas

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

2.1.1 *Carste em rochas siliciclásticas*

Admitindo que o fenômeno cárstico está associado aos aspectos morfológicos e não exclusivamente a litologia, a definição de uma paisagem cárstica deve estar relacionada à representatividade do conjunto de formas do relevo condicionadas por processo de intemperismo químico, mesmo que este não seja dominante (Hardt, 2004; Jennings, 1971; 1985; Piló, 1998; Urbani, 1996a, 1996b; White, 1988).

Desta forma, apesar da ocorrência de feições cársticas ser mais comum em rochas carbonáticas (calcário, calcita e dolomita), elas também podem ser desenvolvidas em rochas evaporíticas (halita, gipso e anidrita), formações ferríferas (itabirito, canga e ferricrete) e siliciclásticas (como arenitos, quartzitos ou granitos) (Ford, Williams, 2007; Jennings, 1971). As rochas siliciclásticas, por sua vez, são rochas clásticas compostas quase que exclusivamente por quartzo e/ou silicatos (Suguio, 1998).

A ocorrência de carste em rochas siliciclásticas, em condições naturais do ambiente, podem apresentar geoformas típicas de dissolução, mas requerem maior tempo para solubilizar se comparado aos carbonatos (Andreychouk; Travassos; Barbosa, 2010), bem como condições

climáticas comuns de ambientes de clima tropical úmido (Ford, Williams, 2007; Jennings, 1971). Em função da estabilidade química da sílica, que responde pela sua baixa alterabilidade, o relevo cárstico silicoso sugere apresentar idades relativamente elevadas, quando comparados ao carste carbonático, visto que seria necessário cerca de dois milhões de anos para o início da formação de um sistema cárstico silicoso (Galán, 1991).

Conforme será apresentado a seguir podemos atribuir de forma geral a formação das feições cársticas em rochas siliciclásticas ao conjunto de processos composto por dissolução da sílica e remobilização mecânica dos grãos alterados associados simultaneamente a demanda hídrica e o alto gradiente hidráulico. Estes processos podem estar associados a condições estruturais do substrato rochoso que funcionam como facilitadores para que a água e os materiais dissolvidos circulem pelo sistema formando inicialmente condutos que evoluem para galerias. Na medida em que os processos se intensificam geoformas típicas deste sistema são moldadas e hoje estão em subsuperfície (endocarste) e superfície (exocarste) dinamizando as paisagens.

2.1.2 *O papel do intemperismo químico em rochas siliciclásticas*

Em qualquer contexto litológico no qual o fenômeno cárstico se apresente em superfície e subsuperfície a dissolução se apresenta como marcador preponderante no processo de carstificação; sua atuação em rochas siliciclásticas, por sua vez, está relacionada à circulação da água no sistema e ocorre a partir da reação da sílica com a água, por meio da hidrólise, formando o ácido silícico (H_4SiO_4), ou sílica ácida (Henderson, 1982). A acidez da água envolvida nesta etapa do processo de intemperismo químico, pode ser considerada leve e produz pouca solubilidade (Martini, 1984).

Devido à taxa de dissolução da sílica ser baixa, a dissolução pode atuar através de feições estruturais e intergranularmente dissolvendo o cimento composto pela sílica, promovendo a individualização dos grãos de minerais, transformando assim a rochas maciças e duras em massas friáveis, porosas e permeáveis (Barbosa, Furrier, 2012). Esse processo de desagregação química dos grãos pela dissolução do cimento que os unia é denominado “arenização” (Primeira fase) (Martini, 1979; 1984). Isso, geralmente, ocorre em pequenas quantidades até que a coesão diminui exponencialmente e, assim, permite a atuação do processo de remobilização mecânica. Quando o material é remobilizado, por sua vez, produz canalículos que caracterizam uma rede de drenagem via “*piping*” (Segunda fase) (Jennings, 1985). A

remobilização mecânica dos grãos alterados resulta na formação de condutos, que podem evoluir formando galerias subterrâneas (Galán, 1991; Martini, 1979).

Na primeira fase de carstificação de rochas siliciclástica a dissolução da sílica depende das propriedades da solução relacionadas ao estado no qual a sílica se encontra (grau de cristalização ou fase amorfa), pH, tempo das reações químicas, temperatura, presença de vários sais e compostos orgânicos e inorgânicos. Por exemplo, em águas naturais a sílica a 25° C (ppm) no seu estado amorfo apresenta maior grau de solubilidade quando comparada à sílica cristalina (Yariv, Cross, 1979).

Mas cabe aqui um parêntese quanto às condições de temperatura e pH representarem fatores determinantes no desenvolvimento das feições cársticas, ao passo que estas condições se apresentam muito mais complexas do que parecem quando se espera que elevadas temperaturas promovam a aceleração da maioria das reações químicas (típicas de regiões tropicais úmidas), e esta resulte em maior dissolução. No entanto, existem evidências de carstificação em rochas siliciclásticas tanto em ambientes mais frios, quanto em regiões temperadas e até mesmo em latitudes subpolares, especialmente onde não se tem evidências de clima tropical pretérito (Wray, 1997). Quanto à condição pH, a solubilidade da sílica independe desta condição caso esse se situe entre 2 e 9, tendendo apenas a solubilidade em pH maior que 9. Esta limitação, por sua vez, quando pensamos em arenitos e quartzitos impossibilita alcançar em ambientes naturais valores de pH superiores a 9 nesses maciços rochosos (principalmente em quartzitos), seja em águas superficiais ou subterrâneas (Galán, 1991; Krauskopf, 1972).

Desta forma, a ocorrência dessas formas preferencialmente em regiões tropicais é defendida por Auler (2004) pelo fato da disponibilidade hídrica, em função da baixa solubilidade da sílica. Assim, a existência de água no sistema potencializa os processos, visto que não se tem registro de carstificação das rochas siliciclásticas em zonas áridas (Galán, 1991).

Um outro ponto singular quanto ao desenvolvimento de carstificação em rochas siliciclásticas está relacionado com a admissão dos ácidos orgânicos potencializarem a dissolução da sílica, visto que estudos demonstraram que a concentração de NaCl, em uma solução, mesmo que em pequena quantidade, pode elevar a dissolução da sílica em até 21 vezes, tanto para a sílica amorfa como para o quartzo (Bennet, 1991; Bennet *et al.*, 1988; Icehower *et al.*, 2000). Destaca-se também a presença de bactérias e líquens exercendo papel na dissolução da sílica e dando origem em rochas quartzíticas e areníticas a microfeições em cavernas (Brehm, Gorbushina, Mottershead, 2004; Bruches, Sponholtz, 1992; Lundberg *et al.*, 2010a; 2010b; Viles, Pentecost, 1994; Willems, Compere, Sponholz, 1988).

Avançando para a segunda fase de carstificação de rochas siliciclásticas, a remobilização mecânica, designada “*piping*”, também pode ser potencializada a fatores integrados como a disponibilidade hídrica e alto gradiente hidráulico, visto que quando a zona arenizada se apresenta alçada por uma superfície aberta (parede das escarpas ou a superfície de vale a uma cota inferior, por exemplo) (Souza, 2014), submetida a alta pressão da água a remoção da sílica se faz eficiente (Martini, 1984). Caso contrário, a sílica é pouco removida e pode ser reincorporada ao sistema através da formação de clastos (Young, Young, 1992). Assim, as cavidades em rochas siliciclásticas ocorrem geralmente em locais de elevado gradiente hidráulico, necessário para que a água circule, favorecendo a dissolução e a remoção mecânica das rochas (Auler, 2004; Fabri, Augustin, Auler, 2014).

2.1.3 *O papel das discontinuidades do substrato geológico no relevo cárstico*

Como vimos na primeira (arenização) e segunda fase (*piping*) de carstificação em rochas siliciclásticas faz-se necessário condições naturais e ambientais que potencializam a dissolução da sílica e o transporte dos grãos desintegrados. No entanto, quando falamos de arenitos e quartzitos, por exemplo, condições primárias de porosidade e permeabilidade são bastante desfavoráveis quando comparadas com rochas carbonáticas.

Visto que o início do processo de carstificação se inicia com a formação de condutos e estes originam galerias subterrâneas em algumas partes do sistema pela remoção mecânica de partículas sólidas, o processo de dissolução da sílica precisa ser potencializado pela presença de água no substrato rochoso criando uma rede subterrânea de circulação desse fluido (Martini, 1984; Urbani, 1986b). Sendo assim, quando o substrato rochoso se apresenta condicionado por discontinuidades geológicas associadas a lineamentos estruturais e planos de acamamento a dissolução da sílica é facilitada por estas estruturas permitindo a interação da água ao longo das arestas intergranulares dos grãos (Young, Wray, Young, 2009) gerando uma porosidade secundária.

A porosidade secundária da rocha é outro fator que interfere no desenvolvimento de áreas cársticas, devido à variação na natureza, escala e distribuição dos espaços vazios entre os grãos (Ford, Williams, 2007). Enquanto a porosidade primária corresponde aos poros intergranulares desenvolvidos antes da diagênese, a secundária refere-se às estruturas representadas por juntas, planos de acamamento, fraturas, falhas e discontinuidades formadas após a diagênese (Dreybrodt, 1998; Sweeting, 1972). Esta, por sua vez, propicia em microescala zonas de fluxo que permite transmitir água pelas interconectividades dos poros (Permeabilidade

secundária) (Bagni *et al.*, 2022) e conseqüentemente uma circulação hídrica vertical e horizontal ao longo do maciço rochoso. Pois 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 um condicionante estrutural que facilite a circulação da água.

Assim, as estruturas geológicas permitem a penetração da água superficial até o interior do maciço rochoso, possibilitando uma progressiva arenização desde a superfície até grandes profundidades, bem como uma malha subterrânea composta por material friável (Doerr, 1999; Pouylleau, Seurin, 1985; White, Jefferson, Haman, 1966). Funcionando inicialmente em condições freáticas, o conduto pode passar a condições vadasas facilitando a ocorrência da erosão e colapsos e aumentar ainda mais as suas dimensões. À medida que os condutos se ampliam, os colapsos intensificam e os blocos desprendidos podem ser removidos por erosão. Nesta etapa de crescimento volumétrico das cavidades, podem ocorrer diferentes variações morfológicas internas dependendo dos fatores litológicos, estruturais e hidrológicos locais. Quando a circulação hídrica diminui significativamente ou acaba, a cavidade deixa de ser ativa. Assim, os processos de dissolução intragranular, formação de condutos e erosão são interrompidos ou atuam de forma reduzida. Com isso, nestas cavidades podem atuar majoritariamente outros processos como colapso ou exfoliação (Urbani, 1986b).

As fraturas e falhas atuam como principais linhas de fraqueza no maciço rochoso siliciclástico e podem atuar como espaços ao longo das rochas para a circulação da água, facilitando sua penetração (Young, Wray, Young, 2009). Ambas são deformações rúpteis onde as fraturas podem ser abertas, fechadas ou preenchidas e não apresentam movimentação em relação ao plano de ruptura, já as falhas podem se apresentar com extensões ou prolongamentos significativos e mostram-se com movimentação em relação ao plano de ruptura (Fossen, 2012).

Jennings (1983) já chamava atenção para a influência das discontinuidades geológica no desenvolvimento de torres, corredores e cânions nos arenitos do noroeste da Austrália onde a percolação da água, principalmente ao longo de juntas durante um período prolongado resultou em um sistema cárstico na região. Wray (2009), por sua vez, reforça essa interpretação ao demonstrar que um amplo sistema de condutos subterrâneos em terrenos arenitos na região de Queensland, também na Austrália, não se desenvolver pelo domínio intergranular, mas a um conjunto de fatores associados à presença de juntas e acabamentos transportando o fluxo de água lateralmente em direção ao vale. Galán (1991) também descreveu formas como cânions,

torres e labirintos nos tepuis venezuelanos formados a partir de um significativo *trends* de fraturas verticais, que promoveram a dissecação do terreno e a instalação das feições.

A variedade de relevos em superfícies rochosas expostas em arenito é surpreendente, resultando na multiplicidade de nomes e várias abordagens de classificação, por exemplo, Mikuláš (2007); Adamovič, Mikuláš, Cílek (2010); Urban, Górník (2017). Estas se apresentam em diferentes escalas, desde planaltos até microformas como *tafonis* e *honey comb* (Migón, 2021).

As feições cársticas podem ser classificadas conforme a localização nas superfícies específicas dos ambientes cársticos. Essa classificação sugere a presença de exocarste, epicarste e endocarste. De acordo com a finalidade deste trabalho será considerado as feições típicas de ambiente cárstico em arenito em sua superfície exocárstica (Bögli, 1980; Ford, Williams, 2007; Jennings, 1971) e feições associadas (Hardt, 2003; Silva, 2004; Travassos, 2019).

2.1.4 *Análise morfoestrutural em relevos cársticos*

A análise morfoestrutural de um relevo configura-se como uma das técnicas que podem ser utilizadas em ambientes cársticos, e diante do papel das discontinuidades do substrato geológico no relevo cárstico siliciclástico (Sweeting, 1972; Dreybrodt, 1998) reforça ainda mais a possibilidade de investigação desses ambientes extrapolando condições de origem e evolução associadas ao intemperismo químico.

O principal objetivo da análise morfoestrutural é a obtenção de informações a respeito de estruturas, uma vez que se espera, com a aplicação desta técnica, que a morfologia da superfície de uma bacia reflita, embora de modo atenuado, às condições estruturais do embasamento (Crepani, 1988; Lima, 2006). E essa análise, aliada às Geotecnologias, com destaque para o Sensoriamento Remoto e Sistema de Informação Geográfica (SIG) e o Geoprocessamento, permite obter dados e variáveis destes ao correlacionar dados de relevo e de geologia (Hardt, 2011) a fim de identificar e discutir os aspectos morfoestruturais e sua influência no desenvolvimento do relevo cárstico em estudo.

Estamos falando de uma análise morfoestrutural baseada em dados geoespaciais na qual diferentes conjuntos de dados de sensoriamento remoto podem ser utilizados e analisados para identificar elementos estruturais e de relevo (Subhobroto; Ashish, 2022). Visto que o carste está intimamente ligado à estrutura da rocha, podemos inferir a partir destes produtos, ferramentas e análise, por exemplo, a disposição de condutos subterrâneos associados a lineamentos estruturais de superfície e associar aquíferos subterrâneos e a superfície, baseados em sistemas de fraturas regionais (Lattman; Parizek, 1964).

Em posse de produtos de sensoriamento remoto como as imagens de radar e de satélite em ambiente de SIG é possível aplicar técnicas de geoprocessamento é gerar dados como modelos digitais de elevação (MDEs), bem como extrair feições associadas a padrões de formas de relevo, lineamentos e drenagem (Andrade-Filho; Rosseti, 2012a, b; Barbosa; Furrier, 2012; Bezerra *et al.*, 2014; Furrier *et al.*, 2006; Gallay *et al.*, 2015; Hardt, 2011; Loncar; Grcic, 2022; Maia, 2012; Maia; Bezerra, 2011, 2012; Oliveira; Medeiros, 2012; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2016; Siart *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2017; Silva; Maia, 2017; Telbisz *et al.*, 2007, 2011; Tagil; Jenness, 2008).

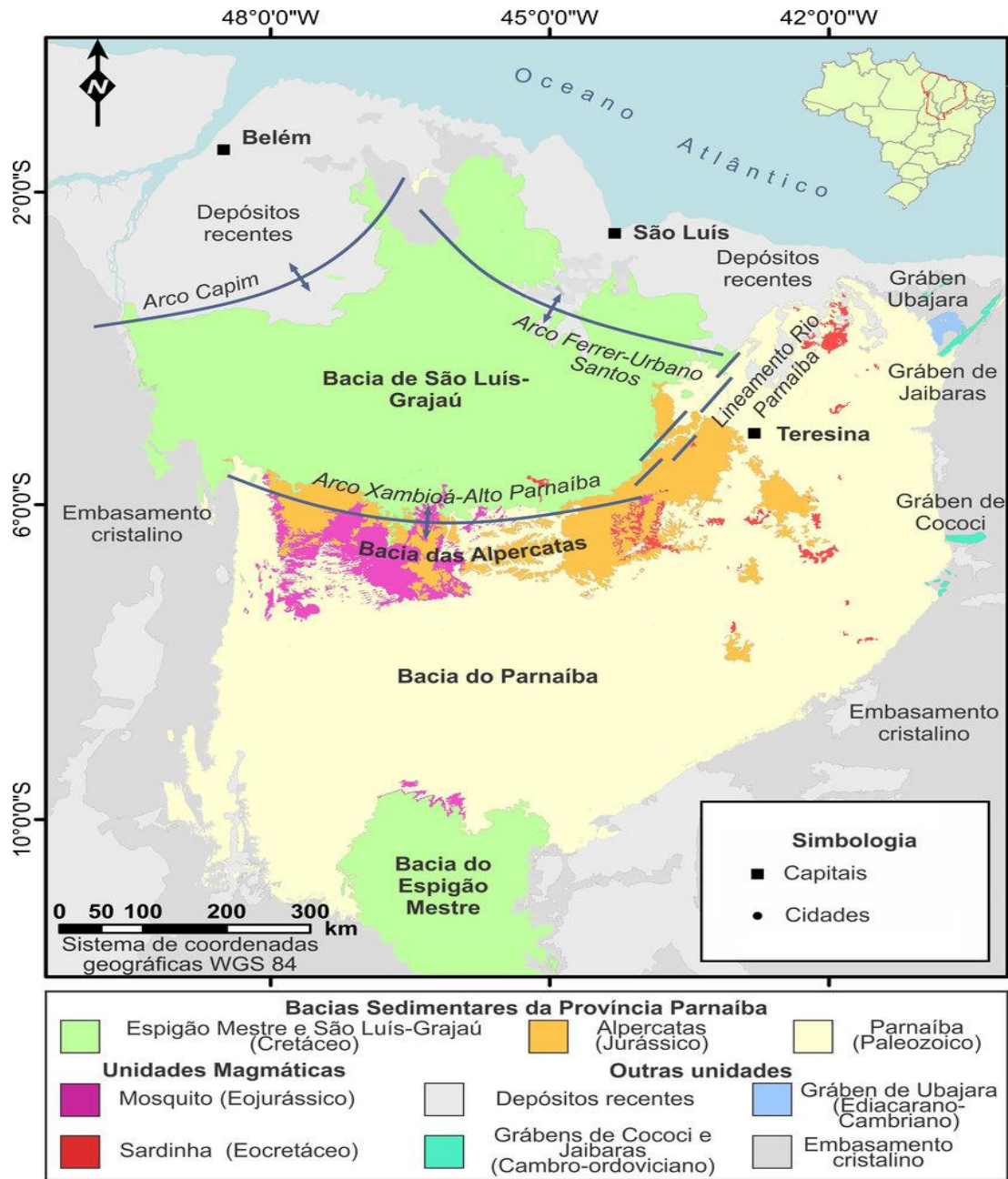
A identificação de lineamentos de relevo em produtos de sensoriamento remoto configura-se como expressões morfológicas do relevo que podem ter relação com feições subsuperficiais geológicas (Andrade-Filho, 2014). Este tipo de investigação, baseada na caracterização de formas de relevo e de bacias de drenagem, auxilia na reconstituição do arcabouço estrutural, por permitir o reconhecimento de estruturas tectônicas, como falhas, fraturas e dobras, desenvolvidas em diferentes momentos do passado geológico (Andrade-Filho, 2010).

A análise qualitativa e quantitativa dos elementos de drenagem e relevo extraídos de produtos de sensoriamento remoto apresenta-se com procedimentos eficazes de identificar e analisar a trama geomorfológica da área de estudo, bem como as influências estruturais impressas no substrato geológico e na rede de drenagem. Neste sentido, a extração de dados a partir dos produtos de sensoriamento remoto, dispõe-se de uma ferramenta importante para a caracterização e análise morfoestrutural da área estudada, dando suporte no que tange à observação de eventos tectônicos antigos, assim como em eventos recentes (Corrêa; Fonseca, 2010).

2.2 Contexto geológico e geomorfológico regional

Em um contexto geológico regional, a área encontra-se na confluência de três províncias estruturais da Plataforma Sul-americana. As províncias Borborema e São Francisco constituídas, sobretudo, de rochas pré-cambrianas que formam o embasamento da Província Parnaíba (Figura 4), representada por rochas essencialmente sedimentares (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 1981).

Figura 4 - Mapa representativo da Província Sedimentar Parnaíba: Góes (1995)



Fonte: Cunha; Souza; Córdoba, 2019 (editado).

2.2.1 Província Parnaíba

A Província Parnaíba (Figura 4), também conhecida como Província Sedimentar do Meio-Norte, corresponde a uma unidade geotectônica que abrange quatro representativas bacias sedimentares originadas a partir de fases tectônicas com eventos e idades variadas, sendo elas: Grajaú, Espigão Mestre, Alpercatas e do Parnaíba (Góes, 1995).

No contexto regional, a formação desta Província se apresenta como resultado da colagem dos crátons São Luís-Oeste Africano, Amazônico e São Francisco, e pelas faixas de Dobramentos Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto, estabilizadas na passagem do Proterozóico Superior para o Paleozóico Inferior. Destacam que ela apresenta pacotes de rochas sedimentares que atingem a espessura de 3.500 m na sua porção central (estado do Maranhão), abrangendo uma área de aproximadamente 600.000 km², sendo limitada ao norte pelo Arco Ferrer (Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos); a leste pela Falha de Tauá (contato com a província de Borborema); a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu (no contato com o gráben São Francisco); ao sul pelo Espigão-Mestre (separado do domínio da bacia Sanfranciscana pelo alto do São Francisco); a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia e a noroeste pelo Arco Tocantins (Cunha, 1986; Góes, 1995).

Sua formação se expressa em estágios tectônicos-estratigráficos que tiveram início com o processo de deposição sedimentares das bacias interiores no final do paleozóico a partir de alterações de deposição em ambientes marinhos e continentais do Siluriano ao Permiano formando a Bacia do Parnaíba (limitada ao N-NE pelo Arco Xambioá-Alto Parnaíba, Bacia das Alpercatas e Lineamento Rio Parnaíba; a NW pela unidade magmática Mosquita; a E-W pelos *grabens* Ubajara, Jaibaras e Cococi e o embasamento cristalino e ao S-SE a Bacia do Espigão Mestre e o embasamento cristalino) . Com a mudança de eixo de deposição para o centro da bacia durante o Mesozóico, em ambiente continental, forma-se a Bacia das Alpercatas (centro-sudeste do Maranhão e limitada NW-N pelo Arco Xambioá-Alto Parnaíba e a Bacia do Grajaú-São Luís e o Lineamento Rio Parnaíba; a E-W e S pela Bacia do Parnaíba) e, a partir de ciclos de sedimentação posteriores (Cretáceo), formaram-se as bacias do Grajaú-São Luís (ao norte, limitada a NW-NE pelos arcos Capim e Ferrer-Urbano Santos, ao S pelo Arco Xambioá-Alto Parnaíba, SW-SE pelas bacias das Alpercatas e Parnaíba e E-W pelo Lineamento Rio Parnaíba e o embasamento cristalino) e Espigão Mestre (ao sul, limitada ao NW-N-NE pela Bacia do Parnaíba e no contato desta com a unidade magmática Mosquita e SE-S-SW com o embasamento cristalino) (Bizzi *et al.*, 2003).

2.2.2 *Bacia Sedimentar do Parnaíba*

Na província Parnaíba é destaque uma bacia sedimentar de nome homólogo abrangendo os estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará, perfazendo uma área de cerca de 600 mil km² da porção noroeste do Nordeste brasileiro e, no depocentro, a espessura total de suas rochas atinge cerca de 3.500 m (Vaz *et al.*, 2007).

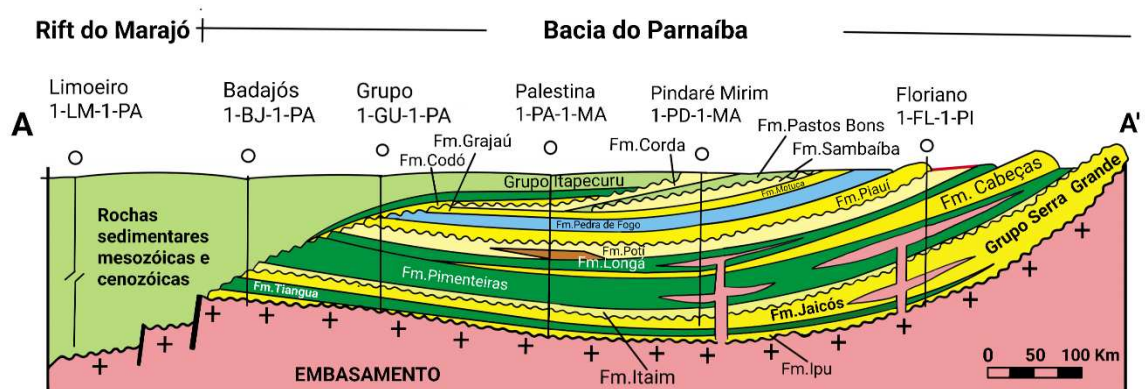
O embasamento da Bacia do Parnaíba (BPar) é composto por rochas metamórficas, ígneas e sedimentares pertencentes aos crátons São Francisco e São Luís, bem como aos terrenos afetados pela orogênese Brasileira, lateralmente expostos (e inferidos no seu interior) nas províncias estruturais Tocantins e Borborema, além da Faixa Gurupi (CordanI *et al.*, 2009). Conseqüentemente está sobreposta a megaestruturas do seu embasamento cristalino que, em parte, afloram em regiões adjacentes, tais como o Lineamento Transbrasiliano, com direção NE-SW, e a Faixa Araguaia, com direção N-S, as quais influenciaram na estruturação da bacia, na nucleação de falhas e no controle de eixos deposicionais paleozoicos (Góes, 1995). A bacia é delimitada por estruturas que incluem, ao norte, o Arco Ferrer-Urbano Santos; ao sul, o Arco São Francisco; a noroeste, o Arco do Capim e, a oeste, o “Lineamento Tocantins-Araguaia” (Figura 4) (Cunha, 1986).

A BPar instalou-se durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida, Carneiro, 2004), correspondendo às áreas laterais da Cadeia Brasileira, que foi erodida e sofreu colapso tectônico, tendo no seu lugar uma bacia do tipo sinéclise, que, por sua vez, também contou na sua origem com a formação de rifts intracratônicos resultantes da divisão do Panófia no início do Paleozoico, que posteriormente foram abortados (Claudino-Sales, Lira, 2011; Claudino-Sales, Peulvast, 2007; Peulvast, Claudino-Sales, 2002).. Esta foi implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Juguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato. Corresponde uma bacia intracratônica do tipo IF/IS, ou seja, fraturas interiores (IF) produzidas por esforços distensivos/depressão interior (IS), causadas por movimentos verticais (Bizzi *et al.*, 2003; Brito Neves, 1998).

Diante destas condições, a BPar, recobre, terrenos fraturados e dobrados durante o Ciclo Brasileiro e sua camada sedimentar mais antiga, O Grupo Serra Grande, aflora em superfície fazendo contato com esses terrenos dobrados, metamorfizados e plutonizados (Claudino-Sales, Lira, 2011).

Segundo Góes e Feijó (1994) o preenchimento sedimentar da bacia corresponde três superseqüências: a siluriana (Grupo Serra Grande), consistindo num ciclo transgressivo-regressivo completo; a devoniana (Grupo Canindé), com novo ciclo transgressivo-regressivo (maior ingressão marinha na bacia); e a carbonífero-triássica (Grupo Balsas), ainda um ciclo transgressivo-regressivo, mas com profundas mudanças estruturais e ambientais (muda o eixo de deposição), condições marinhas mais restritas e severa aridez (Figura 5) (Vaz *et al.*, 2007).

Figura 5- Seção longitudinal da Bacia do Parnaíba



Fonte: Caputo, Iannuzzi, Fonseca, 2005 (Adaptado pela autora).

O Grupo Serra Grande composto pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós (Caputo, Lima, 1984; Góes, Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007) e assentando discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-cambriano, apresenta rochas correspondentes a arenitos grosseiros e conglomerados que podem atingir uma espessura superior a 100 m nomeadamente nos fronts das *cuestas*, onde apresenta, nas suas porções basais, um arenito de granulometria média a fina, pouco espesso ou ausente repousando diretamente sobre os micaxistos do embasamento; um pacote espesso de conglomerado com seixos de quartzo e quartzitos com lentes finas argilo-arenosas ferrugíneas e arenitos médios (Barros, *et al.*, 2012).

2.2.3 Compartimentos morfoestruturais

Em escala regional (Costa *et al.*, 2020) as formas de relevo piauiense se apresentam classificadas em feições desenvolvidas em rochas do embasamento cristalino pré-cambriano por processos erosivos e denudacionais (*Formas denudacionais*) regidos por variações climáticas entre climas quentes e semiáridos (Cretáceo Superior aos dias atuais); por *formas circudenudacionais* referentes aos relevos desenvolvidos na borda leste da Bacia Sedimentar do Parnaíba que atualmente compõem os planaltos onde seus alçamentos topográficos devem-se a processos tectônicos de soerguimento e a erosão diferencial; baixos platôs associados a áreas lateríticas; superfícies periféricas típicas de bacias do tipo sinéclise (ambientes deposicionais: continental, marinho, desértico) e rebordos e patamares com predomínio de arenitos e conglomerados. Ocorrem também as *formas agradacionais*, com destaque para as planícies fluvial, costeira e pré-litorânea em topografias mais rebaixadas e planas propícias aos processos sedimentológicos através da ação dos rios, ventos e marés. Ao longo dessas formas/ambientes é possível identificar uma gama de *feições pontuais* que dinamizam ainda

mais as paisagens como a ocorrência de vales encaixados, boqueirões, cânions, colinas, domos, relevos cársticos e *inselbergs*.

Com destaque para as formas circundenudacionais, com ocorrência na área de estudo, são identificadas quatro unidades de planaltos sedimentares ao longo do Estado com altitudes que variam de 800 a 400 m modelados por diferentes unidades litoestruturais da bacia sedimentar Paleozoica do Parnaíba. Apresentam-se na forma de relevos cuestiforme com topo suavemente inclinado e *front* dissecado.

A primeira unidade corresponde ao *Glint* da Ibiapada, disposto a leste e correspondente a borda da BPar (Claudino-Sales, Lira, 2011; Peulvast, Claudino-Sales, 2002), limítrofe com o estado do Ceará, com direção norte-sul. Este apresenta seu reverso modelado em arenitos do Grupo Serra Grande e o seu *front*, já no domínio cearense, apresenta-se sustentado por uma vertente modelada no embasamento cristalino pré-cambriano (*Glint*) e dissecado pelo rio Poti, dividindo tal feição por um cânion (Poti). Sua porção mais ao sul se apresenta com mais representatividade na área atingindo altitude de 800 m no topo e à medida que avança para o interior da bacia seu reverso vai perdendo declividade até atingir o nível das superfícies periféricas (350 m). Paralelo ao reverso ao sul do *Glint* da Ibiapaba pode ser identificado a unidade litoestatigrafica correspondente aos arenitos Grupo Canindé, nos quais pode ser identificado um planalto cuestiforme com altitudes de 500 metros e na medida em que avança para o interior da bacia vai perdendo altitude até, também, atingir o nível das superfícies periféricas (300 m).

No contato com a superfície periférica e a superfície sertaneja (Figura 6) pode ser identificada uma unidade de planalto modelado em depósitos lateríticos (colúvio-eluviais), aqui denominada de *cuesta* da Serra da Capivara, disposto de direção NE-SW que apresentam maiores altitudes (600 m, com alguns setores com até 700 m) próximo a Superfície sertaneja e na medida que avança da borda para o centro da bacia vai apresentando uma topografia com níveis altimétricos menores (400 m). Em um patamar inferior ao planalto laterítico se apresenta disposto uma outra unidade de planalto (NE-SE) modelado em arenitos do Grupo Bolsas com altitudes que decrescem de 500 a 300 m.

Figura 6- *Glint* da Ibiapaba com *front* escarpado de arenitos e conglomerados da base do Grupo Serra Grande, em contato com o embasamento pré-cambriano que constitui extensa superfície aplainada



Fonte: Barros, *et. al.*, 2012.

As unidades dos planaltos apresentam-se limitadas pelas superfícies periféricas e estas, são superfícies sedimentares com altitudes inferiores as da superfície sertaneja que variam de 350 a 100 m (mais degradadas) formadas por intercalações irregulares de sedimentos arenosos, síltico-argilosos e calcários associados a Bacia Sedimentar do Parnaíba. Ao longo destas superfícies são identificados baixos platôs correspondentes a depósitos detrítico-lateríticos (colúvio-eluviais) provenientes de processos de laterização em rochas de composições diversas sem a presença de crosta. Topograficamente se apresenta com altitudes de até 300 m e declividade de 0 a 3° graus. Ainda bordejando os planaltos e baixos platôs e limítrofe, em alguns setores mais a sudoeste do Estado, com a superfície sertaneja pode ser identificado unidades geomorfológicas que correspondem a rebordos e patamares, representado um relevo transicional entre duas superfícies distintas alçadas a diferentes cotas altimétricas. São superfícies amplamente fraturadas que possibilitam a ação do intemperismo constituindo vertentes predominantemente retilíneas a côncavas, com declive acentuado e topos levemente arredondados (Barros, *et al.*, 2012).

O traçado da rede de drenagem da bacia do Rio Parnaíba permite reafirmar que existe uma forte ligação da morfologia do relevo atual com elementos tectônico-estruturais e pode ser observada seja no formato semicircular da borda sudoeste da bacia sedimentar do Parnaíba, definido pela zona de cisalhamento do lineamento Senador Pompeu; no traçado do canal do rio Parnaíba que se apresenta com uma direção de fluxo organizada seguindo a direção S-N com desvios por controle estruturais, como pela influência da falha do Alto Parnaíba e do domo do Amarante e na própria assimetria da bacia com os afluentes de maior extensão e importância drenando apenas sua margem direita. O eixo do rio Parnaíba constitui-se como um importante indicador dos processos atuais de elaboração do relevo do Estado e isso se dá pelo efeito da calha do rio se apresentar como nível de base regional comandando a dinâmica da água e dos sedimentos fluviais em praticamente todo o espaço piauiense (Lima, Augustin, 2015).

Mas embora as sequências sedimentares próximas a esse rio apresentem caimento para oeste, processos erosivos, possivelmente associados a climas mais secos, levaram a elaboração de relevo planar, atualmente bastante dissecado e apresentando formas de topos convexos, devido à atuação de intemperismo químico mais acentuado nas áreas com índices pluviométricos mais elevados e formas de relevo de topos chatos nas áreas de menor pluviometria. Já nos domínios das *cuestas*, é possível observar que o entalhe atual ocorre predominantemente do *front* para o reverso, com a abertura de vales anaclinais que abrem seu caminho em direção a calha do Rio Parnaíba, acentuando o efeito de borda semicircular que essa Bacia apresenta (Lima, 1982).

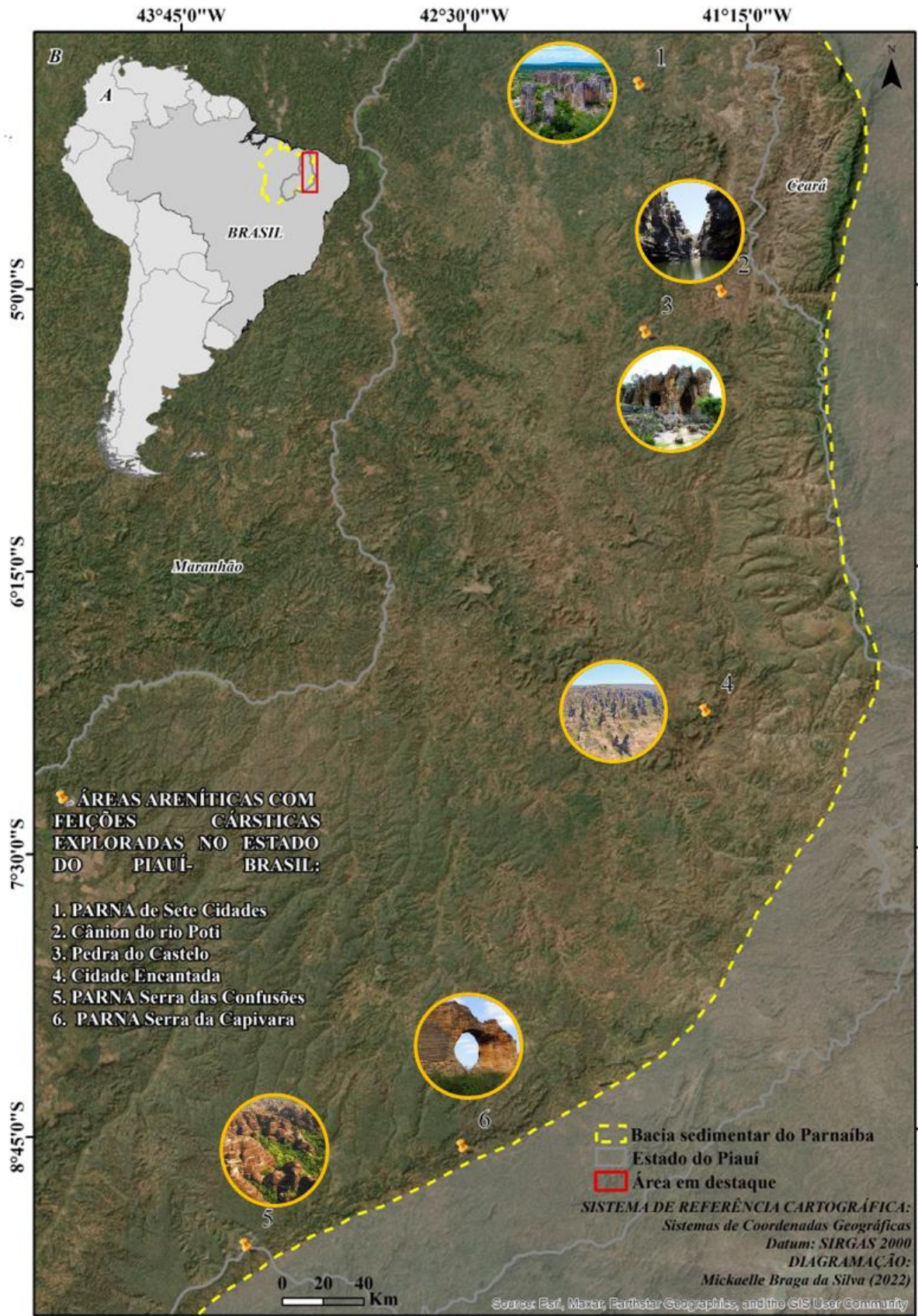
2.3 Aspectos do carste em arenito no estado do Piauí, NE-Brasil

O estado do Piauí se apresenta constituído basicamente por um tipo litológico, com domínio de rochas sedimentares paleozoicas da BPar (Figura 8). No entanto, apresenta uma diversidade de paisagens geomorfológicas com destaque para relevos cuestiformes bordejados por rebordos e patamares com relevos cársticos em arenitos no decorrer de superfícies amplamente fraturadas formando feições ao longo dessas estruturas como “boqueirões e cânions” a partir do encaixe da rede de drenagem, bem como pináculos, torres, entre outras (Pfaltzgraff, Torres, Brandão, 2010).

Tamanha diversidade de formas confere ao Estado cenários exuberantes, a exemplo o PARNA de Sete Cidades (1); Cânion do rio Poti (2); Pedra do Castelo (3); Cidade Encantada (4); PARNA Serra das Confusões (5) e PARNA Serra da Capivara (6) (Figura 7).

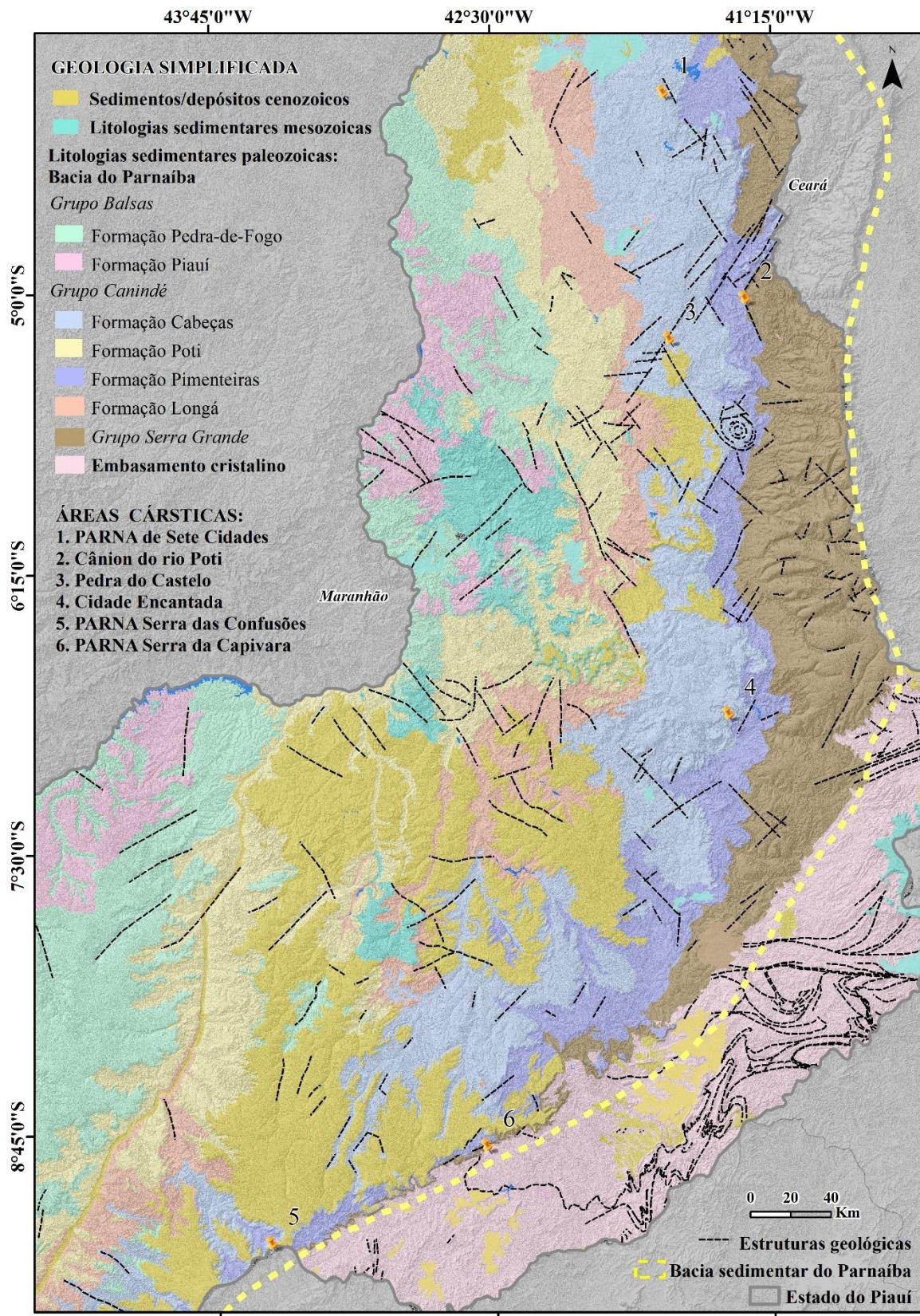
Com base na contextualização apresentada será explanada uma breve caracterização de áreas cársticas dispostas ao longo da borda leste da BPar.

Figura 7- Localização das áreas com feições cársticas em arenito exploradas no Estado do Piauí, Brasil



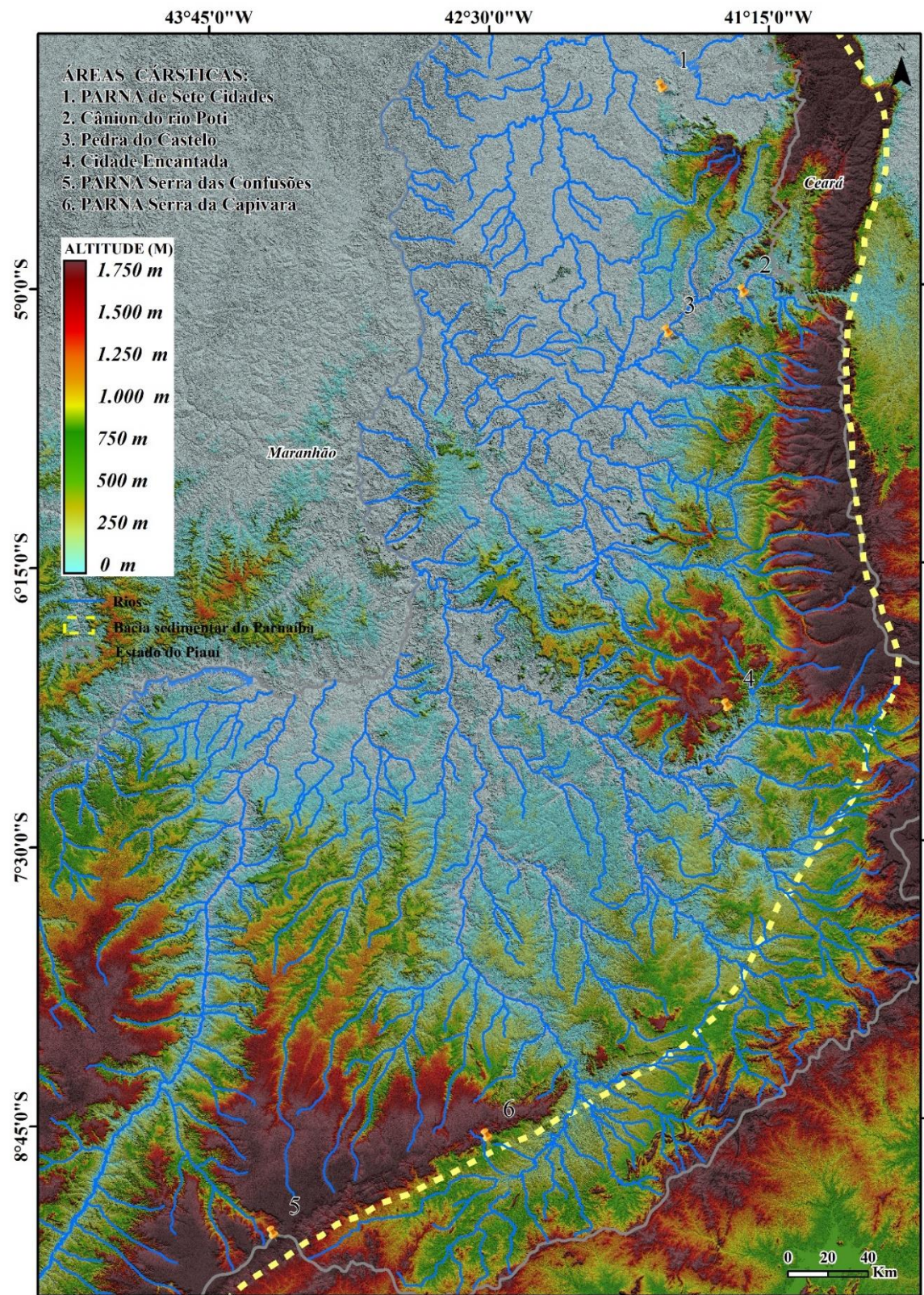
Fonte: Elaborada pela autora (2024).

Figura 8- Geologia simplificada das áreas com feições cársticas exploradas no Estado do Piauí, Brasil



Fonte: Elaborada pela autora (2024).

Figura 9- Hipsometria das áreas com feições cársticas em arenito exploradas no Estado do Piauí, Brasil



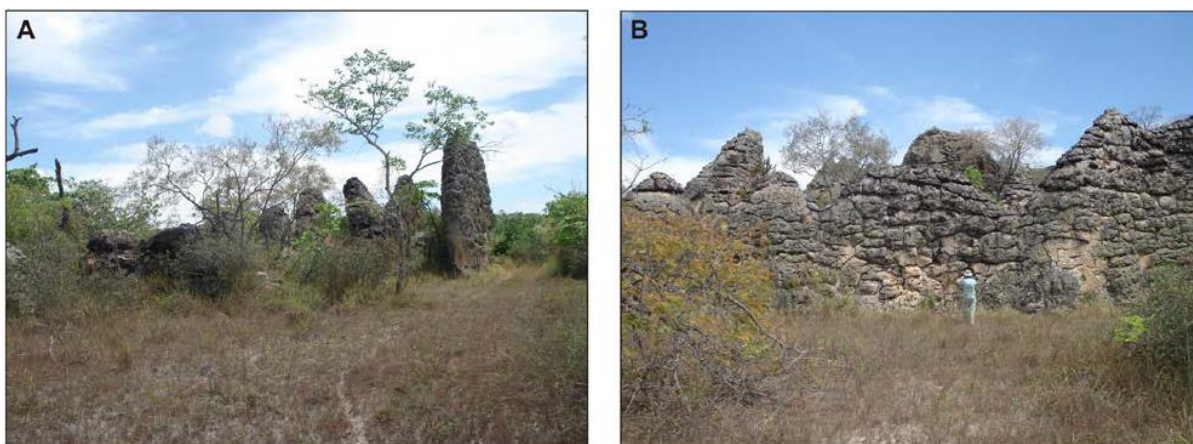
Fonte: Elaborada pela autora (2024).

2.3.1 PARNA de Sete Cidades

O PARNA de Sete Cidades situa-se no Nordeste do Estado do Piauí, especificamente entre os municípios de Brasileira e Piracuruca, apresentando 6.221 ha de extensão (Barros *et.al.*, 2014).

Geologicamente, apresenta-se constituído pelas rochas do Grupo Serra Grande e das Formações Pimenteiras, Poti e Cabeças, no geral, representadas por arenitos (Pfaltzgraff, Torres, Brandão, 2010). De acordo com Barros *et.al.* (2014) o tectonismo que afetou as rochas do PARNA de Sete Cidades está restrito a falhas e fraturas. Fortes (1996) demonstra que as falhas principais se apresentam preferencialmente nas direções NW-SE, delimitando blocos fraturados na direção E-W, que dão origem a diversas feições das cidades, especialmente muralhas (Figura 10).

Figura 10- Cidade Perdida: A) Muralhas de pedra cuja formação foi condicionada pelo sistema de fraturas; B) Muralha com contorno serrilhado (dentes de dragão)



Fonte: Barros *et.al.* (2014).

Geomorfologicamente se apresenta contido na unidade dos planaltos sedimentares com destaque para o planalto cuestiforme da Ibiapaba com feições areníticas associadas a escarpas, rebordos e patamares e sistemas de fraturas dando origem a mirantes, cachoeiras e as famosas “cidades em ruínas” (relevo cárstico), destacando pontos turísticos como a Cachoeira do Riachão, Mirante do Gritador e Cidade Perdida. São presentes também formas associadas a estruturas de planície estuarina (Biblioteca) e alveolares (Arco do Triunfo) e formas poligonais (Pedra da Tartaruga) (Barros *et al.*, 2014).

2.3.2 *Cânion do rio Poti*

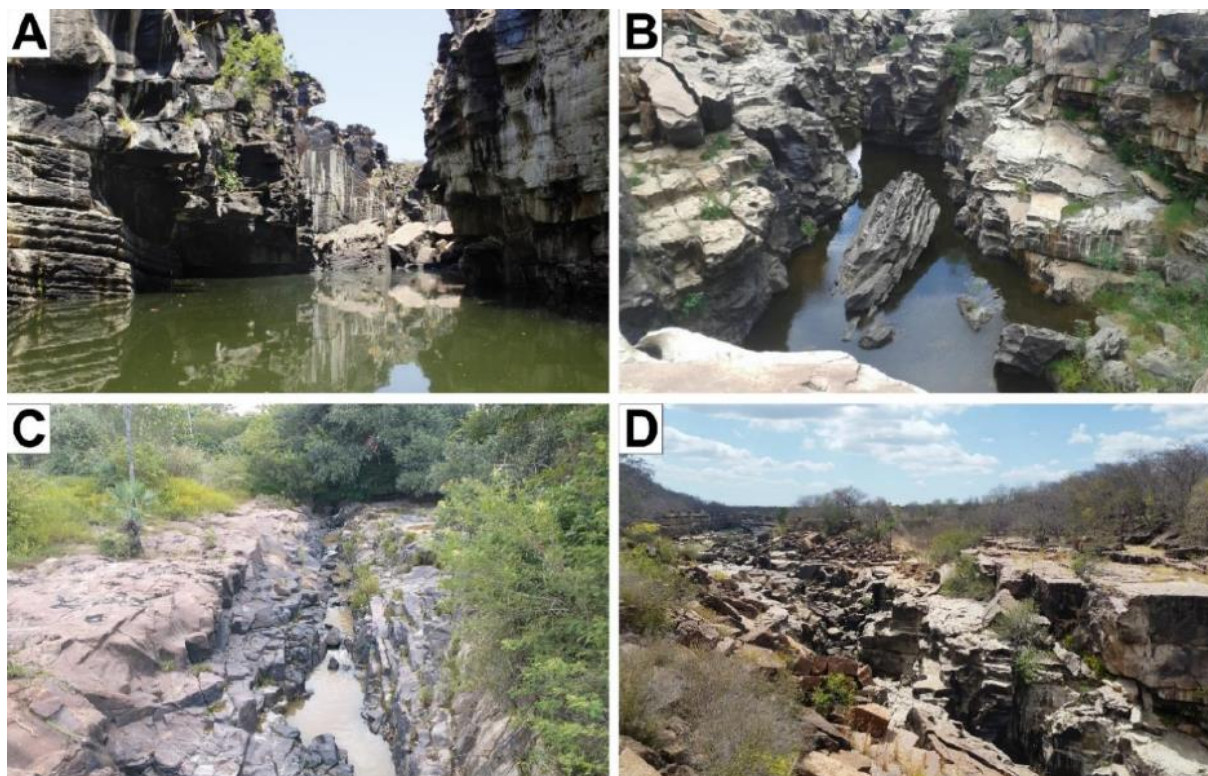
O cânion é uma feição associada ao rio Poti, com suas nascentes no estado cearense e seu médio e baixo curso drenando o território piauiense até juntar-se a trama da bacia hidrográfica do rio Parnaíba.

Geologicamente, durante seu percurso, em seu alto curso drena terrenos metamorfizados do embasamento da Província Borborema em seu setor setentrional e na medida que avança para o interior do continente a jusante incide em rochas da Bacia sedimentar do Parnaíba sobre as Formações Jaicós (Grupo Serra Grande), Pimenteiras e Cabeças (ambas do Grupo Canindé). Com destaque para a Formação Jaicós, pacote no qual o cânion se localiza apresenta arenitos e conglomerados (Assis *et al.*, 2019; Vaz *et al.*, 2007).

O cânion do rio Poti corresponde a morfologia de um vale transversal que se superpõem ao *Glint* da Ibiapaba e em sua porção, próximo ao *front*, transpassando o grupo Serra Grande atinge valores de amplitude e declividade de 400 m e 55°, representados por um vale com paredões (Rodrigues *et al.*, 2024).

Ao longo das paredes do cânion é possível identificar sistemas de fraturamento e planos de acamamento associados aos arenitos. Em escala de afloramento, verifica-se fraturas horizontais e verticais alargadas nos paredões, por vezes, preenchidas por solo e vegetação, bem como uma série de blocos propensos ao colapso no topo das paredes escarpadas e torres de blocos pós-colapso (Figura 11) (Rodrigues *et al.*, 2024).

Figura 11- Trecho ao longo do cânion do Poti com exemplos de colapsos de blocos mediante controle estrutural. A e B: Exemplos de matacões colapsados no leito do rio Poti ao longo do vale que corta o pavimento rochoso denominado de Alto Canalão. C e D: Destacamento de blocos de acordo com sistema ortogonais de fraturas verticais em tributários de baixa ordem do rio ao longo cânion



Fonte: Rodrigues *et al.*, 2024.

2.3.3 Pedra do Castelo

A Pedra do Castelo (Figura 12) localiza-se no município de Castelo do Piauí (PI) e a principal unidade geológica é a Formação Cabeça, constituída por arenitos cinza claros e brancos, médios a grossos com intercalações de siltitos e folhelhos, associados predominantemente a um ambiente deltaico com influência fluvial (Vaz, *et. al.*, 2007; Vetorazzi, 2012). Neste setor, mesmo tendo suas camadas superficiais formadas por arenito, apresenta crosta ferruginosa aumentando sua resistência à erosão e mantendo-a como um outro patamar estrutural mais elevado que das demais unidades aflorantes (Lima; Augustin, 2010).

Geomorfologicamente, a área e adjacências se apresentam compostas por amplas superfícies aplainadas pontuada por pequenos platôs residuais e pináculos. Maia (2023) constatou que a predisposição para o desenvolvimento do carste, nesse caso, é representado pelas diferentes concentrações de densidade de microfaturas verticais e horizontais. A orientação de destes de NW-SE controla a forma sigmoidal do platô da Pedra do Castelo e a direção E-W controla a formação de galerias, que são maiores verticalizadas em forma de losango, com eixo horizontal de desenvolvimento situado no nível da camada com maior porosidade vugular. Ambas as direções resultam dos efeitos locais da deformação associada as reativações cenozoicas do lineamento transbrasiliiano, que atravessa a área na direção NE-SW.

Figura 12- Entrada da Pedra do Castelo (A). Modelo fotogramétrico da feição (B).

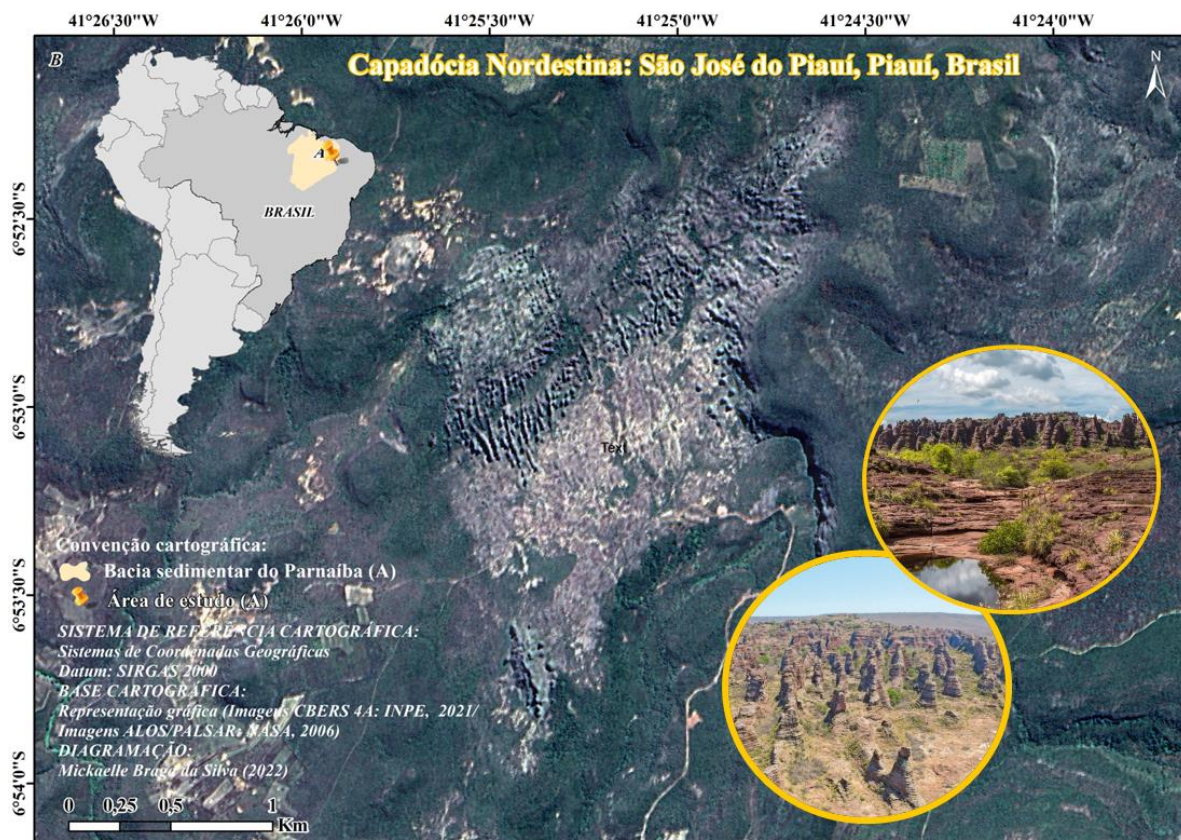


Fonte: Maia (2023).

2.3.4 *Cidade Encantada de Pedras*

Também conhecida como Capadócia Nordeste (Figura 13), esta dista 5 km da cidade de São José do Piauí (PI). Encontram-se inseridos na Formação Cabeças, do Grupo Canindé, Essa Formação é predominantemente arenosa, com predominância de arenitos médios a finos (por vezes grosseiros, pouco argilosos), em que intercalam-se, subordinadamente siltitos laminados e folhelhos micáceos (ambos ocorridos em ambiente deposicional ocorrido no final do Devoniano) (Pfaltzgraff, Torres, Brandão, 2010).

Figura 13- Localização da Cidade Encantada de Pedras



Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Apresenta-se representada por morfologia de cristas longas e dispostas paralelamente formando labirintos areníticos no *front* de baixos platôs associados a áreas lateríticas. A dissecação em cristas e vales apresenta uma direção preferencial NW-SE que pode estar associada as deformações regionais antigas (Figuras 13 e 8).

2.3.5 PARNA Serra das Confusões

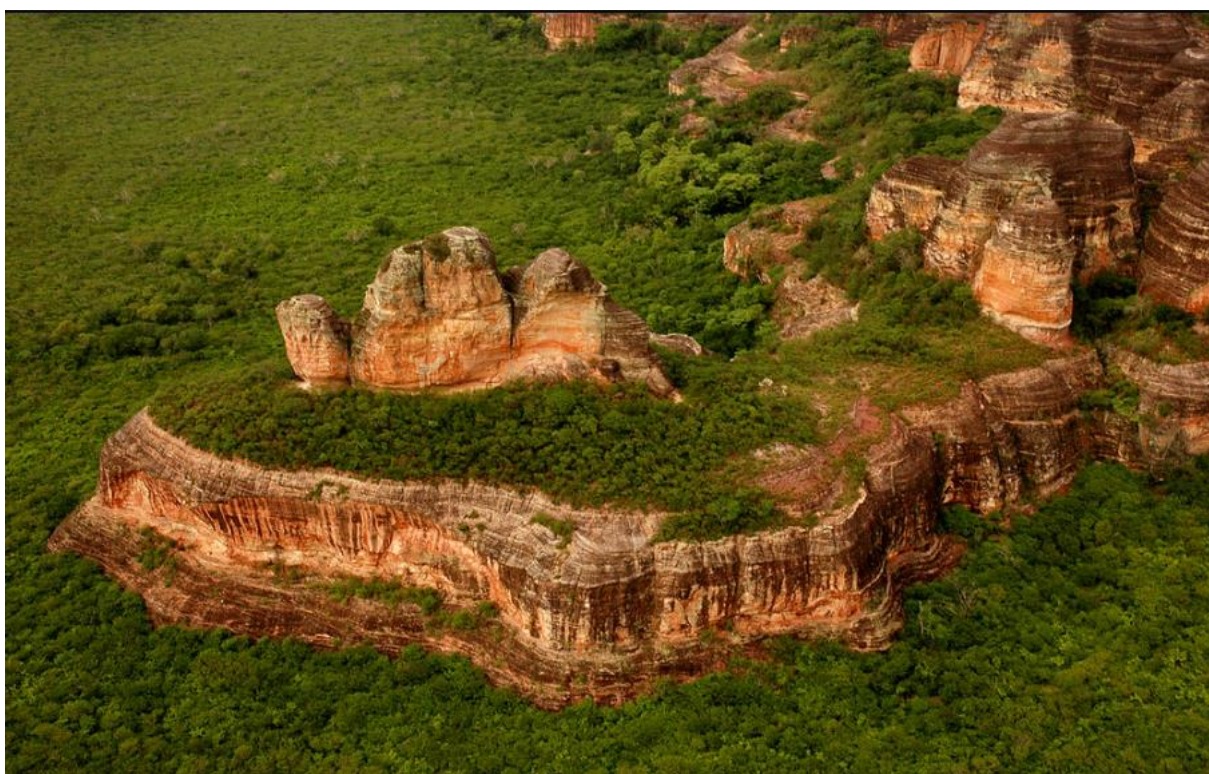
Abrangendo os municípios de Guaribas, Caracol, Santa Luz, Cristino Castro, Jurema, Alvorada do Gurgueia, Elizeu Martins, Canto do Buriti e Tamboril do Piauí, todos no estado do Piauí, compreende uma área de 8.238,43 km² (Moura; Silva; Moura, 2017).

O PARNA se apresenta inserido ao sul da BPar abrangendo um contexto geológico do fim do Pré-cambriano até o início do Paleozoico, conseqüentemente seus terrenos são marcados por intensa dinâmica litológica regional observada pelo seu arcabouço litológico com feições estratigráficas interrompidas por dobramentos e lineamentos estruturais, produzidos no Embasamento Cristiano Pré-cambriano. Esta unidade apresenta-se representada por quatro grupos litológicos: Jaibaira, Cariba, Colomi e Salgueiro, os quais apresentam rochas com alto

grau de metamorfismo. Sobreposta ao embasamento se encontra uma sequência estratigráfica formada nos Períodos Devoniano-Siluriano (Serra Grande, Pimenteiras e Cabeças) (Barbosa, Funier, 2012; Freire, 2006; Justo, 2006).

Geomorfologicamente, situa-se em áreas de Chapadões do Alto Médio Parnaíba e em menor proporção, em área da depressão periférica do Médio São Francisco. As paisagens cársticas em arenito na área apresentam-se, principalmente, modeladas sobre o reverso da *cuesta* da Serra da Capivara, dissecada por vales significativos. Ao longo das vertentes desses vales são destaque morros testemunhos, torres (Figura 14), feições poligonais (casco de tartaruga), grutas e as inúmeras porções côncavas escavadas nos sopés dos paredões rochosos, formando os abrigos que normalmente constituem os sítios arqueológicos (Santos; Aquino, 2022).

Figura 14- Vista da vertente com destaque para morros testemunhos e torres do PARNA Serra das Confusões



Fonte: André Pessoa (2010)

2.3.6 PARNA Serra da Capivara

Este ponto confere ao objeto de estudo desta pesquisa e seus aspectos serão minuciosamente apresentados nas seções 5 e 6 a seguir, apresentando resultados e discussões a

respeito da influência morfoestrutural no desenvolvimento do carste arenítico da área do PARNA da Serra da Capivara.

3 PERCURSOS METODOLÓGICOS

Com o intuito de cumprir os objetivos propostos, fez-se necessário o cumprimento de algumas etapas, foram elas: levantamentos bibliográficos e cartográficos; trabalhos de campo; aplicação de técnicas de geoprocessamento e tabulação e análise dos dados.

3.1 Levantamentos bibliográficos e cartográficos;

Os levantamentos bibliográficos se efetivaram na busca de artigos, livros, teses, dissertações e materiais cartográficos referentes às características regionais e locais da área de estudo, bem como trabalhos realizados em áreas e temáticas próximas, propondo diálogos e uma maior familiaridade com o problema.

Concomitante aos levantamentos bibliográficos ocorreu 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 serão essenciais para efetuar o mapeamento das feições geomorfológicas da área.

Dentre os produtos de sensoriamento remoto disponíveis para a área da pesquisa, destaca-se a possibilidade de uso dos dados MDE ALOS/PALSAR com resolução espacial de 12,5 metros, disponibilizados gratuitamente pelo Laboratório de Sensoriamento Remoto da Universidade do Alaska Fairbanks no endereço: <<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>>. Bem como imagens de satélite de resolução espacial de 2 m disponibilizadas 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.

De posse das representações cartográficas e dos produtos do sensoriamento remoto, com dos auxílio de *softwares* de geoprocessamento ArcGis (Versão 10.4) e *Global Mapper* (Versão 18), foram realizados procedimentos e elaborados mapas temáticos e modelos tridimensionais e extração e vetorização de feições geomorfológicas presentes na área de estudo. Foram utilizados também os softwares PCI Geomática, Coreldraw X3, Openstereo e *Microsoft Office Excel*.

3.2 Trabalho de campo

A equipe inicialmente realizou visitas a campo para o reconhecimento da área de maneira geral, bem como o registro fotográfico da paisagem. Após o mapeamento preliminar das feições geomorfológicas foram realizadas novas expedições para efetuar a validação destas feições mapeadas.

3.3 Aplicação de técnicas de geoprocessamento

A aplicação de técnicas de geoprocessamento auxiliou a pesquisa na extração, caracterização e espacialização da rede de drenagem e dos lineamentos de relevo; extração, caracterização e espacialização das variáveis relativas à superfície topográfica e identificação, classificação e espacialização de feições com características cársticas.

No tocante à metodologia utilizada para a identificação, compartimentação e caracterização do relevo em unidades morfoestruturais, utilizou-se como base os mapas já produzidos por Costa *et. al.* (2020), bem como a busca de outras referências que pudessem subsidiar a pesquisa a fim de contribuir como método para mapeamento das feições geomorfológicas da área.

Realizou-se a extração da rede de drenagem em ambiente SIG de forma automática com o auxílio de ferramenta TauDEM (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) habilitada no software ArcGis e por interpretação visual, no intuito de apresentar um melhor detalhamento destas feições.

O *TauDEM* é um conjunto de ferramentas para construção de análises hidrológicas com base no Modelo Digital de Elevação (MDE) que permite gerar um modelo hidrológicamente correto a partir da remoção de depressões no arquivo raster usado como base para o processo; permite calcular o caminho do fluxo (direção) e a declividade; calcula a área de contribuição usando métodos de direção de fluxo simples e múltiplos; utiliza vários métodos para a delimitação das redes de drenagem, incluindo métodos baseados em formulários topográficos sensíveis à densidade de drenagem espacialmente variável; utiliza métodos objetivos para a determinação do limiar para delimitação de rede de canais com base no fluxo de gotas e apresenta a delimitação de microbacias (Santos, 2015).

A extração de lineamentos de relevo se efetivou em ambiente digital por meio de extração automática e interpretação manual. A extração automática dos lineamentos se efetivou no *software* PCI Geomatica no módulo *Focus* através do algoritmo *LINE* (*Tools>Algorithm Librarian>LINE: Lineament Extration*). Este procedimento permitiu

transformar feições lineares contidas nas imagens em segmentos vetoriais com a utilização de parâmetros globais onde os valores são pré-definidos ou alterados de acordo com a necessidade do usuário. Os parâmetros podem controlar as seguintes características (Conceição, Silva, 2013):

- *Filter Radius (FR)*: especifica o raio do filtro de detecção de borda, em pixels. Este parâmetro determina o nível até o qual o algoritmo detecta a informação como um lineamento. Um grande valor de *Filter Radius* indica que menos detalhes podem ser detectados, e também menos ruído. O valor padrão é 10, sendo que o intervalo de valores deste parâmetro é de 0 até 8192.
- *Edge Gradient Threshold (EGT)*: especifica o limite do nível de gradiente mínimo de um pixel de borda para obter uma imagem binária. Os pixels acima do limiar representarão na imagem binária um elemento de borda. Este valor deve estar na faixa de 0 a 255, sendo que o valor padrão é 100.
- *Curve Length Threshold (CLT)*: especifica o comprimento mínimo de curva, em pixels, para ser considerado como lineamento.
- *Line Fitting Error Threshold (LFET)*: especifica, em pixels, o erro máximo permitido ao sobrepor uma linha sobre uma curva. Os valores mais baixos proporcionam um melhor ajuste, mas também segmentos mais curtos na linha.
- *Angular Difference Threshold (ADT)*: especifica o ângulo máximo, em graus, entre segmentos de uma linha. Se o ângulo excede o máximo especificado, a linha é dividida em dois ou mais vetores. Este ângulo também define o ângulo máximo entre dois vetores para serem ligados. O valor padrão é 30.
- *Linking Distance Threshold (LDT)*: especifica a distância mínima, em pixels, entre os pontos finais de dois vetores para serem ligados. O valor padrão é de 20.

Os valores utilizados para os parâmetros de entrada do algoritmo *LINE* foram baseados nos trabalhos de Abdullah *et al.* (2009); Conceição e Silva (2013); Madani (2001) e Qari *et al.* (2008). A tabela 1 apresenta os valores dos parâmetros testados.

Tabela 1- Parâmetros de entrada (*Input*) utilizados através do algoritmo *LINE* no software PCI Geomatica para extração automática de lineamentos

Parâmetros	Madani (2001)	Qari et al., (2008)	Abdullah et al., (2009)	Conceição; Silva (2013)
<i>Filter Radius (Pixel)</i>	3	8	12	15
<i>Edge Gradient Threshold</i>	15	10	90	60
<i>Curve Length Threshold</i>	15	10	30	10
<i>Line Fitting Error Threshold</i>	2	3	10	5
<i>Angular Difference Threshold</i>	10	15	30	15
<i>Linking Distance Threshold</i>	30	20	20	30

Fonte: Madani (2001); Qari et al. (2008); Abdullah et al.(2009); Conceição; Silva (2013).

Valeu-se como base para a extração dos lineamentos no PCI Geomatica as imagens sombreadas do relevo, derivadas do MDE ALOS/PALSAR, onde em Azimute de insolação inseriu-se, em graus, a posição angular do sol para diferentes direções azimutais, escolhendo para efetivação dos procedimentos o valor 315° (NW) e em Altitude de insolação, que é a inclinação do sol, em graus, em relação ao horizonte, de 0° a 90°, o padrão utilizado foi 45°.

Estabeleceu-se para a pesquisa os parâmetros propostos por Conceição e Silva (2013) por apresentar um considerável número de feições lineares, atendendo os comportamentos positivos e negativos das feições e as direções preferências das estruturas tectônicas regionais.

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

4 ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NA SERRA DA CAPIVARA: Resultados

No tocante às áreas areníticas citadas na subcessão 2.3, estas apresentam-se distribuídas ao longo da borda leste da BPar associada (Figura 7, 8 e 9), em relação ao contexto geral da bacia, a fatores como níveis altimétricos mais elevados, o que propicia à dissecação e ao afloramento do carste (áreas escarpadas). Acompanhado dos níveis altimétricos elevados, outros fatores condicionantes para o desenvolvimento dos relevos cársticos podem ser observados para o setor norte e sul ao longo da borda, são eles: gradiente hidráulico e fraturamento.

A combinação e potencialização da ação do gradiente hidráulico e fraturamento sugerem que os relevos de natureza cárstica ao norte da borda se formaram a partir de condições associadas principalmente ao gradiente hidráulico mais elevado e setores de fraturamento menos representativos que no setor sul. Ao sul, por sua vez, dispõem de maior concentração de fraturamentos e um gradiente hidráulico menos representativo que ao norte.

Os resultados a serem apresentados e analisados a seguir 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.

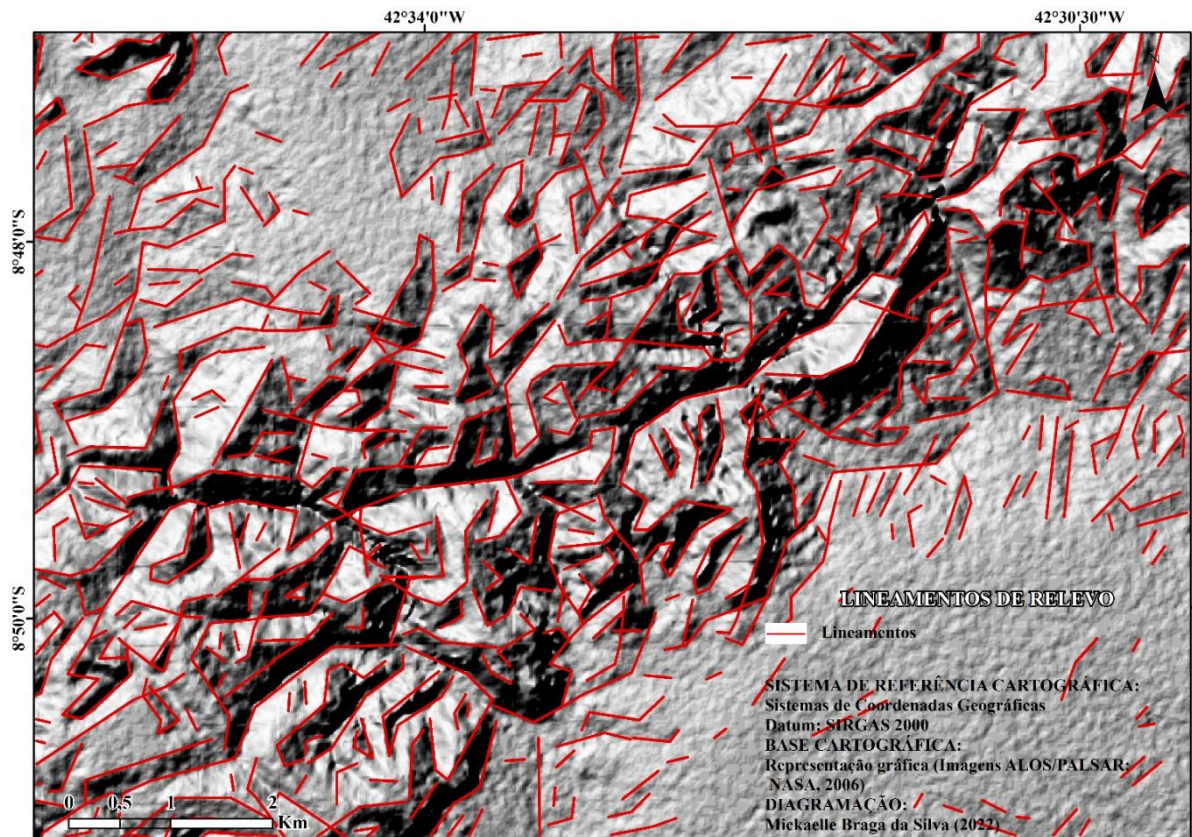
4.1 Lineamentos estruturais

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.

4.1.1 Lineamento de relevo

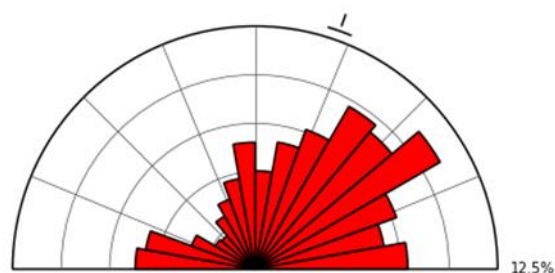
No tocante aos lineamentos de relevo mapeados a partir do MDE, registraram-se enquanto feições lineares com repercussão em superfície feições de cristas e vales e linhas de escarpas. De acordo com as feições mapeadas na Figura 15 e representadas na Figura 16, os lineamentos de relevo da área se apresentam dispostos preferencialmente na direção NE-SW, seguidos da direção E-W.

Figura 15- Mapa de lineamentos de relevo



Fonte: Silva e Maia (2024).

Figura 16- Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta dos lineamentos de relevo extraídos para a área



Fonte: Silva e Maia (2024).

4.1.2 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 17). 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 17- Lineamentos estruturais: Fraturas

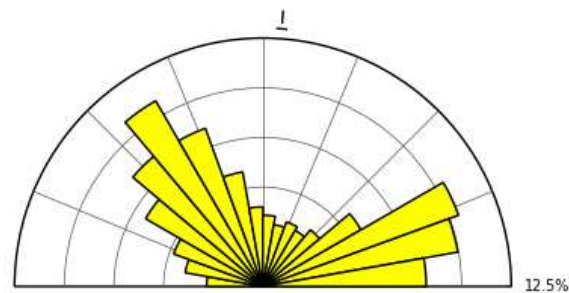


Fonte: Silva e Maia (2024).

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 de fraturas verticais e horizontais (Figura 18).

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.

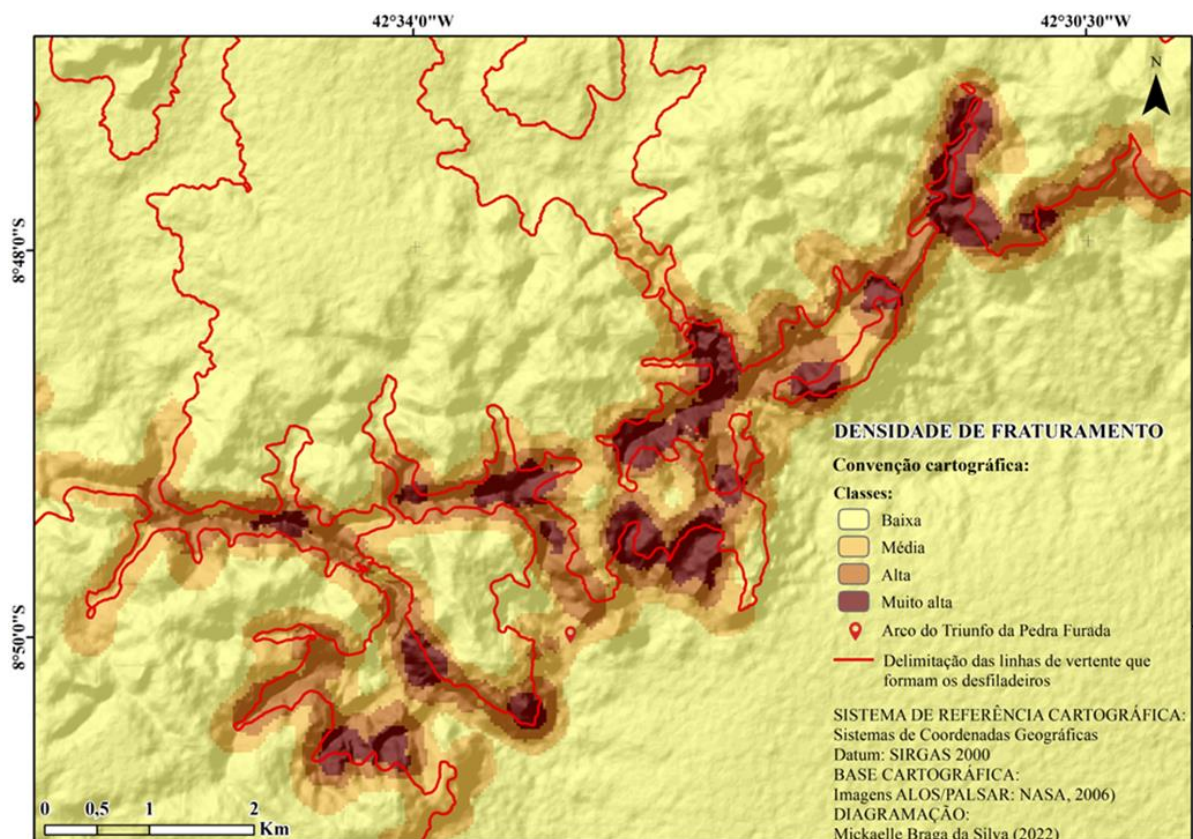
Figura 18- Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta das feições de fraturamento mapeadas



Fonte: Silva e Maia (2024).

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 19).

Figura 19- Densidade de feições de fraturamento mapeadas



Fonte: Silva e Maia (2024).

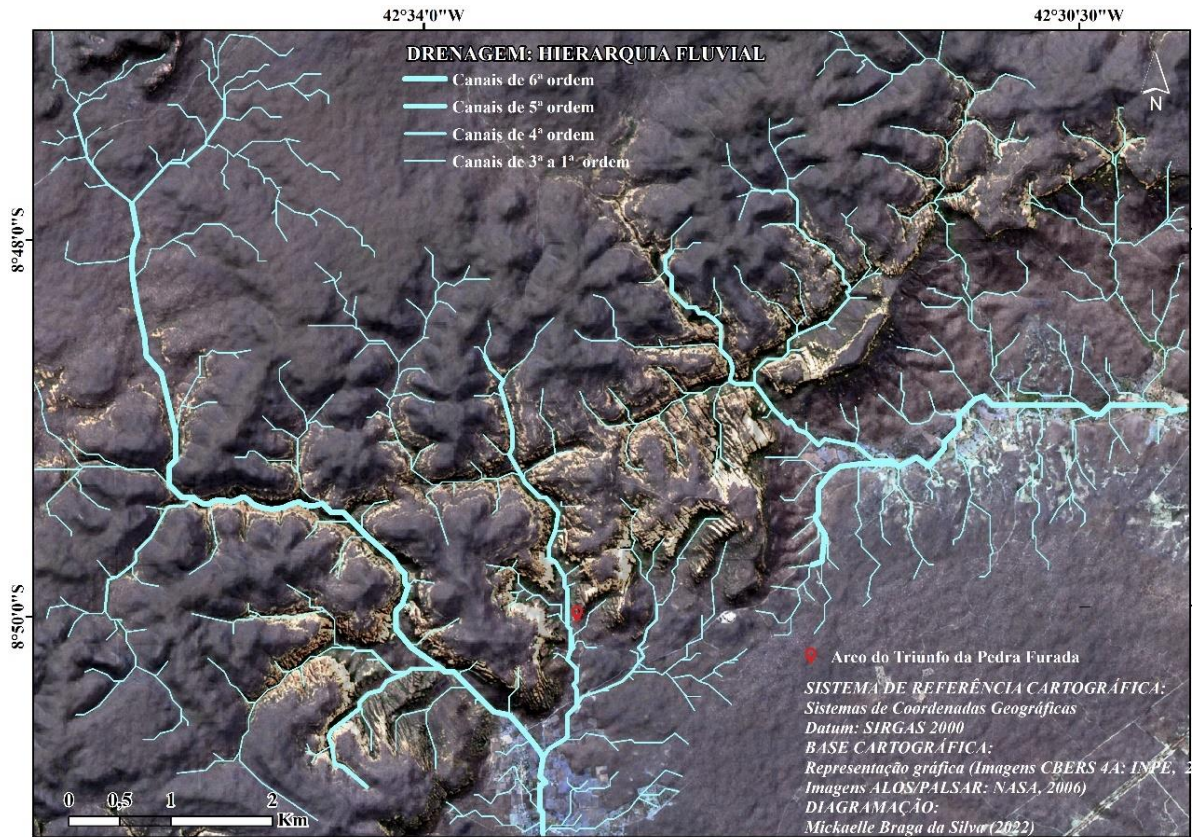
4.2 Sistema de drenagem

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 20).

Figura 20- Rede de drenagem local

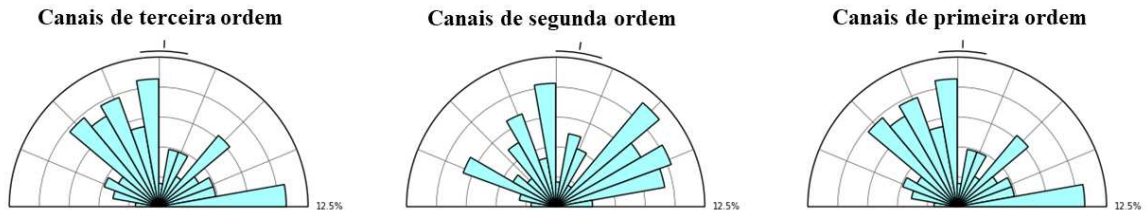


Fonte: Silva e Maia (2024).

A área consiste em um setor alimentado por cabeceiras de drenagem, as quais avançam da borda da BPar 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 21) são marcados pelo predomínio da direção NW-SE, mas se faz destaque também para canais dispostos em direções N-S e E-W.

Figura 21- Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta dos canais fluviais de menor ordem

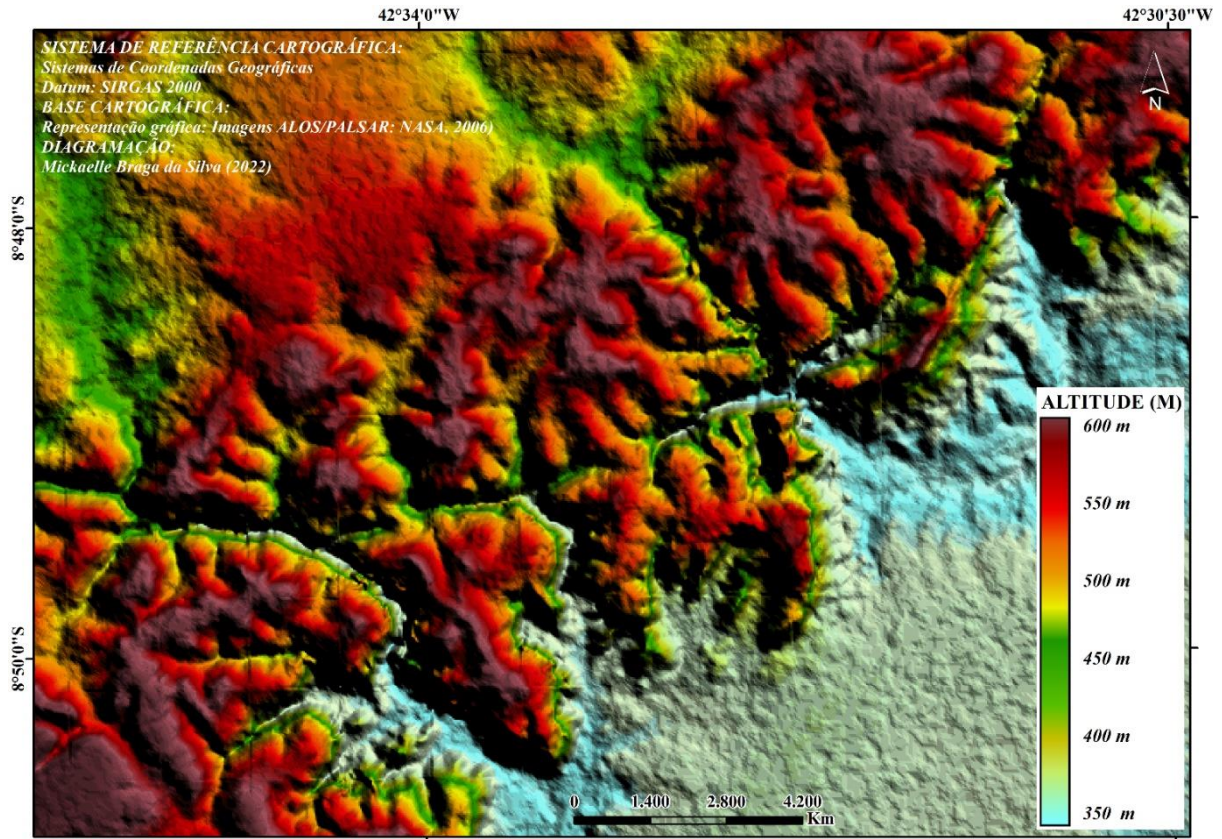


Fonte: Silva e Maia (2024).

4.3 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, apresenta altitudes entre 500 m e 540 m. No topo da *cuesta* e de compartimentos isolados (mesetas), são identificadas áreas de até 590 m (Figura 22).

Figura 22- Representação altimétrica da área de estudo



Fonte: Silva e Maia (2024).

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 23).

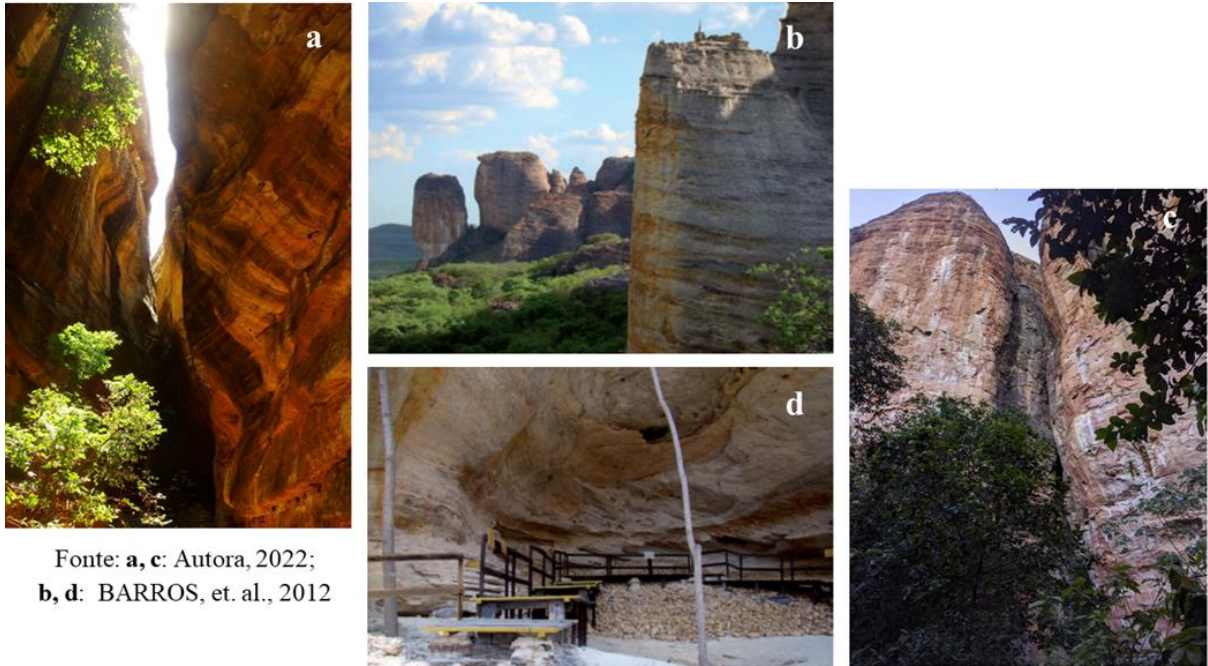
Figura 23- Vista para os desfiladeiros bordejando as vertentes do Parque Nacional da Serra da Capivara (a). Vista do Museu da Natureza para os paredões arenitos e conglomerativos (Coronel José Dias, PI) (b)



Fonte: Autores (2018a; 2022b).

As vertentes abrigam morfologias com características de vales estreitos a alargados (Figura 24a), bem como feições que se dissociaram dos paredões, modelando torres e pináculos (Figura 24b). Ainda é possível identificar quedas de água (Figura 24c) e abrigos que evoluem a partir do deslocamento horizontalizado de blocos de arenito (Figura 24d).

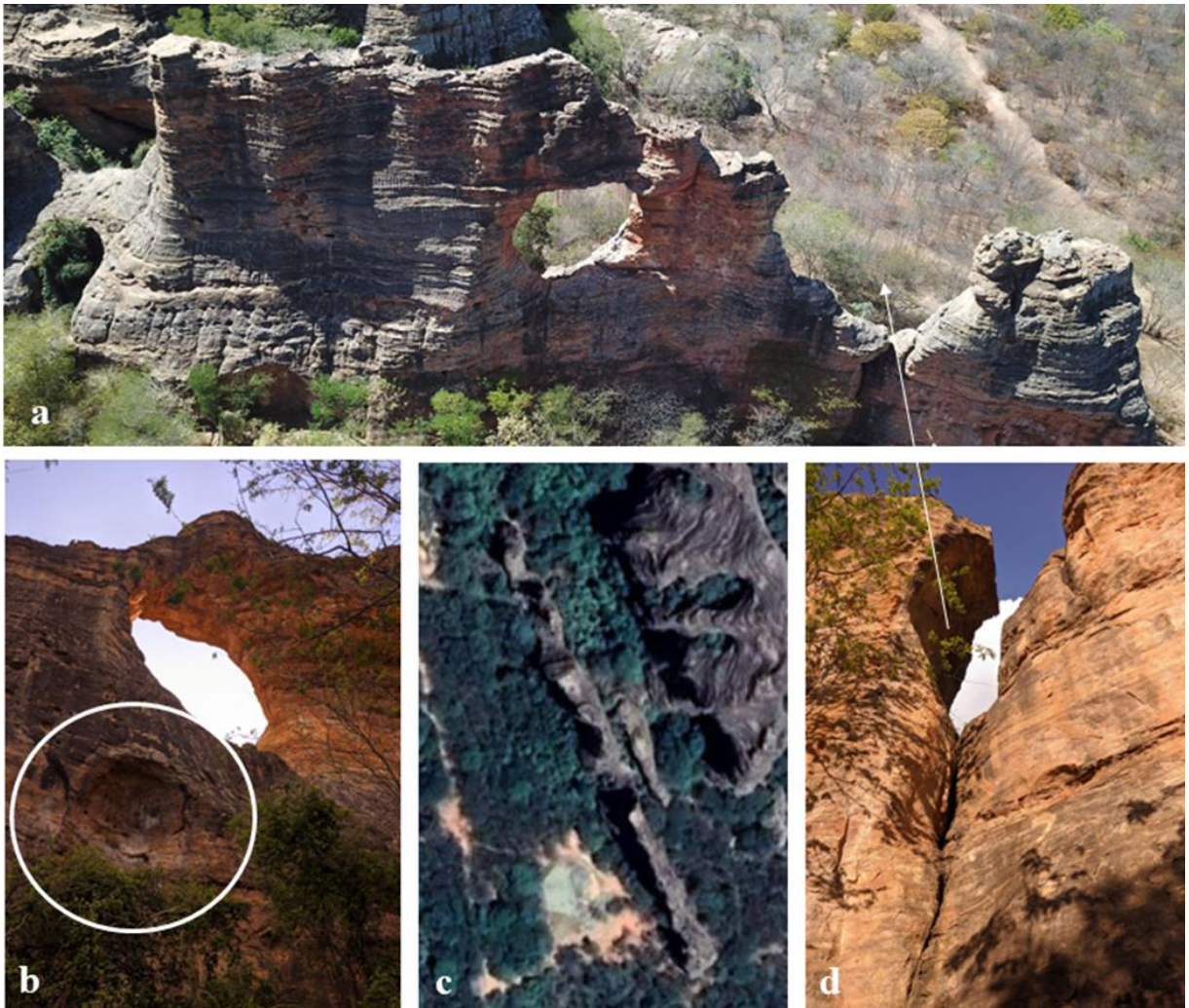
Figura 24- Feições geomorfológicas característica da área: a: Imagem registrada ao longo da Toca do Inferno; b: Toca do Sítio do Meio; c: Boqueirão da Pedra Furada; d: Toca da entrada do Pajeú



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

A área também se destaca pela presença de arcos modelados ao longo de feições de cristas paralelas e dispostas em direção NW-SE (Figura 25c), 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 25a) ou descontinuadas por colapso de sua parte superior (Figura 25d). Além disso, é possível observar, por trás do monumento, cavidades circulares que não chegaram a transpor a estrutura (Figura 25b).

Figura 25- Monumento geológico “Arco do Triunfo da Pedra Furada” (Parque Nacional Serra da Capivara: Coronel José Dias, PI) (a) alinhado ao longo de cristas areníticas (c). Setores ao longo do monumento com feições circulares que não conseguiu transpor a estrutura (b), bem como feição que conseguiu, mas já apresenta como forma descontinuadas por colapso de sua parte superior (d).



Fonte: Autores (2018a; 2022b, d) e Google Earth Pro (c) (2022).

5 ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS DO CARSTE EM ARENITOS NA SERRA DA CAPIVARA: Discussões

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 não carbonático (Adamovič, Mikuláš, Cílek, 2010; Mikuláš, 2007; Urban, Górník, 2017; Wray, 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, Vanney, 2002). Portanto, o sistema cárstico em arenito da Serra da Capivara pode ser compreendido a partir de condicionantes tectônicos, estruturais e climáticos.

5.1 Condicionantes tectônicos e climáticos regional

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 (Claudino-Sales, Peulvast, 2007; Matos, 1992;). Cabe aqui ressaltar a importância da repercussão do Lineamento Transbrasiliano no contexto da BPar (Brito Neves, Fuck, 2014; Caxito *et al.*, 2020, 2021; Cordani *et al.*, 2013a, 2013b; Ganade de Araujo *et al.*, 2014), 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, 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 (Freitas, 2014; Lima, 2015; Morais Neto *et al.*, 2013; Parente *et al.*, 2004).

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; 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).

5.2 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 (Galán, 1991; Jennings, 1985; Martini, 1979, 1984).

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 (Bense *et al.*, 2013; Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2018; Rawling, Goodwin, Wilson, 2001; Schultz, Fossen, 2008). Ademais, a condição dessas estruturas funcionarem como condutos (Dimmen *et al.*, 2017; Jolley *et al.*, 2007) 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 (Bagni *et al.*, 2022; Dimmen *et al.*, 2017), 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, 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, 2021; Migón, Duszyński, 2022; Migón, Duszyński, Goudie, 2017).

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 (Rabelo *et al.*, 2020; Rotevatn, Bastesen, 2014). 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.

5.3 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 Transbrasiliano 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, Vita-Finzi, 2000; Castro *et al.*, 2012; Chamani, 2011; Mabessone, 2002).

Por ser um elemento muito sensível às 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, 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 (Acklas JR, Etchebehere, 2003; Etchebehere, 2000; Etchebehere *et al.*, 2004; Guedes *et al.*, 2006; Salamuni *et al.*, 2004).

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 e cânions 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 (Barreto, 2015; Costa *et al.*, 2020; Saadi, Torquato, 1992). 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, 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 26) (Mutzenberg *et al.*, 2015).

Figura 26- Desfiladeiros formados por vales conectados e orientados pelas feições de fraturamento na Serra da Capivara



Fonte: Rubson Pinheiro Maia (2018).

5.4 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.

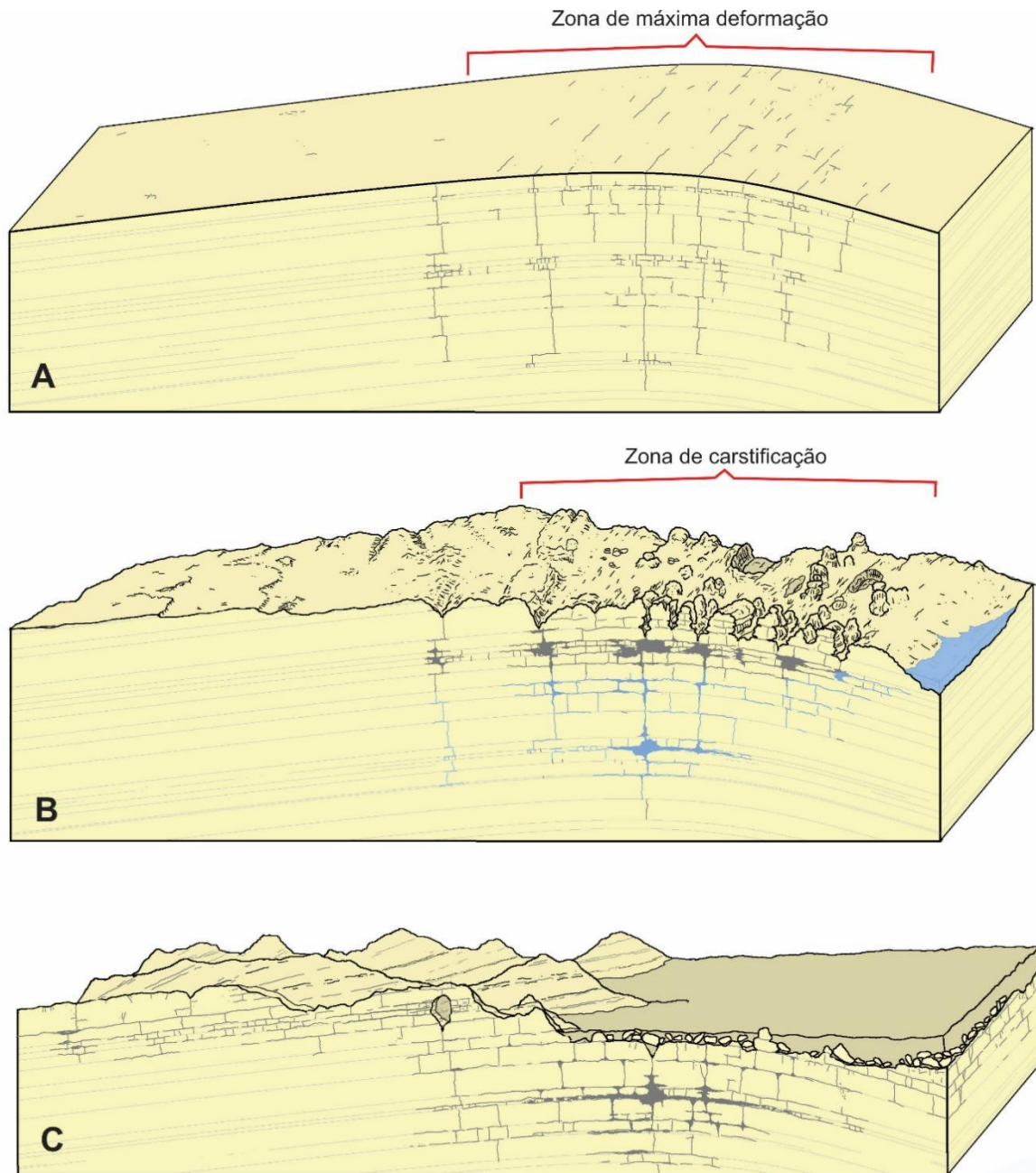
O primeiro estágio (Figura 27a) corresponde aos efeitos das reativações cretáceas das zonas de deformações dúcteis e rúpteis pré-cambrianas, repercutindo nos terrenos sedimentares paleozoicos da BPar. As deformações associadas ao Lineamento Transbrasiliano foram seguidas de soerguimento do embasamento 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 27b).

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 27c).

No estágio mais avançado, é destaque na área o monumento “Arco do Triunfo da Pedra Furada” (Figuras 25 e 27c), 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.*, 2022; La Brunna *et al.*, 2021).

Figura 27- Modelo evolutivo do relevo cárstico em arenito na Serra da Capivara: Primeiro estágio demarcado por uma zona de máxima de deformação (a); segundo estágio definido pela zona de carstificação formada ao longo das deformações (b) e terceiro e atual estágio comandado por eventos denudacionais e erosivos.



Fonte: Silva e Maia (2024).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos resultados discutidos foi possível apontar a importância que os aspectos morfoestruturais apresentam no entendimento da evolução geomorfológica da Serra da Capivara. Geomorfologicamente, se configura como uma *cuesta* na qual sua vertente apresenta recuo condicionado a linhas de falhas antigas e processos denudacionais e erosivos, evidenciado em superfície o sistema cárstico em estudo.

Quando analisados os dados de lineamentos estruturais na área é possível identificar *trends* de lineamentos principais revelando uma tendência de orientação NE-SW possivelmente correlacionável com o lineamento Transbrasiliano. A reativação dessas estruturas pode estar relacionada à orientação e recuo das vertentes e direção e encaixe dos vales principais.

Ainda no tocante aos lineamentos estruturais fez-se necessário uma análise particular para as feições de fraturamento expostas na área. Trata-se de uma significativa concentração de fraturas ao longo das vertentes representadas por um padrão ortogonal no qual associado a planos de acamamento se comportam como dois conjuntos verticais ou quase verticais perpendiculares entre si, associados ao terceiro conjunto horizontal desenvolvido ao longo dos planos de acampamento. Quando analisada a direção preferencial das fraturas mapeadas observa-se uma direção preferencial NW-SE formando vales confinando canais de drenagem secundários na área.

A partir da análise do arranjo de fraturas e planos de acamamento é possível sugerir a importância dessas estruturas na origem do sistema cárstico em arenito analisado, bem como sua evolução. A ocorrência dos eixos verticais e horizontal das estruturas ao longo do substrato arenito, limitado pela baixa porosidade/permeabilidade, proporcionou ao sistema condições como permeabilidade/porosidade secundária, na qual, a circulação de fluidos foi facilitada agindo tanto intergranularmente nos poros da rocha (arenização) como entre as rochas permitindo a atuação do processo de remobilização mecânica (“piping”).

Esta conectividade de estruturas resultou na formação de condutos, que evoluíram formando galerias subterrâneas. E quando submetidos a eventos erosivos se repercute em superfície na configuração de desfiladeiros formando vales retilíneos conectados por expressiva angularidade, individualização continuada de blocos ao longo das vertentes formando torres, pináculos e mesetas e pela expressividade do monumento “Arco da Pedra Furada” no qual cavidades ao longo das cristas e a própria disposição destas sugerem paleocondutos principais antes conectados.

Diante do dinamismo apresentado, a evolução geomorfológica do relevo cárstico em análise pode ser compreendido por três estágios evolutivos principais condicionados pelos fatores tectônicos, estruturais e climáticos e processos de intemperismo químico e erosão que se pronunciam desde o final do Cretáceo, durante a Reativação Wealdiana da Plataforma Sul-Americana e estendendo-se pelo Cenozóico. Atualmente, a maioria das formas de relevo associadas a estas estruturas, encontram-se mascaradas em virtude da fase erosiva.

Em suma, os dados apresentados neste trabalho mostram que a tendência preferencial de abertura dos vales segundo a ordem de canais (NE-SW para 3º e 4º ordem e NW-SE para 1º e 2º 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.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **Contribuição à Geomorfologia do Estado do Maranhão**. Notícia Geomorfológica. São Paulo: Instituto de Geociências. Universidade de Campinas, v.3, n.5, p.35-45, 1960.
- ABDULLAH, A., AKRIN, J. M., ABDULLAH, A. Comparison of Landsat TM and SPOT Data for Lineament Mapping in Hulu Lepar Area, Pahang, Malaysia. **European Journal of Scientific Research**, v. 34, n. 3, pp. 406-415, 2009.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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 p 1981.
- ANDRADE-FILHO, C. O. **Evolução tectono-sedimentar da porção emersa central da bacia Paraíba, Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- ANDRADE-FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Caracterização Morfoestrutural da Porção central emersa da Bacia Paraíba (PB). **Geociências**, São Paulo, v.31, p. 13-39, 2012a.
- ANDRADE-FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 4, p. 1058-1077, 2012b.
- ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- 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.

ARDO-IGÚZQUIZA, E; PULIDO-BOSCH, A; LÓPEZ-CHICANO, M; DURÁN, J.J. Morphometric analysis of karst depressions on a mediterranean karst massif, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, v. 98, n.3, p. 247-263, 2016. DOI : <https://doi.org/10.1111/geoa.12135>.

ASSIS, A. P.; PORTO, A. L.; SCHMITT, R. S.; LINOL, B.; MEDEIROS, S. R.; MARTINS, F. C.; SILVA, D. S. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 95, p. 102241, 2019. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.10224.

AULER, A. S. Quartzite caves of South America. In: GUNN, J. *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York, p.611-613. 2004.

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.

BARBOSA. M, E, F; FURRIER. R. N. 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.

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.

BARROS, J. S.; FERREIRA, R. V.; PEDREIRA, A. J; GUIDON, N. **Geoparque Serra da Capivara (PI): proposta.** Rio de Janeiro: CPRM, p. 50, 2012.

BARROS, J. S; FERREIRA, R.V; PEDREIRA, A. J; SCHOBENHAUS, C. **Geoparque Sete Cidades- Pedro II (PI): Proposta.** Rio de Janeiro: CPRM, p.36, 2014.

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: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00046-3).

BENNET, P.C. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1781- 1797, 1991.

BENNET, P.C.; MELCER, M.E.; SIEGEL, D.I.; HASSET, J.P. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1521-1530, 1998.

- 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: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>.
- 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.
- BEZERRA, F. H. R; ROSSETTI, D. F; OLIVEIRA, F. G; MEDEIROS, W. E; BRITO NEVES, B. B; BALSAMO, F; NOGUEIRA, F. C. C; DANTAS, E. L; ANDRADE FILHO, C; GÓES, A, M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, p. 78-90, 2014.
- BIZZI, L. A; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R. M; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM –Serviço Geológico do Brasil, p. 692, 2003.
- BÖGLI, A. **Karst Hydrology and Physical Speleology**. Berlin: Springer Verlag. 1980.
- BRASIL, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. **Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra das Confusões**, 2003. Disponível em: https://www.icmbio.gov.br/portal/images/stories/imgs-unidades-coservacao/parna_serra_das_confusoes.pdf. Acesso em: 19 de jan.2023.
- BREHM, U.; GORBUSHINA, A.; MOTTERSHEAD, D. The role of microorganisms and biofilms in the breakdown and dissolution of quartz and glass. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v, 219, p. 117-129, 2004.
- BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Revista Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, v. 6, n.1, p. 75-110, 2016.
- BRITO NEVES, B. B. The Cambro-ordovician of the Borborema Province. São Paulo, USP, **Boletim IG**, Série Científica, v. 29, p. 175-193, 1988.
- 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.
- BUSCHE, D; SPONHOLZ, B. Morphological and micromorphological aspects of the sandstone karst of eastern Niger. **Z. Geomorph. N**, n. 85, p. 1-18, 1992.
- 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 Transbrasileiro: 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.
- CAPUTO, M. V; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro, v. 12, p. 740-753, 1984.

CAPUTO, M. V; IANNUZZI, R; FONSECA, V. M. M. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. **Phoenix**, a. 7, n. 81, 2005.

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.

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: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.11.015>.

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 (BeninoNigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. **Brazilian J. Geol.** v. 50, n. 2, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>.

CHABERT, C; COURBON, P. **Atlas des Cavités non Calcaires du Monde**. Union Internationale de Spéléologie, 1997.

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.

CLAUDINO-SALES, V.; LIRA, M. V. Megageomorfologia do Nordeste do estado do Ceará, Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v.12, p. 200-209, 2011.

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.

CONCEIÇÃO, R. A. C.; SILVA, A, Q. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto– SBSR, Foz do Iguaçu, PR, 2013. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto– SBSR, foz do Iguaçu, , 2013. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/sbsr2013/capa.html>. Acesso em: 23 out. 2023.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D’AGRELLA, M. S.; TRINDADE, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**, v. 15, p. 396-407, 2009.

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.

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.

CORDANI, U. G; PIMENTEL, M. M; GANDADE 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.

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.

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.

CORRÊA, A. C. B; FONSÊCA, D.N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.

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.

CREPANI, E. Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da Chapada do Araripe. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 5. (SBSR)., 1988, Natal. Anais... São José dos Campos: INPE, 1988. p. 366-380. Printed, On-line. ISBN 978-85-17-00050-8. INPE-4876-PRE/1487). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/marte@80/2008/07.24.14.48>>. Acesso em: 26 dez. 2024.

CUNHA, F. M. B. **Evolução Paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: UFRJ, 1986.

CUNHA, J. A. de O; SOUSA, D. do C; CÓRDOBA, V. C. Evolução estratigráfica dos depósitos cretáceos da porção norte da Bacia de São Luís-Grajaú (NE do Brasil). **Geologia USP. Série Científica**, v. 19(2), p. 151-170, 2019. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-152654>.

DELLA FÁVERA, J. C. Parque Nacional de Sete Cidades, PI - Magnífico monumento natural. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M.L.C. (Ed.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002.

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: <https://doi.org/10.1016/j>.

DOERR, S. H. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana Shield: Pseudokarst or “real” Karst? **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 43, p. 1-17, 1999.

DREYBRODT, W. **Processes in Karst Systems: physics, chemistry and geology**. Springer Verlag. New York. 1998.

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.

EPIS, L. Expedição Amazonas. Campinas: **Informativo SBE**, v. 92, p. 30-36, 2007.
 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.

FABRI, F. P.; AULER, A.; AUGUSTIN, C. H. R. R. RELEVO CÁRSTICO EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS: UMA REVISÃO COM BASE NA LITERATURA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, 2014. DOI: 10.20502/rbg.v15i3.302.

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.
 FORD, D.; WILLIAMS, P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Ed. **Rev. England**: John Wiley & Sons Ltd, p. 562, 2007.

FORD, D.C ; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. John Wiley, Chichester, p. 562, 2007.

FORTES, F. **Geologia de Sete Cidades**. Teresina: Fund. Cultural Mons. Chaves, p. 142, 1986.

FOSSEN, H. **Geologia Estrutural**. Oficina de Textos, São Paulo, 2012.

FREIRE, R. C. **Técnicas de aquisição de dados geológicos com a tecnologia Lidar**. Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Exatas e da Terra. UFRN, Natal – RN. 2006.

FREITAS, M. S. **Carta Geológica de Parnaguá. Folha SC.23-Z-A-I. Escala 1:100.000**. Teresina: Serviço Geológico do Brasil/CPRM, 2014.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e Tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. **Geologia USP, Sér. Cient.**, São Paulo, v.6, n.2, p. 61-70, 2006.

GALÁN, C. Disolución y Génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas síliceas: un estudio comparado. **Munibe**. V. 43, p. 43-72, 1991.

GALLAY, M ; KANUK, J ; HOFIERKA, J ; HOCHMUTH, Z ; ME-NEELY, J. Mapping and geomorphometric analysis of 3-D cave surfaces: a case study of the Do-mica Cave, SlovakiaE In: JASIEWICZ, J ; ZWOLINSKI, Z ; MITASOVA, H., HENGL, T. (Eds.), **Geomorphometry for Geosciences**. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Adam Mickiewicz University in Poznań - Institute of Geoecology and Geoinformation, Poznań, Po-land, p. 69–73, 2015.

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>.

GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 1995.

GÓES, A. M. O; FEIJÓ, F.S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, Rio de Janeiro, p. 57-67, 1994.

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.

GUIMARÃES, F. S.; CORDEIRO, C. M.; BUENO, G. T.; CARVALHO, V. L. M.; NERO, M. A. Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo. **Rev. Bras. Geomorfologia**. São Paulo, v.18, n.1, (Jan-Mar) p.155-167, 2017.

HARDT, R. **Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário – Cocalinho – MT**. Dissertação (Mestrado em Organização do Espaço). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. 98p. 2004.

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.

HARDT, R. **Da Carstificação em Arenitos. Aproximação com o Suporte de Geotectonologias**. Tese (Doutorado em Geografia e Docteur em Géologie). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. Université de Rouen, 2011.

HARDT, R. **Formas Cársticas em Arenito**. Monografia de Especialização. UNESP. 47 p. 2003.

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.

HARDT, R.; PINTO, S. A. F. Carste Em Rochas Não Carbonáticas. **VIII Sinageo (Anais CD-Rom)**, p. 11. 2008.

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.

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.

HENDERSON, P. **Inorganic Geochemistry**. New York: Pergamon Press, p. 353, 1982.
ICEHOWER, J.; DOVE, P. The dissolution kinetics of amorphous silica into sodium chloride solutions: Effects of temperature and ionic strength. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, vol. 64, no 24, p. 4193-4203, 2000.

ICEHOWER, J.; DOVE, P. The dissolution kinetics of amorphous silica into sodium chloride solutions: effects of temperature and ionic strength. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, p. 4193-4203, 2000.

JENNINGS, J. N. **Karst Geomorphology**. Oxford: Basil Blackwell. 1985.

JENNINGS, J. N. **Karst: An Introduction to Systematic Geomorphology**. V. 7. The M. I. T. Press: Cambridge. 1971.

JENNINGS, J.N. Sandstone pseudokarst or karst? In: YOUNG, R.W.; NANSON, G.C. (eds.). **Aspects of Australian Sandstone Landscapes**. Wollongong : University of Wollongong: Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication, Edition 1, p. 21-30, 1983.

JOLLEY, S.J; BARR, D; WALSH, J.J; KNIPE, 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>.

JUSTO, A, P. **Sistema Orbitais e Aéreos aplicados à análise multi-escala de Lineamentos na borda Sudeste da Bacia do Parnaíba**. Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Exatas e da Terra, UFRN, Natal – RN. 2006.

KARMANN, I. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica “Refúgio do Maroaga”, AM-02. **Espeleo-Tema** 15: p. 9-18. 1986.

KLIMCHOUK, A. B; FORD, D. C. Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. *Speleogenes. Evol.* **Karst Aquifers** , p. 54–64, 2000.

KRAUSKOPF, K.B. **Introdução à Geoquímica**. São Paulo: Polígono/Edusp, v. 1, 1972.

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. *Ournals. Marine and petroleum geology*, v.128, p.105046, 2021. DOI: 10.1016/j.jog.2011.09.002.

LATTMAN, L. H.; PARIZEK, R. R. Relationship between fracture traces and the occurrence of groundwater in carbonate rocks. **Journal of Hydrology**, v. 2. p. 73-91, 1964.

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.

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.

LIMA, I, M. de M. F. **Caracterização geomorfológica da bacia hidrográfica do Poti**. (Dissertação de Mestrado). Rio de Janeiro, s. ed., p. 105, 1982.

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.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**. Belém, Pará, UFPA, 2006.

LIMA, M. I. M; AUGUSTIN, C. O relevo do espaço piauiense: aspectos de sua estruturação e evolução. In.VIII Simpósio Brasileiro de Geomorfologia, 2010, Recife. **Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Geomorfologia**. Recife, 2010.

LIMA, I. M. M.F.; AUGUSTIN, C.H.R.R. . Rio Parnaíba: dinâmica e morfologia do canal fluvial no trecho do médio curso. **Revista Equador**, v. 4, p. 418-424, 2015.

LIMA, T. P. C. Expressão Geofísica-Estrutural do Lineamento Transbrasiliiano na Porção Central da Bacia do Parnaíba (Maranhão-Piauí). Dissertação (Mestrado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra – UFRN, 2015.

LONCAR, N ; GRCIC, I. GIS-based analysis of doline density on Miljevcı karst plateau (Croatia). **Acta Carsologica**, v. 51(1), p. 7–17, 2022. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v51i1.10465>.

LUNDBERG, J.; BREWER – CARIAS, C.; McFALARNE, D.A. An extraordinary example of photokarren in a sandstone cave, Cueva Charles Brewer, Chimantá Plateau, Venezuela: Biogeomorphology on a small scale. **Geomorphology**, vol. 121, p. 342–357, 2010.

LUNDBERG, J.; BREWER – CARIAS, C.; McFALARNE, D.A. Preliminary results from U–Th dating interglacial deposition cycles in a silica speleothem from Venezuela. **Quaternary Research**, vol. 74, p. 113-120, 2010.

MABESSONE, J. M. Historia da Província Borborema NE do Brasil. **Revista de Geologia**, v.15, p.119-129, 2002.

MADANI, A. A. Selection of the Optimum Landsat Thematic Mapper Bands for Automatic Lineaments Extraction, Wadi Natash Area, South Eastern Desert, Egypt. **Asian Journal of Geoinformatics**, v. 3, n. 1, p. 71–76, 2001.

MAIA, R. P. Aspectos morfoestruturais do carste em arenitos no Nordeste Brasileiro: O caso de Castelo do Piauí. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 24, n. 3, 2023. DOI: 10.20502/rbg.v24i3.2249.

MAIA, R. P. **Geomorfologia e Neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró NE/Brasil** (Tese de Doutorado). Natal: UFRN, 2012.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. . Geomorfologia e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró NE/Brasil. **Mercator** (Fortaleza. Online), v. 11, p. 209-228, 2012.

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

MAINGUET, M. **Le modelé des grès: Problèmes Généraux**. Paris: Institut Géographique National, 1972.

MARESCAUX, M. G. Les Grottes du Gabon nord-oriental: Un Karst dans l'oxyde de fer et la silice. **Bulletin de l'Association de Géographes Français**. Paris: 410, 606-618, Juillet-October. 1973.

MARTIN, G. **Pré-história do nordeste do Brasil/ Gabriela Martin**. –5.ed. –Recife:Ed. Universitária, UFPE,2013.

MARTINI, J. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. *Ann. Geol. Surv. South Africa*, v. 13, p. 115-128, 1979.

MARTINI, J. Rate of Quartz Dissolution and Weathering of Quartzite. **The Boletim of the South Africa: Speleological Association**. v. 25. 1984.

MARTINI, S. B. M. P. **Levantamento dos Recursos Naturais do Distrito Espeleológico Arenítico de Altinópolis-SP**. Monografia de Especialização. Rio Claro: UNESP, 1985.

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, v.11, p. 766-791, 1992.

MIGÓN, P. Sandstone geomorphology – recent advances. **Geomorphology**, v. 373, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107484>.

MIGÓN, P., DUSZÝNSKI, F., GOUDIE, A. Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 78–104, 2017.

MIGÓN, P.; DUSZÝNSKI, F. Landscapes and landforms in coarse clastic sedimentary tablelands – Is there a unifying theme? **Catena**, v. 218, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106545>.

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.

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.

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 Transbrasileiro na Bacia do Parnaíba. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VIII International Symposium on Tectonics, **Anais...** CD-ROM. Chapada dos Guimarães: SBG, 2013.

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.

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.

MOURA, D. C.; SILVA, J. B. DA.; MOURA, A. S. S. DE. **Mapeamento e Análise Espectro-Temporal das Unidades de Conservação de Proteção Integral da Administração Federal no Bioma Caatinga. Parque Nacional Serra das Confusões**. Relatório Parcial. 2017. Disponível em: https://www.fundaj.gov.br/images/stories/cieg/cap9_parna_serradas_confusoes_caatinga_fjn.pdf. Acesso em: 10 de set.de 2023.

MUTZENBERG, D.; BARROS, C. A. C.; AZEVEDO, T. B.; CISNEIROS, D. 2015. Serra da Capivara National Park: Ruiniform Landscapes no 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.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**, Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989.

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

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. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.026>.

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, p. 525-536, 2004.

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.

PEULVAST, J. P. ; CLAUDINO-SALES, V. Aplainamento e Geodinâmica:revisitando um problema clássico em Geomorfologia. **Mercator** (UFC), Fortaleza, Ce, v. 1, n.1, p. 113-150, 2002.

PEULVAST, J. P; VANNEY, J. **Géomorphologie structurale : terre, corps planétaires solides ;Tome 1 : Relief et structure**. Co-édition Gordon and Breach Science Publishers,Paris, Éditions du BRGM, Orléans, et Société géologique de France, Paris, 2002.

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.

PILÓ, L. B. **Morfologia Cárstica e Materiais Constituintes: dinâmica e evolução da Depressão Poligonal Macacos – Baú – Carste de Lagoa Santa, MG**. Tese (Doutorado em Geografia). São Paulo: Universidade Estadual de São Paulo. p. 283, 1998.

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: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.016>.

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.

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: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106784>.

POUYLLAU, M.; SEURIN, M. Pseudo-karst dans les roches grésos-quartzitiques de la formation Roraima. **Karstologia**, vol. 5, p. 45-52, 1985.

QARI ,M.H.T., MADANI, A.A., MATSAH, M.I.M., Z. HAMIMI. Utilization of Aster and Landsat Data in Geologic Mapping of basement rocks of Arafat Area, Saudi Arabia. **The Arabian Journal for Science and Engineering**, v. 33, n. 1C, p. 99-116, 2008.

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: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107090>.

RAWLING, G.C; GOODWIN, L.B; WILSON, J.L. Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types. **Geology**, n. 29, p. 43–46, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029b0043:IAPSAHN2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029b0043:IAPSAHN2.0.CO;2).

RENAULT, Ph. Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. **Anais I Congrès International de Spéléologie**, p. 275-289, 1953.

RHARDT, R.; RODET. J.; SERGI PINTO, S. A. F. O CARSTE. PRODUTO DE UMA EVOLUÇÃO OU PROCESSO? EVOLUÇÃO DE UM CONCEITO. **Revista de Geografia** (Recife). V. Espec, p. 100-111, 2010.

RODET, M. J.; RODET, J.; WILLEMS, L.; POUCKET, A.; NASCIMENTO, S. **Geoarqueologia do Parque Estadual do Rio Preto - Minas Gerais, Brasil**. Editions du CNEK. Saint-Martin-aux-Buneaux, França, p. 57. 2009.

RODRIGUES, W. F.; MAIA, R. P. .; SILVA, H. V. M. da .; SALGADO, A. A. R. **Subterranean river captures in siliciclastic rocks in a semiarid climate: the case of the Poti River Canyon, Brazilian Northeast**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, [S. l.], v. 25, n. 2, 2024. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v25i2.2446. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/2446>. Acesso em: 20 jun. 2024.

ROTEVATN, A; BASTESEN, 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: <https://doi.org/10.1144/SP374.12>.

SAADI, A.; TORQUATO, J.R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista Geologia UFC**, v. 5, p. 1-38, 1992.

SALAMUNI, E.; EBERT H. D.; HASUI Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p 469-478, 2004.

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

SANTOS, C. H. O. S; JARDIM DE SÁ, E. F; SILVA, F. C. A; ANTUNES, A. F. Reativações pós-silurianas do Lineamento Transbrasiliano 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.

SANTOS, J. QGIS 2.8: Delimitação de bacias hidrográficas com TauDEM. Disponível em :<http://www.processamentodigital.com.br/>. Acesso em: 20 de mai. de 2024.

SANTOS, J. C. **Quadro geomorfológico do Parque Nacional de Sete Cidades-PI**. (Dissertação de mestrado em Geografia). Florianópolis: 2001.

SANTOS, J.S.; AQUINO, C.M.S. GEOMORFOLOGIA E GEOTURISMO EM

UNIDADES DE CONSERVAÇÃO NO ESTADO DO PIAUÍ: Estudos de caso na Serra da Capivara, Sete Cidades e Serra das Confusões. **Revista GeoSertões**, v. 6, n. 12, p. 10-32, 2022.

SCHULTZ, R.A; FOSSEN, H. Terminology for structural discontinuities. **Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.**, v. 92, p. 853–867, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1306/02200807065>.

SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University Press, Cambridge, p.401, 2000.

SELF, C. A. MULLAN, G. J. Rapid Karst Development in an English Quartzitic Sandstone. **Acta Carsologica** 34/2 7 p. 415-424. 2005.

SIART, C ; FORBRIGER, M; NOWACZINSKI, E ; HECHT, S ; HÖ-FLE, B. Fusion of multi-resolution surface terrestrial laser scanning and subsurface geodata ERT, SRT for karst landform investigation and geo-morphometric quantification. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 135–1147, 2013. DOI : <https://doi.org/10.1002/esp.3394>.

SILVA, O.L; BEZERRA, F.H.R; MAIA, R.P; CAZARIN, C.. Karst landforms revealed at various scales us-ing LiDAR and UAV in semi-arid Brazil: Consider-ation on karstification processes and methodological constraints. **Geomorphology**, v. 295, p. 611–630, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2017.07.025>.

SILVA, F. P.; SILVA, T. M. Perfil de Relevô em Varredura: Procedimentos Automáticos Utilizando Sistemas de Informação Geográfica. **Rev. Bras. de Cartografia**, v. 70, n. 3, p. 846-866, 2018.

SILVA, M. B. da .; MAIA, R. P. Morphostructural aspects of the sandstone karst in Northeastern Brazil: Example from Serra da Capivara – PI. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S. l.], v. 25, n. 1, 2024. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v25i1.2392. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/2392>. Acesso em: 30 ago. 2024.

SILVA, M. B da; 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: <https://doi.org/10.20502/rbg.v18i3.1083>.

SILVA, S. M. **Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais** (Dissertação). Belo Horizonte: UFMG, 143 p. 2004.

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.

SUBHOBROTO, M; ASHISH, M. GIS based integration of multi-spectral remote sensing and morphostructural analysis for delineating potential areas of hydrocarbon exploration in Western Vindhyan Basin, India, **Energy Geoscience**, v.3, p; 191-201, 2022, Doi: <https://doi.org/10.1016/j.engeos.2022.01.006>.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: (passado + presente = futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. p. 366, 1999.

SWEETING, M. M. **Karst Landforms**. London: Macmillan, 1972.

TAGIL, S; JENNESS. J. GIS-Based Automated Land-form Classification and Topographic, Landcover and Geologic Attributes of Landforms Around the Yazoren Polje, Turkey. **Journal of Applied Sci-ences**, v . 8, p. 910-921, 2008. DOI: <https://dx.doi.org/10.3923/jas.2008.910.921>.

TELBISZ, T; MARI, L; SZABO, L. Geomorphological Characteristics of the Italian Side of Canin Massif Julian Alps Using Digital Terrain Analysis and Field Observations. **Acta Carsologica**, v.40, n. 2, p. 255–266, 2011. DOI: <http://dx.doi.org/10.3986/ac.v40i2.10>

TELBISZ, T; MARI, L; ČALIĆ, J. Doline morphometry of Mt.Miroč using GIS methods. **Bulletin of the Ser-bian Geographical Society**, v. 87, n.2, p. 21-30, 2007.

TRAVASSOS, L.E.P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Brasília: ICMBio, 2019.

TROPMAIR, H.; TAVARES, A. C. Observações Geomorfológicas e Biogeográficas na região Espeleológica de Altinópolis. **Boletim de Geografia Teorética**, v. 15, n. 29-30, p. 329-336, 1985.

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**. v. 29, n. 2, p. 87-100. 2006.

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, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.010>.

URBANI, F. 1986. Notas sobre el origen de las cavidades en rocas cuarcíferas precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. **Interciência**. v. 11, p. 298-300, 1986.

URBANI, F. Bibliografía sobre cavidades desarrolladas en rocas no carbonáticas de la Guayana Venezolana. **Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología**. v. 24, p. 1-4. 1990.

URBANI, F. Notas sobre el origen de las cavidades en rocas cuarcíferas precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. **Interciência**. v. 11, n. 6, p. 298-300, 1986b.

URBANI, F. Una revisión preliminar sobre El desarrollo de cavidades y otras formas relacionadas en las rocas cuarcíferas del Grupo Roraima, Guayana Venezolana. **Boletín de Geociencias**. p.10-15, 1986a.

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>.

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.

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.

VERÍSSIMO, C. U. V.; SPOLADORE, A. Gruta do Fazendão (SP-170): Considerações geológicas e genéticas. **Espeleotema**. v. 17 p. 7-17. 1994.

VETORAZZI, A.L.S. **Caracterização sedimentológica dos arenitos da Formação Cabeças (devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba**. Dissertação de Mestrado. UFRJ, 2012.

VILES, H.; PENTECOST, A. Problems in assessing the weathering action of lichens with an example of epiliths on sandstone. In: ROBINSON, D.A., WILLIAMS, R.B.G. (eds). **Rock Weathering and Landform Evolution**. London: John Wiley & Sons Ltd, p. 99-116, 1994.

WERNICK, E.; PASTORE, E. L.; PIRES NETO, A. Cavernas em arenito. **Notícia Geomorfológica**. v.13, p. 55-67. 1973.

WHITE, W. B. **Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains**. Oxford University Press. p. 464, 1988.

WHITE, W. B.; JEFFERSON, G. L.; HAMAN, J. F. Quartzite Karst in Southeastern. **Jornal Internacional de Espeleologia**, v. 2, p. 309-314, 1966.

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.

WILLEMS, L. **Phénomènes Karstiques en Roches Silicatées non Carbonatées**. (Tese) Faculté des Sciences. Université de Liege, Belgique. 2000.

WILLEMS, L.; COMPÈRE, P.; SPONHOLZ, B. Study of siliceous karst genesis in eastern Niger: microscopy and X-ray microanalysis of speleothems. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 42, p. 129-142, 1998.

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.

WILLEMS, L.; RODET, J.; POUCKET, A.; RODET, M. J.; HARTERT, 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.

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: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.008>.

WRAY, R.A.L. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 110, p. 203-211, 2009.

WRAY, R.A.L. The formation and significance of coralline silica speleothems in the Sidney Basin, southeastern Australia. **Physical Geography**, v. 18, p. 1-17, 1997.

YARIV, S.; CROSS, H. **Geochemistry of Colloid Systems for Earth Scientists**. Berlin: Springer-Verlag, p. 450, 1979.

YOUNG R.W; YOUNG, A.R.M. **Sandstone Landforms**. Berlin: Springer-Verlag, p. 163, 1992.

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

YOUNG, R. W. Quartz etching and sandstone karst: Examples from the East Kimberleys, northwestern Australia. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 32, p. 409-423. 1988.

YOUNG, R. W. Sandstone Landforms of Tropical East Kimberly Region Northwestern Australia. **Journal of Geology**, v. 95 , n. 2, p. 205-218. 1987.

YOUNG, R. W. Tower karst in Sandstone: Bungle Bungle massif, Northwestern Australia. **Zeitschrift Fur Geomorphologie**, v. 30, p. 189-202. 1986.

YOUNG, R.W; WRAY, R.A.L; YOUNG, A.R.M. **Sandstone Landforms**. Cambridge University Press, Cambridge, p. 304, 2009.