

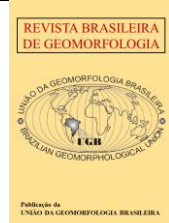


<https://rbgeomorfologia.org.br/>  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 25, n° 4 (2024)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbgeomorfologia.v25i4.2589>



Artigo de Revisão

# Controle litoestrutural do relevo da borda oriental da bacia sedimentar do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba), Nordeste do Brasil

*Lithostructural control of the relief in the eastern sector of the Parnaíba sedimentary basin (Ibiapaba Plateau), Northeast Brazil*

Frederico de Holanda Bastos<sup>1</sup>, Lionel Siame<sup>2</sup>, Danielle Lopes de Sousa Lima<sup>3</sup>, Abner Monteiro Nunes Cordeiro<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Ceará, Brasil, Bolsista Produtividade em Pesquisa 2 (CNPq). fred.holanda@uece.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4330-7198>

<sup>2</sup> Université Aix-Marseille, Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Aix-En-Provence, França. siame@cerege.fr.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4288-9528>

<sup>3</sup> Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Ceará, Brasil. danielle.lopes@hotmail.com.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9729-9939>

<sup>4</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Norte/DGC/LAGESA/GEOCERES, Caicó, Rio Grande do Norte, Brasil. abner.cordeiro@ufrn.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4867-7083>

Recebido: 10/06/2024; Aceito: 29/10/2024; Publicado: 07/11/2024

**Resumo:** Atualizações cartográficas da geológica da área entre as Províncias Parnaíba e Borborema viabilizaram detalhamentos na interpretação do controle litoestrutural do Planalto da Ibiapaba e entorno. O artigo tem o objetivo de interpretar os aspectos morfoestruturais regionais a partir de revisão bibliográfica, trabalhos de campo e interpretações de SIG. A área é caracterizada por um planalto dissimétrico com um escarpamento contínuo ( $\approx 800$  m) do tipo glint, sustentado por arenitos paleozoicos sobrepostos ao embasamento pré-cambriano. No entorno predominam superfícies de aplainamento ( $\approx 200$  m), cujas morfologias variam de acordo com as litologias. Do ponto de vista estrutural o Lineamento Transbrasiliense (LT) constitui o principal divisor tectônico regional, influenciando o comportamento do escarpamento e do reverso. Em termos litológicos destacam-se os arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande, responsável pela manutenção do topo do planalto, a Formação Cabeças e recobrimentos lateríticos, que sustentam pequenos planaltos tabulares no âmbito da bacia, além dos granitoides, quartzitos e ortognaisses que sustentam relevos residuais no embasamento. Considerando uma evolução geomorfológica regional associada a soerguimentos cretáceos de fase rift e pós-rift, o detalhamento dos aspectos litoestruturais é fundamental para se explicar a relação da erosão diferencial na atual morfologia regional.

**Palavras-chave:** Estruturas monoclinais; Glint; Província Borborema; Semiárido brasileiro.

**Abstract:** Cartographic updates of the geological area between the Parnaíba and Borborema Provinces made it possible to provide details in the interpretation of the lithostructural control of the Ibiapaba Plateau and surroundings. The article aims to interpret regional morphostructural aspects based on bibliographic review, fieldwork and GIS interpretations. The area is

characterized by an asymmetrical plateau with a continuous glint-type escarpment ( $\approx 800$  m), supported by Paleozoic sandstones overlying the Precambrian basement. In the surroundings, flat surfaces predominate ( $\approx 200$  m), whose morphologies vary according to the lithologies. From a structural point of view, the Transbrasilian Lineament (LT) constitutes the main regional tectonic divide, influencing the behavior of the escarpment and the reverse. In lithological terms, the sandstones and conglomerates of the Serra Grande Group stand out, responsible for maintaining the top of the plateau, the Cabeças Formation and lateritic coverings, which support small tabular plateaus within the sedimentary basin, in addition to the granitoids, quartzites and orthogneisses that support residual reliefs in the basement. Considering a regional geomorphological evolution associated with Cretaceous uplifts of rift and post-rift phases, the detailing of lithostructural aspects is fundamental to explain the relationship of differential erosion in the current regional morphology.

**Keywords:** Monoclinical structures; Glint; Borborema Province; Brazilian semi-arid.

## 1. Introdução

A bacia do Parnaíba, também denominada de bacia do Meio-Norte ou do Maranhão, constitui uma vasta sinéclise paleozoica (MILANI; ZÁLAN, 1999) desenvolvida sobre um complexo setor do Gondwana Ocidental (CASTRO et al., 2016), formada por subsidência (ALMEIDA et al., 1981; BRITO NEVES et al., 1984), cuja área total atual é de cerca de 600.000 km<sup>2</sup> (VAZ et al., 2007; GÓES; FEIJÓ, 1994) abrangendo parte dos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia.

O setor leste da bacia do Parnaíba é caracterizado pelo contato de estruturas monoclinais (DANNI, 1972) discordantemente sobrepostas ao embasamento proterozoico do setor ocidental da Província Borborema. Desse comportamento morfoestrutural resulta um dos mais importantes compartimentos geomorfológicos do Nordeste setentrional brasileiro designado como Planalto da Ibiapaba, Serra Grande, Cuesta da Ibiapaba (AB`SÁBER, 1969; SOUZA, 1988) ou Glint da Ibiapaba (CLAUDINO SALES et al., 2020), abrangendo parte dos estados do Ceará e Piauí (Figura 1).

O Planalto da Ibiapaba constitui divisor de bacias hidrográficas que drenam em diferentes contextos morfoestruturais (Províncias Borborema e Parnaíba). No sentido da bacia sedimentar a rede de drenagem faz parte da bacia hidrográfica do Parnaíba, enquanto que no embasamento drenam as bacias do Timonha, Coreaú, Acaraú, Poti e Jaguaribe, sendo que a bacia do Poti constitui uma sub-bacia do Parnaíba, cujo encontro se dá através de uma das mais importantes superimposições fluviais do Nordeste brasileiro, conhecida como cânion do Poti.

Do ponto de vista estrutural, esse relevo representa o limite oriental da bacia sedimentar do Parnaíba, cuja morfologia constitui um dos alinhamentos mais característicos de escarpamento circundenudacionais (AB`SÁBER, 1949), representando a mais notável área de eversão do Nordeste brasileiro e uma das mais amplas do Brasil (AB`SÁBER, 1969; SOUZA, 2000). Enquanto as superfícies de aplainamento modernas (superfícies sertanejas neogênicas) situam-se em cotas aproximadas de 200 m, o contato entre a superfície de aplainamento pré-siluriana e a formação basal da bacia do Parnaíba (Grupo Serra Grande) situa-se em cotas que podem chegar a 600 m, na base da cornija arenítica.

Em termos regionais, essa área situa-se numa margem transformante, cuja morfogênese regional está associada a soerguimentos das fases *rift* e *pós-rift* (Jurocretáceo), durante as reativações da abertura do Atlântico (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004), e *drift* (Cenozoico), relacionados a eventos neotectônicos (SAAD; TORQUATO, 1992), soerguimentos flexurais (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004) e vulcanismos (ALMEIDA et al., 1988). Por outro lado, os ciclos denudacionais cenozoicos, com destaque para os climas secos a partir do Neógeno (HARRIS; MIX, 2002), intercalados por períodos de umidade (WANG et al., 2004), foram responsáveis pela esculturação morfológica atual.

A organização litoestrutural do Nordeste setentrional, caracterizada por zonas de cisalhamento brasileiras de sentido NE e E, e um complexo mosaico de litologias cristalinas e sedimentares de diferentes propriedades geomorfológicas (BASTOS; CORDEIRO, 2021), condicionaram a ação erosiva e, conseqüentemente, o contexto geomorfológico atual (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004; MAIA; BEZERRA, 2014). No entanto, mesmo com avanços recentes na interpretação geomorfológica do Planalto da Ibiapaba (CLAUDINO SALES et al., 2020; MOURA FÉ, 2015; RODRIGUEZ TRIBALDOS, 2017; SANTOS, 2022), estudos detalhados acerca dos controles litoestruturais na sua morfologia podem contribuir sobremaneira com a análise geomorfológica regional.

A cartografia geológica básica oficial da área de estudo tem disponibilizado maiores detalhamentos litológicos nos mapeamentos apresentados na escala de 1:100.000 a partir de 2011 (CPRM, 2011; 2013; 2014 e 2015), cujos arquivos vetoriais georreferenciados foram organizados e disponibilizados na última versão do Mapa Geológico do Ceará (CPRM, 2020).

Face ao exposto, a partir de interpretações de bases geológicas recentes, o presente trabalho visa analisar o condicionamento litoestrutural do relevo do Planalto da Ibiapaba e adjacências, com destaque para o controle litológico das camadas da bacia paleozoica e das rochas do embasamento pré-cambriano na morfologia regional, assim como o controle morfológico das deformações estruturais.

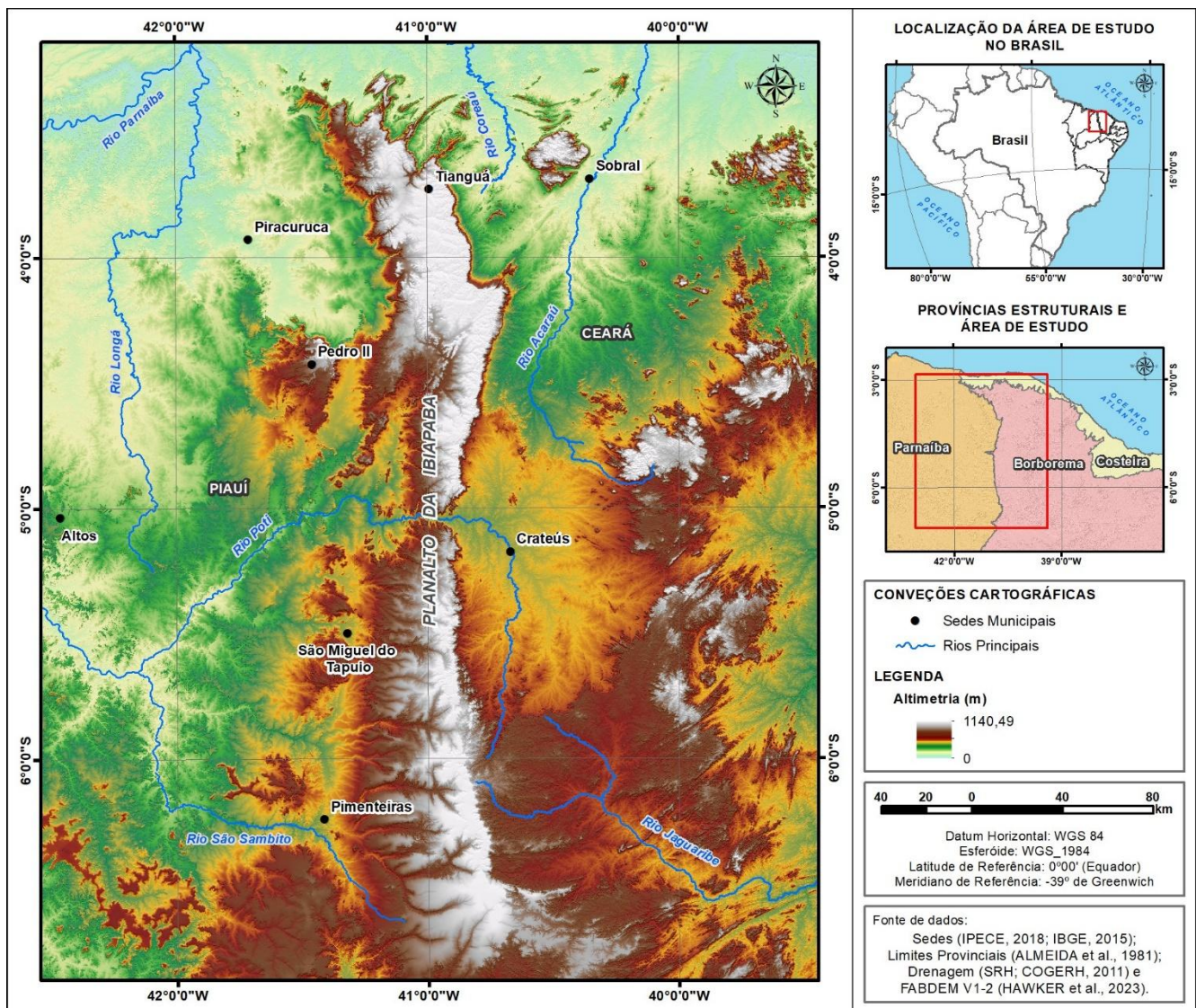


Figura 1. Localização do Planalto da Ibiapaba.

## 2. Caracterização Litoestrutural da Área de Estudo

A área de estudo localiza-se na borda oriental da bacia sedimentar do Parnaíba, no limite entre as Províncias Parnaíba e Borborema (Figura 1). Essa bacia encontra-se sobre um embasamento Proterozoico-Paleozoico Inferior que compreende pelo menos três grandes blocos crustais, representando crátons sinbrasilianos e cinturões orogênicos brasileiros falhados (DALY et al., 2018; SILVA et al., 2003).

As seqüências deposicionais da Bacia do Parnaíba possuem gênese policíclica, derivada de eventos de imersão da superfície da plataforma abaixo do nível de base regional, seguida de seu soerguimento (CACAMA, 2015). A área atual da bacia envolveu cinco seqüências tectono-sedimentares separadas por discordância regionais



(CASTRO et al., 2016; GÓES; FEIJÓ, 1994), divididas em Grupo Serra Grande (Siluriano), com as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós (CRUZ, et al. 2019); Grupo Canindé (Devoniano), com as Formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti; Grupos Balsas (Carbonífero – Triássico) e Mearim (Jurássico); além de rochas vulcânicas da Formação Sardinha (Jurássico), que ocorrem na forma de diques e soleiras (FERRAZ et al., 2017) (Figura 2). As discordâncias deposicionais, muito comuns nessa bacia, estão relacionadas a variações das tendências de subsidência em longo prazo (RODRIGUEZ TRIBALDOS, 2017).

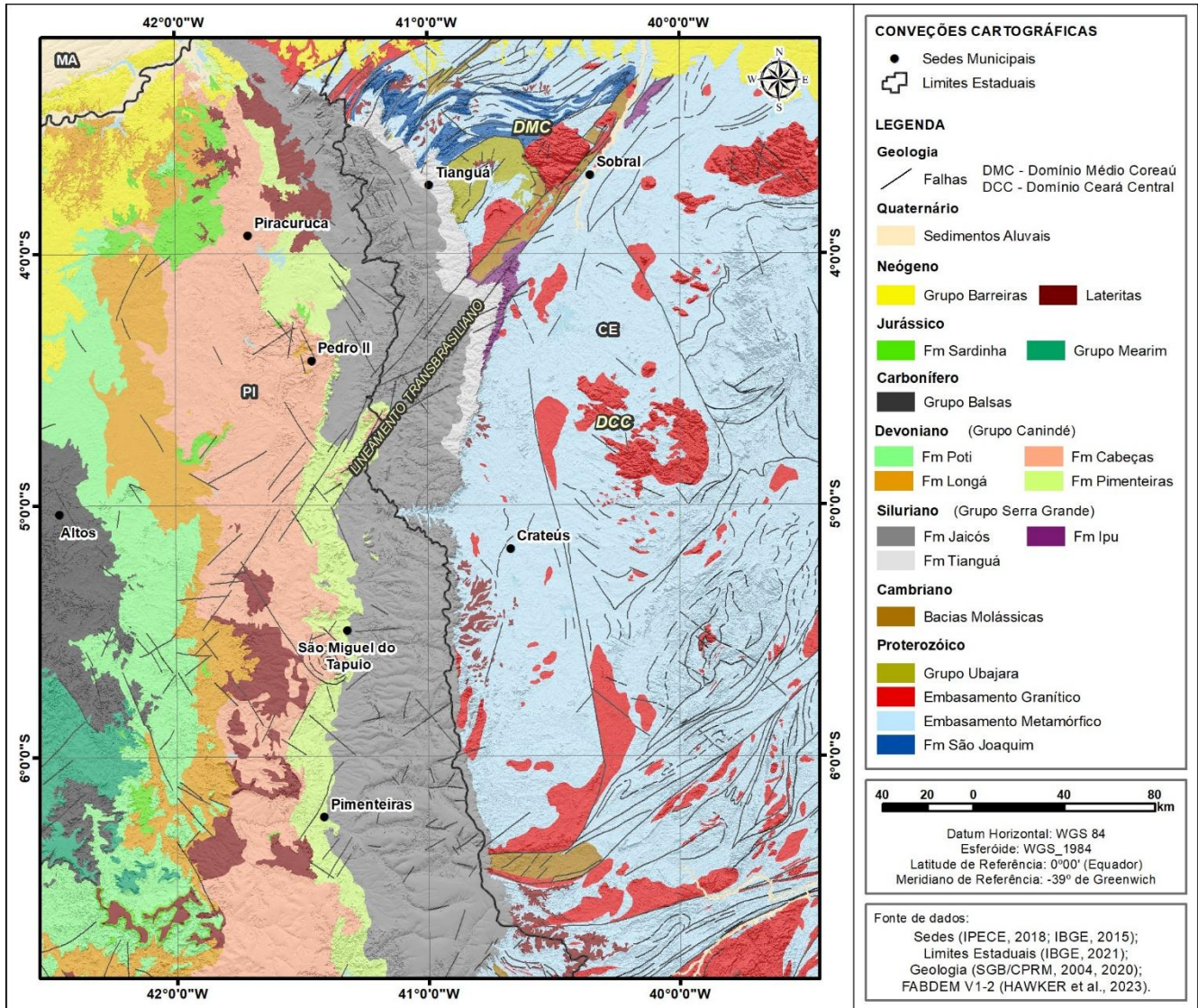


Figura 2. Geologia do Planalto da Ibiapaba e adjacências. Fonte: CPRM (2020); CPRM (2006).

Na parte leste da área de estudo encontram-se superfícies de aplainamento desenvolvidas sobre litologias proterozoicas do setor noroeste da Província Borborema, representados pelos Domínios Médio Coreaú (DMC) e Ceará Central (DCC) (ANGELIM et al., 2003) (Figura 2). O embasamento Proterozoico do DMC foi deformado e metamorfoisado durante a Orogênese Brasileira (Neoproterozoico), sendo caracterizado pela sequência de *grabens* e *horts* (*grabens* Martinópolis e Jaibaras e *horts* Tucunduba e Granja), separados por zonas de cisalhamento de sentido NE (SANTOS et al., 2008), cujo principal é o Lineamento Transbrasiliiano – LT (COSTA et al., 1979), conhecido regionalmente como Falha Sobral-Pedro II (ANGELIM et al., 2003).

O LT representa uma descontinuidade estrutural, em escala continental, da ordem de 4.000 km de sentido NE, estendendo-se da plataforma continental do Ceará até o limite norte dos terrenos da Patagônia (BRITO NEVES; FUCK, 2014). No contexto da área de estudo, o LT divide os compartimentos tectônicos DMC e DCC, cuja evolução

tectônica ajuda a explicar o atual comportamento morfológico do Planalto da Ibiapaba, conforme será abordado posteriormente.

Em termos litológicos também merecem destaque os recobrimentos lateríticos de idade Neogênica (ANGELIM et al., 2003), cuja distribuição espacial possui relevância morfológica e paleoclimática, desenvolvendo-se de forma dispersa, tanto sobre rochas do embasamento, como sobre litologias sedimentares.

Os sedimentos do Grupo Barreiras destacam-se como os principais depósitos cenozoicos, situados no extremo norte do recorte espacial analisado, e representando um depósito correlativo das superfícies aplainadas de idade neogênica. Na área de estudo o Grupo Barreiras é composto pelas Formação Barreiras (indiviso) e Camocim, esta última representando uma extensa deposição de cascalheira na zona pré-litorânea do DMC (PINÉO et al., 2018). Os sedimentos quaternários são representados por depósitos aluviais e coluviais, que possuem limitada distribuição espacial no mapeamento da figura 2.

### 3. Materiais e Métodos

A pesquisa foi iniciada a partir de revisão bibliográfica e cartográfica acerca do contexto morfoestrutural do setor de contato entre as Províncias Parnaíba e Borborema. Em seguida foram realizados trabalhos de campo entre os anos 2020 e 2022 em diversos recortes espaciais ao longo da área de estudo, com objetivo de analisar o comportamento morfológico de diferentes contextos litológicos e fazer registros fotográficos com câmeras e drone.

As técnicas de geoprocessamento permitiram correlacionar as variações morfológicas com os aspectos litoestruturais disponíveis em mapeamentos geológicos atualizados da CPRM na escala de 1:100.000 (CPRM, 2011; 2013; 2014 e 2015). Além destes, também foram utilizadas bases geológicas na escala de 1:1.000.000 das folhas SA:24, SA:23, SB:23 e SB:24 (CPRM, 2004), além dos mapas geológicos do Ceará, na escala de 1:500.000 (CPRM, 2020), e do Piauí, na escala de 1:1.000.000 (CPRM, 2006).

Na interpretação morfológica foram utilizadas as imagens do FABDEM (*Forest and Buildings removed Copernicus DEM V1-2*), que constitui um tratamento digital de remoção de florestas e edifícios/infraestruturas do MDE global COPERNICUS, com uma resolução espacial de 30 metros, que permite maior detalhamento topográfico (HAWKER et al., 2022). A partir dessa base, foram gerados modelos tridimensionais de elevação, com o uso do *software* QGis versão 3.22 (QGIS TEAM, 2023).

Em seguida, foram extraídos atributos topográficos do FABDEM como altimetria e declividade, que permitiram analisar perfis topográficos e variações morfológicas. Essas informações foram analisadas juntamente com dados litológicos, obtendo-se os produtos cartográficos de geologia e de compartimentos regionais.

Os lineamentos estruturais foram obtidos através da ferramenta *Lineament extraction* no *software* PCI Geomática 2020 e passaram por correção e validação através da interpretação de imagens de satélite e de produtos proveniente do FABDEM-V1-2. A rede de drenagem foi extraída através do MDE no *software* Matlab R2023b, utilizando-se o limiar de 30.000 *pixels* e determinação da hierarquia fluvial de acordo com Strahler (1952). A partir desses dados foram obtidos os mapas de densidade de lineamentos e de drenagem a partir da ferramenta *Line Density* no *software* ArcMap.

Posteriormente, para a geração dos diagramas de rosetas, foi utilizada a ferramenta *AzimuthFinder* (QUEIROZ et al., 2014) incorporada ao *software* ArcMap para a obtenção de dados azimutais que foram carregados no *software* OpenStereo (GROHMANN; CAMPANHA; SOARES JUNIOR, 2011) em intervalos de 10° (dez graus). Os diagramas de rosetas tiveram como base a frequência direcional dos azimutes dos lineamentos estruturais e da rede de drenagem.

Buscando-se analisar o contexto morfoestratigráfico regional, sobretudo com relação à formação de superfícies de aplainamento, foi aplicada a técnica de *low relief surface* (WHIPPLE et al., 2017), partindo-se da extração da declividade em percentual que foi reclassificada em duas classes 0 – 8 % (relevo plano a suave ondulado) e > 8% (relevo ondulado a escarpado) (EMBRAPA, 2018). Posteriormente, o *raster* com valores altimétricos foi reclassificado, sendo gerado um novo arquivo matricial com classes de altimetria com intervalos de 100 m.

A partir dos arquivos de declividade e altimetria reclassificados, através de álgebra matricial, o *raster* de altimetria foi subdivido de acordo com as duas classes de declividade geradas inicialmente. Com o produto da álgebra matricial, as classes altimétricas que possuíam declividade > 8% foram excluídas, restando os topos e os vales (superfícies com 0 – 8 % de declividade). Estes foram diferenciados a partir do atributo Índice de Posição Topográfica (IPT), proposto por Weiss (2001). Essa etapa teve como objetivo a geração e exclusão do arquivo de

vales que são depressões inclinadas na superfície do terreno (HUGGETT, 2007) e serviu principalmente para interpretar a dimensão da evolução de superfícies de aplainamento, tabulares e/ou estruturais em escala regional.

Finalmente, obteve-se um arquivo que consiste em superfícies localizadas no topo dos relevos e que possuem declividades menores que 8% divididas em classes altimétricas de 100 m, ocorrendo *low relief surface* em diferentes altitudes, constituindo base fundamental para uma interpretação morfoestratigráfica.

## 4. Resultados

### 4.1. Aspectos Gerais da Morfologia Regional do Planalto da Ibiapaba e adjacências

Em escala regional o relevo da área de estudo pode ser compartimentado em superfícies de aplainamento no embasamento (superfície sertaneja) pontilhada de maciços, *inselbergs* e cristas; escarpamento principal (*glint* da Ibiapaba); reverso estrutural sustentado pelo Grupo Serra Grande; e depressão monoclinial que constitui superfícies de aplainamento na bacia sedimentar, com alguns planaltos tabuliformes (mesetas) (Figura 3).

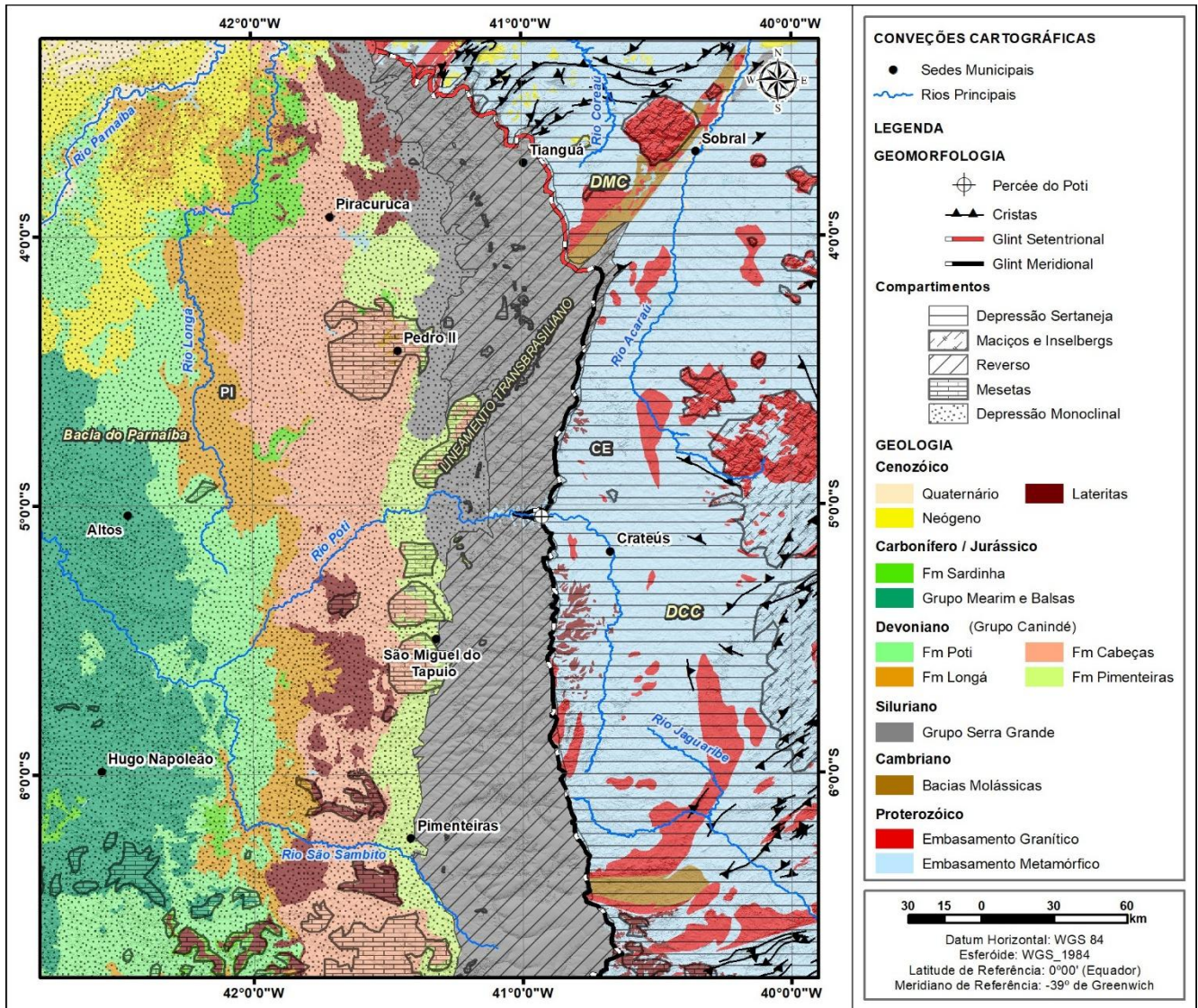
A mais importante unidade litológica do Planalto da Ibiapaba é o Grupo Serra Grande (Siluriano), cuja natureza siliciclástica (BATISTA et al., 2020) é responsável pela manutenção de um escarpamento contínuo marcado pelo contato discordante entre arenitos e conglomerados desse grupo e o embasamento pré-cambriano, sobre o qual foi esculpida a antiga superfície aplainada pré-siluriana. Escarpamentos sustentados por camadas de rochas sedimentares resistentes, discordantemente sobrepostas ao embasamento aplainado podem ser designados como *glint* (PECH, 2005; FOUCAULT; RAOULT, 2010; CILF, 1979), e a designação de *glint* da Ibiapaba tem sido adotada por trabalhos recentes acerca da geomorfologia regional dessa área (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004; PEULVAST et al., 2008; CLAUDINO SALES et al., 2020).

O Grupo Serra Grande é constituído pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, da mais antiga para a mais recente, que são responsáveis pela manutenção de cornijas em diferentes setores do escarpamento. Esse escarpamento estende-se por mais de 400 km, ao longo de praticamente todo o setor oeste do Ceará, sendo interrompido apenas pela *percée* formada pela drenagem consequente do rio Poti.

Cabe destacar que, além do escarpamento mencionado, esse setor leste do planalto também é constituído por pedimentos cristalinos dissecados, com altitudes que variam de 200 a 600 m. Essas “rampas” separam o *glint* das superfícies de aplainamento neógenas (Figura 6).

Os processos circundenudacionais que esculpiram o escarpamento da Ibiapaba formaram um escalonamento topográfico abrupto que separa superfícies sertanejas, com cotas que variam de 200 a 500 m de um planalto sedimentar que atinge cotas que variam de 700 a 900 m. Na interpretação morfoestratigráfica de Peulvast e Claudino Sales (2004) a parte somital desse planalto foi designada como uma superfície estrutural dissecada, de idade incerta, inferida como *pré-rift*.





**Figura 3.** Compartimentação morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba e adjacências.

É importante destacar que são muito restritas as evidências de testemunhos sedimentares da bacia ao longo das superfícies sertanejas circunvizinhas, com destaque para uma crista alongada de sentido NE situada em Santana do Acaraú/CE, constituída por rochas da Formação Ipu preservadas no *Graben* Jaibaras (Figura 2).

No contexto geral do Planalto da Ibiapaba merece destaque o Lineamento Transbrasiliiano (LT) que representa o principal divisor tectônico da área (SCHOBHENHAUS et al., 1975), separando os domínios Ceará Central (DCC) e Médio Coreaú (DMC), e que condiciona importantes aspectos morfológicos do planalto. O LT representa o principal ponto de inflexão no direcionamento do escarpamento, que apresenta sentido preferencial N-S, no setor meridional do LT, e sentido NW-SE, no setor setentrional do LT (Figura 3). Além do escarpamento, o LT também influencia no comportamento do reverso, conforme será apresentado posteriormente.

Analisando os lineamentos estruturais da área de estudo, nota-se um direcionamento preferencial de sentido NE, sobretudo no âmbito da Província Borborema e essa trama estrutural exerce importante influência na organização da rede de drenagem, que apresenta tendência preferencial de sentido N-NE (Figura 4). A distribuição espacial dos padrões de drenagem também indica controle litoestrutural, com destaque para padrões dendríticos no âmbito do embasamento e padrões paralelos seguindo as estruturas monoclinais da bacia do Parnaíba. Além disso, o adensamento da rede de drenagem é maior no embasamento por conta da baixa permoporidade.



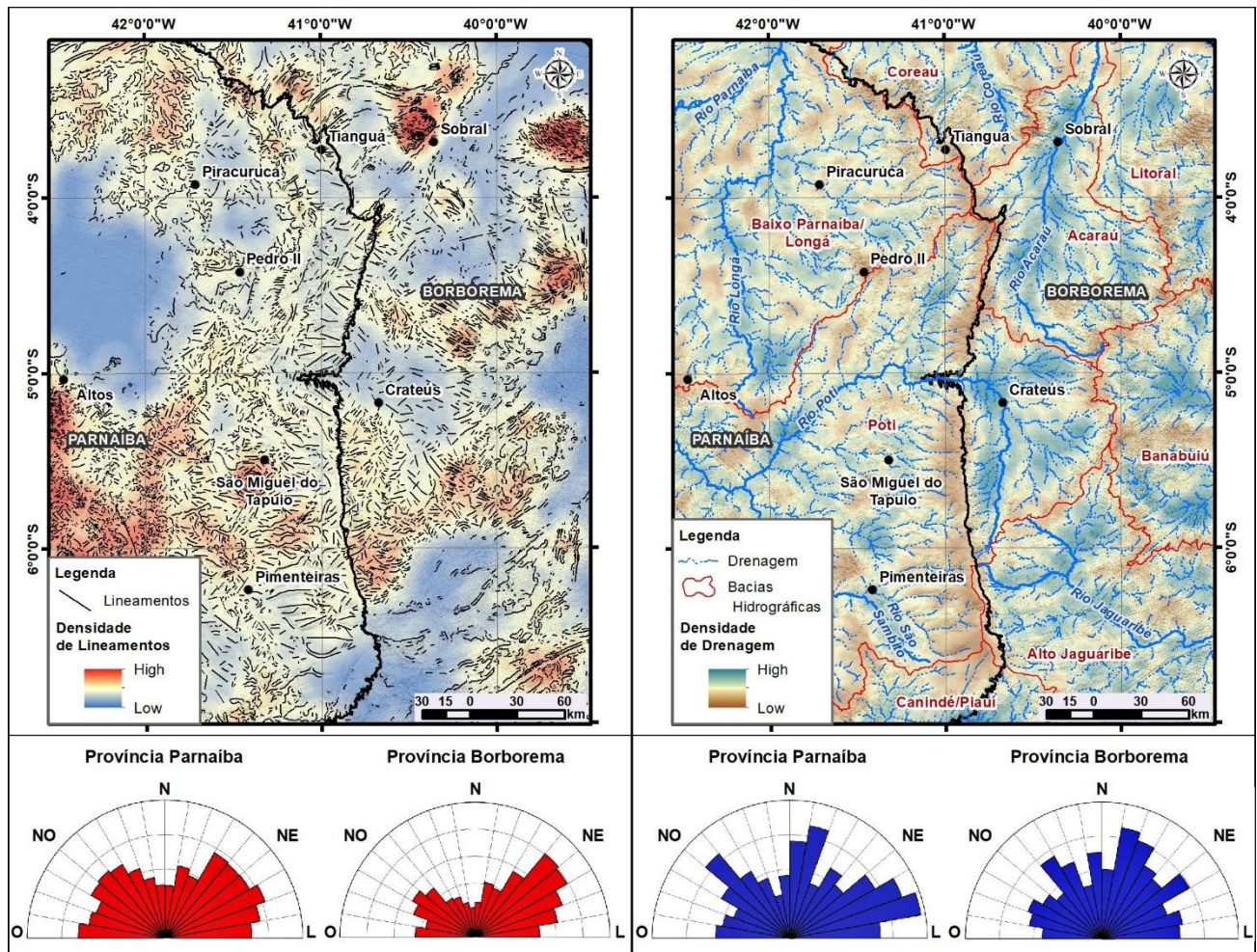
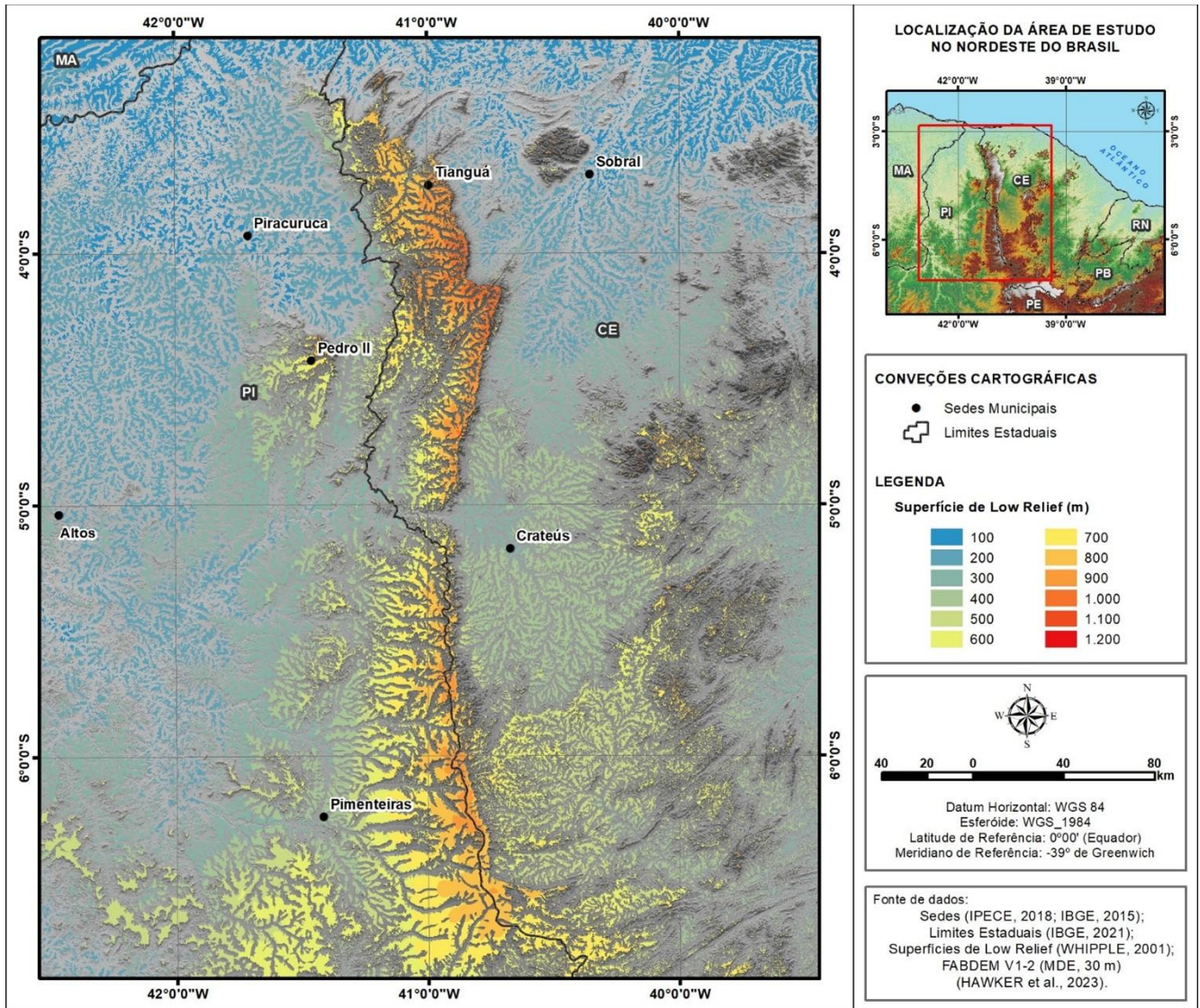


Figura 4. Lineamentos estruturais e organização da rede de drenagem na área do Planalto da Ibiapaba e adjacências.

Aplicando-se a ferramenta topográfica “*low relief surface*” na área de estudo (Figura 5), torna-se evidente o comportamento evolutivo das superfícies de aplainamento rebaixadas no contexto da área de estudo. Superfícies inferiores à cota 300 m (superfícies sertanejas baixas e depressão monoclinal) desenvolvem-se truncando litologias diversas e se expandindo tanto sobre o embasamento quanto sobre as litologias da bacia sedimentar, porém, sua expansão espacial é muito maior sobre litologias sedimentares dos grupos Balsas e Mearim.

Superfícies de aplainamento intermediárias (500/600 m) concentram-se no sul da área de estudo, representando superfícies lateríticas e superfícies sertanejas mais elevadas. As superfícies planas mais elevadas (>700 m) situam-se no topo do Planalto da Ibiapaba, configurando superfícies estruturais relacionadas ao Grupo Serra Grande (Formação Jaiós). Não foram identificadas superfícies de aplainamento no topo de planaltos cristalinos tendo em vista a dissecação do relevo dessas áreas.





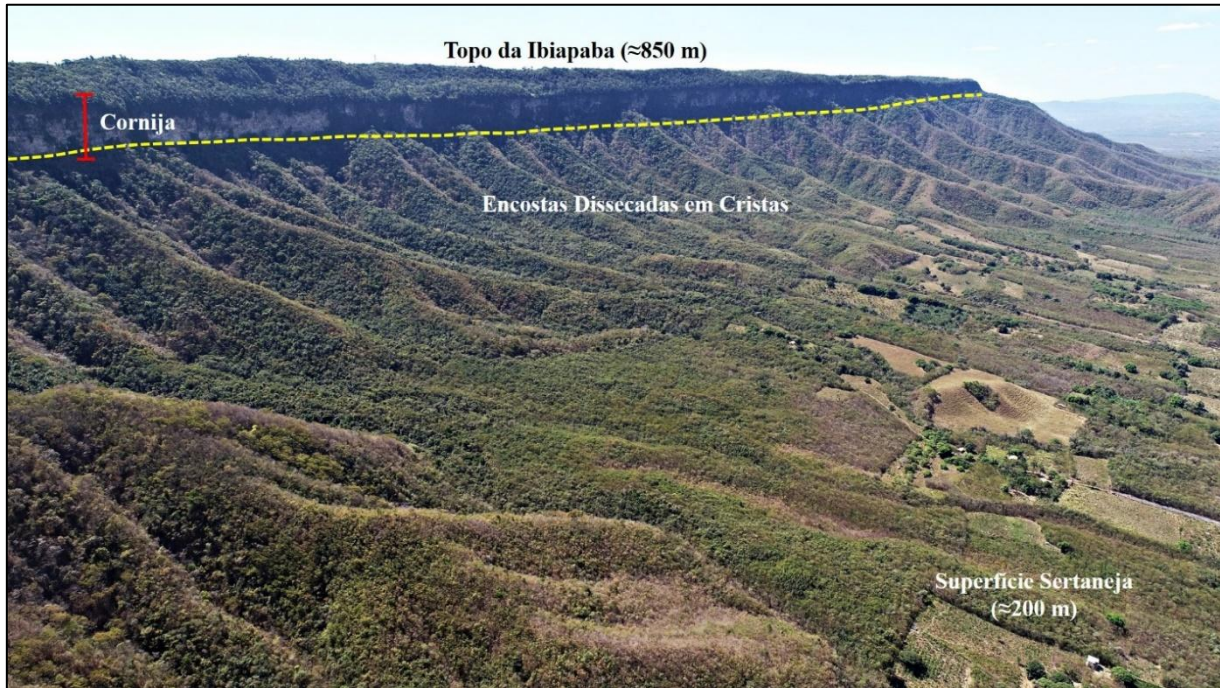
**Figura 5.** Identificação de superfícies planas a partir da ferramenta “low relief surface” na área do Planalto da Ibiapaba e adjacências.

4.1.1. Características do escarpamento

A Formação Ipu (Siluriano) constitui a camada basal da Bacia do Parnaíba, sendo composta de conglomerados e arenitos de origem glacial e fluvial, com espessura que pode atingir até 350 m (VAZ et al., 2007; CAPUTO; LIMA, 1984; CRUZ et al., 2019). Essa formação é responsável pela manutenção das maiores cornijas do *Glint* da Ibiapaba (superiores a 350m) (Perfil E – E’ da Figura 10), sendo estes situados preferencialmente entre o LT e a *percée* do rio Poti. Os escarpamentos desse setor geralmente começam nas cotas ≈ 300m e chegam a atingir cotas ≈ 700m.

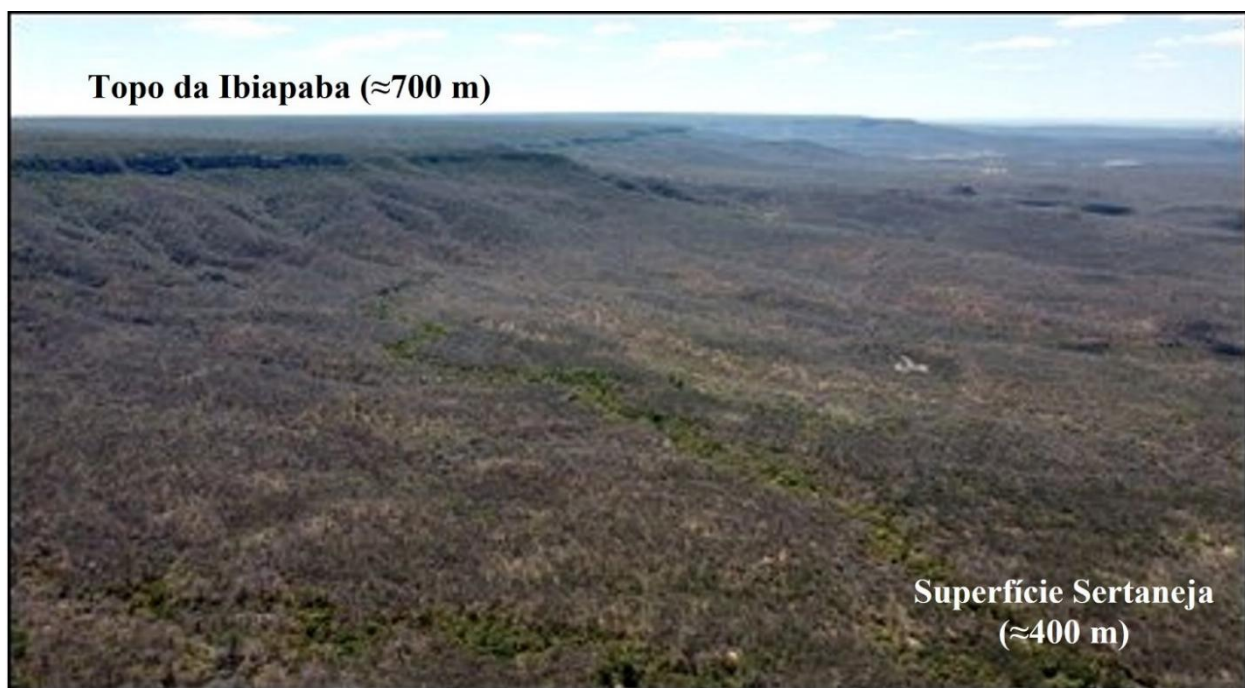
A Formação Tianguá encontra-se concordantemente sobreposta à Formação Ipu, sendo constituída de arenitos, podendo alcançar espessura de 270 m em subsuperfície (CAPUTO; LIMA, 1984). Os escarpamentos associados a essa camada encontram-se no setor setentrional do Planalto da Ibiapaba, a partir do LT, formando cornijas de espessuras que variam de ≈100/200 m. As encostas setentrionais da Ibiapaba são as que possuem maior representatividade de litologias do embasamento, pois estas chegam a atingir cotas de ≈ 600 m, constituindo rampas dissecadas em cristas desenvolvidas entre drenagens paralelas de primeira ordem (Figura 6 e perfil B – B’ da Figura 10).





**Figura 6.** Escarpamento sustentado pelos arenitos da Formação Tianguá, discordantemente sobrepostos ao embasamento esculpido em rampas dissecadas em cristas (Tianguá/CE). (A linha pontilhada de amarelo indica o contato entre o embasamento cristalino e as litologias sedimentares do Grupo Serra Grande). Fonte: acervo dos autores (2021).

A Formação Jaicós é constituída de arenitos e conglomerados concordantemente sobrepostos à Formação Tianguá, com espessura máxima estimada de 400 m em subsuperfície (VAZ et al., 2007; CAPUTO; LIMA, 1984). Essa formação é responsável pela manutenção de cornijas situadas ao sul da percée do rio Poti (Figura 7), sustentando os mais finos escarpamentos do Glint da Ibiapaba cujo topo pode atingir cotas aproximadas de 700 m (Perfil I – I' da Figura 10), além de sustentar a maior parte o reverso estrutural tabuliforme do planalto.



**Figura 7.** Setores meridionais do Glint da Ibiapaba sustentados pelos arenitos da Formação Jaicós (Parambu/CE). Fonte: acervo dos autores (2021).



É importante destacar que os contatos litológicos entre as formações do Grupo Serra Grande não exibem grandes evidências de ruptura topográfica. Uma exceção é identificada no município de Ipu (CE), onde constata-se um escalonamento topográfico entre as formações Ipu e Tianguá (Figura 8), justificando um escarpamento do tipo *glint*, entre a embasamento cristalino e a Formação Ipu, e um escarpamento do tipo cuesta, entre as formações Ipu e Tianguá.



**Figura 8.** Formação de escarpamento do tipo *glint*, entre o embasamento cristalino e a Formação Ipu, e escarpamento do tipo *cuesta*, entre as formações Ipu e Tianguá, nos arredores da cidade de Ipu/CE. Fonte: acervo dos autores (2022).

Outra ruptura topográfica similar, porém, sem formação de escarpamentos nítidos, ocorre nos reversos imediatos do *glint*, próximo à sede do município de Tianguá e na área da sede do município de Viçosa do Ceará. Nesse caso, a ruptura topográfica está associada ao contato entre as Formações Tianguá ( $\approx 700/750\text{m}$ ) e Jaicós ( $\approx 800/850\text{m}$ ) (CPRM, 2020). Na superfície mais baixa, formada sobre a Formação Tianguá, desenvolve-se uma rede de drenagem obsequente cuja denudacional desse setor formou feições ruiformes (pináculos), sustentadas por arenitos grosseiros intemperizados e friáveis, a exemplo do setor designado localmente como Castela de Pedras.

Outro aspecto importante a ser considerado referente ao comportamento morfológico do *Glint* da Ibiapaba se refere à variação das litologias do embasamento sotoposto ao Grupo Serra Grande, assim como a intensidade dos soerguimentos aos quais tais estruturas foram submetidas.

Dessa forma, no setor setentrional do *glint* merece destaque a exumação dos quartzitos da Formação São Joaquim (Figura 2 e perfil A – A' da Figura 10) que preservam cristas sigmoides de cotas que chegam a 600 m, que foram exumadas após a denudação do Grupo Serra Grande e expostas em sobressalto topográfico por erosão diferencial em relação às demais litologias pré-cambrianas da superfície sertaneja circunvizinha. Tais cristas denominadas serras de Ubatuba, São Joaquim e Umari constituem divisores de água de pequenas sub-bacias hidrográficas e são responsáveis pela formação de anfiteatros erosivos (Figura 3).

Esse setor setentrional do embasamento constitui o DMC, cujas deformações de sentido NE formaram seqüências de *grabens* e *horts* que possuem estreita relação com as irregularidades erosivas do escarpamento, contribuindo com a formação dos referidos anfiteatros (BELARMINO; BASTOS, 2021). Além dos quartzitos citados, esse setor do embasamento é formado por complexos gnáissico-migmatíticos do Grupo Martinópolis e Complexo Granja (CAVALCANTE et al., 2003), constituindo superfícies sertanejas rebaixadas.

A partir do município de Tianguá (CE), em direção ao sul, a base do escarpamento é composta pelas litologias do Grupo Ubajara (Neoproterozoico) (Perfil C – C' da Figura 10), cujas Formações Trapiá, Caiçaras e Coreau,

formadas por litologias metassedimentares de fina granulometria, constituem superfícies de aplainamento. No entanto, a Formação Frecheirinha, composta de metacalcários, possui grande relevância na morfologia do escarpamento, sustentando um sistema cárstico (Figura 9), com afloramento de pináculos e lapiés, além do mais complexo e extenso sistema endocárstico do Ceará, tendo como principal exemplo a Gruta de Ubajara.



**Figura 9.** Morfologia do escarpamento entre a Formação Tianguá (Siluriano) e os metacalcários da Formação Frecheirinha (Neoproterozoico), com o desenvolvimento de um sistema cárstico no setor do Parque Nacional de Ubajara/CE. Fonte: acervo dos autores (2022).

As deformações brasileiras associadas ao LT foram entulhadas numa bacia molássica (Cambro-Ordoviciano) denominada de Graben Jaibaras (COSTA et al., 1979). Esse setor é responsável pela maior inflexão do escarpamento da Ibiapaba, onde constata-se um “promontório” constituído pelas Formações Tianguá e Ipu, no sentido NE (Figura 2). Seguindo o sentido do graben segue uma crista baixa ( $\approx 200\text{m}$ ) sustentada por conglomerados da Formação Aprazível (Ordoviciano), pertencente ao Grupo Jaibaras.

Ao sul do LT as litologias do embasamento são representadas basicamente pelas rochas metamórficas da Unidade Canindé do Ceará (paragnaisses) e Tamboril (gnaisses), tendo como principal exceção as litologias sedimentares da pequena bacia molássica do Cococi (Cambro-Ordoviciano) (CAVALCANTE et al., 2003). Nesse extenso setor da Ibiapaba não se constata grandes variações no escarpamento por influência das litologias do embasamento, com exceção de uma pequena área, situada próximo ao município de Quiterianópolis (CE), onde os granitoides Santa Quitéria e os quartzitos da Formação Bonsucesso, ambos neoproterozoicos, sustentam um nível topográfico elevado ( $\approx 700\text{m}$ ), estabelecido entre a cornija arenítica ( $\approx 800\text{m}$ ) e a superfície sertaneja ( $\approx 400\text{m}$ ). Esse setor constitui o melhor testemunho de exumação da superfície pré-siluriana em rochas do embasamento na área analisada, situando-se a cerca de  $300\text{m}$  acima da superfície sertaneja neógena.



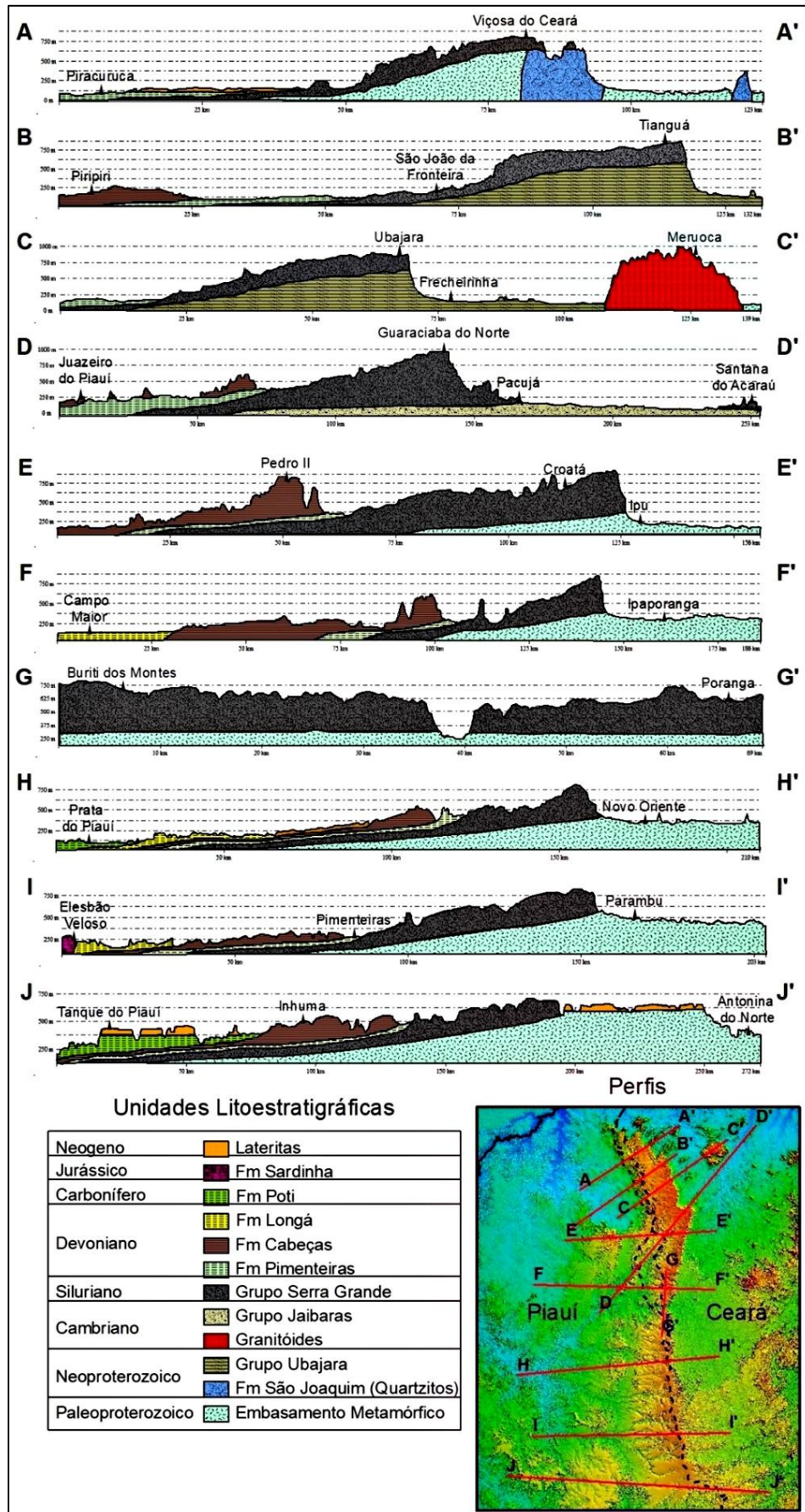


Figura 10. Perfis topográficos e geológicos do Planalto da Ibiapaba e adjacências.

Uma característica importante do escarpamento da Ibiapaba é que a partir do sul da *percée* do rio Poti, evidencia-se uma redução progressiva da diferença altimétrica entre o topo das cornijas areníticas e embasamento circunvizinho aplainado, e isso se justifica pelo fato das superfícies sertanejas nesse setor encontrarem-se em cotas mais elevadas (acima de 400 m). Tais superfícies foram designadas por Souza (2000) como superfície sertaneja velha, estando preservada a cerca de 200-300 m acima da superfície sertaneja nova (<200 m), estas últimas com presença marcante nos setores setentrionais da área do embasamento analisada (Figuras 3 e 4).

Conforme descrito anteriormente, o único setor de descontinuidade do escarpamento da Ibiapaba se deve à *percée* do Poti (Figura 3 e perfil G – G' da Figura 10), que no âmbito do escarpamento principal se apresenta na forma de um vale aberto e gradativamente se estreita e se encaixa no sentido do reverso e da depressão monoclinial. Seu vale é fortemente encaixado quando passa a drenar sobre a Formação Pimenteiras.

No extremo sul do *glint*, a base do escarpamento é sustentada por recobrimentos lateríticos de idade neógena (ANGELIM et al., 2003). Essas lateritas são autóctones (CORDEIRO, BASTOS, MAIA, 2018) e situam-se em cotas de ≈700m, o que caracteriza o setor de menor representatividade no escarpamento, que se situa a ≈750m (Perfil J – J' da Figura 10). Essas superfícies lateríticas são inferidas como setores de preservação de superfícies pré-Cenomaniana (PEULVAST; BÉTARD, 2015).

O comportamento morfológico do planalto da Ibiapaba, ao longo dos setores setentrional e meridional, pode ser observado nos perfis topográficos e geológicos da figura 10.

#### 4.1.2. Morfologia do reverso estrutural

De maneira geral, o reverso estrutural do Planalto da Ibiapaba possui comportamentos morfológicos distintos entre o setor setentrional (ao norte do LT) e setor meridional (ao sul do LT). O setor setentrional, situado sobre o DMC, provavelmente foi submetido a soerguimentos mais expressivos que o meridional, porém, não se evidenciam rupturas topográficas entre essas duas áreas em função de um possível movimento transcorrente (CLAUDINO SALES et al, 2020)

No setor setentrional o reverso configura-se como um platô preservado com cerca de 30 km de largura e 60 km de comprimento com sentido NW, suavemente dissecado pela drenagem consequente do alto curso da bacia hidrográfica do rio Longá, formando interflúvios tabulares (SOUZA, 1988). Esse platô estrutural é sustentado pelos arenitos e conglomerados da Formação Jaicós e mantém cotas altimétricas entre ≈900 e ≈750 m, em um suave caimento topográfico de sentido W.

No setor ocidental desse platô, sobre a Formação Jaicós, em cotas de ≈750 m, encontram-se recobrimentos lateríticos responsáveis pela manutenção de mesetas isoladas, em cotas pouco acima da superfície do entorno (Figuras 3 e 11). Tais relevos tabulares foram designados por Souza (2000) como possíveis registros da Formação Pimenteiras ou de outras formações sobrepostas da Bacia do Parnaíba. Cabe destacar que tais recobrimentos lateríticos não são identificados nos mapeamentos geológicos oficiais por conta da escala de mapeamento. Independente da origem do material lateritizado, é inquestionável a sua importância geomorfológica, tanto na preservação das mesetas como na manutenção desse platô contra à ação erosiva remontante de sentido W derivada dos afluentes da sub-bacia do rio Longá, tributário do rio Parnaíba.





**Figura 11.** Mesetas lateríticas situados no setor ocidental do reverso norte da Ibiapaba (seta vermelha). Fonte: acervo dos autores (2022).

Ainda no setor setentrional da Ibiapaba, seguindo em direção W, entre os contatos das Formações Jaicós e Pimenteiras, constata-se uma ruptura topográfica com forte dissecação da drenagem consequente em função do gradiente, formando vales encaixados (Figura 12). Essa ruptura representa a divisão entre platô do reverso ( $\approx 750$  m) e a superfície de erosão da bacia (depressão monoclinal) ( $\approx 150$  m), sendo essa compartimentação relacionada à erosão diferencial pelo contato litológico entre litologias resistentes (arenitos e conglomerados da Formação Jaicós e recobrimentos lateríticos) e frágeis (folhelhos e siltitos da Formação Pimenteiras).



**Figura 12.** Dissecação fluvial da drenagem consequente no setor setentrional do reverso do Planalto da Ibiapaba. Fonte: acervo dos autores (2022).

No setor meridional do reverso da Ibiapaba a topografia apresenta declividade mais acentuada justificando uma maior dissecação dos rios consequentes e a ausência de um platô preservado (Figura 1 e 4 e perfis D – D', E – E' e F – F' da Figura 10). O comportamento morfológico desses canais consequentes sugere uma forte ação erosiva do lado da bacia hidrográfica do rio Parnaíba, em comparação às bacias que drenam no embasamento, indicando possíveis tendências de futuras capturas fluviais (Figura 1).

Além da morfologia do escarpamento da Ibiapaba, o LT também influencia na morfologia do reverso. Constata-se um nítido controle estrutural na organização de rede de drenagem consequente desenvolvida sobre o LT, com dissecação de sentido SW coincidindo com o LT. Além disso, a mudança no comportamento morfológico entre os setores situados ao norte e ao sul do LT certamente possuem relação com os respectivos arqueamentos dos compartimentos tectônicos DMC e DCC.

#### 4.2. Superfícies de Aplainamento Circunvizinhas

No entorno do Planalto da Ibiapaba situam-se superfícies de aplainamento formadas em diferentes contextos morfoestruturais. Uma superfície esculpida sobre rochas do embasamento pré-cambriano (superfície sertaneja), no lado oriental, e outra formada na depressão monoclinial da Bacia do Parnaíba, sobre rochas sedimentares (Figura 3). Nos setores setentrionais, mais próximos do litoral, essas superfícies apresentam cotas que variam entre 100 e 200 m, com maior representatividade no âmbito da bacia sedimentar, indicando maior ação denudacional nesse setor (Figura 4). Nos setores meridionais essas superfícies apresentam cotas gradativamente mais elevadas (≈500 m).

Nas superfícies sertanejas predominam rochas metamórficas Paleoproterozoicas, cujas propriedades geomorfológicas, tais como plasticidade, planos de descontinuidade, heterogeneidade mineralógica e deformações estruturais ao longo de sua evolução estrutural, justificam sua limitada resistência aos processos erosivos, formando superfícies de aplainamento que se encontram nitidamente separadas em dois níveis topográficos, descritas por Souza (1988) como superfícies sertanejas nova (mais baixa – ≈100 a ≈200 m) e velha (mais elevada – ≈400 a ≈500 m). As superfícies sertanejas mais baixas situam-se nas bacias hidrográficas setentrionais (Acará, Coreaú e Timonha), enquanto que as superfícies mais elevadas encontram-se na bacia hidrográfica do alto Jaguaribe. A sub-bacia do Poti possui cotas intermediárias entre as duas superfícies (≈300 m), indicando uma possível captura fluvial recente, possivelmente relacionada à maior ação denudacional regional na área da Bacia do Parnaíba.

As variações altimétricas entre as superfícies sertanejas baixas e altas podem ser explicadas pela relação entre a competência da ação denudacional regressiva neogênica e a diversidade litológica regional, justificando erosão diferencial. Dessa forma, constata-se superfícies mais baixas nos setores pré-litorâneos e mais elevadas no interior, separadas por relevos residuais (graníticos, quartzíticos e ortognáissicos) que servem de barreira erosiva regressiva.

Dispersos ao longo das superfícies sertanejas, encontram-se relevos residuais de dimensões, morfologias e altitudes variadas (maciços, cristas, *inselguebergs* e *inselbergs*), formados por erosão diferencial e sustentados por granitoides, ortognáissos, quartzitos e *duricrustis* lateríticos, a exemplo das serras de Meruoca, Carnutim, Penanduba, São Joaquim, Ubatuba e Pedra Branca (Figura 3).

No setor oeste da área de estudo situam-se superfícies de aplainamento (depressão monoclinial) desenvolvidas sobre as litologias dos Grupos Canindé (Devoniano), Balsas (Carbonífero) e Mearin (Jurássico), preferencialmente constituídas por rochas sedimentares frágeis de granulometria fina (siltitos, folhelhos e arenitos muito finos). Assim, constata-se a formação de uma vasta superfície de aplainamento baixa (<200 m), que se entende muito mais ao sul (cerca de 350 km do litoral) do que o comportamento constatado na superfície sertaneja do embasamento cristalino, onde tais superfícies baixas chegam a, no máximo, 180 km de distância do litoral (Figura 4).

A depressão monoclinial da área de estudo é marcada por topografias planas, sem grandes variações morfológicas. No entanto, especificamente no Grupo Canindé, merece destaque a diferença de resistência entre a Formação Cabeças e as demais (Formações Pimenteiras, Longá e Poti). Nesse caso, constata-se a manutenção de relevos residuais tais como pequenos planaltos sedimentares, morros testemunhos e diversas feições ruiformes (pináculos), por vezes adensados e estreitamente espaçados do tipo “*rock cities*” (MIGÓN et al., 2017), como pode ser observado no Parque Nacional de Sete Cidades (Piracuruca/PI), que possui um dos mais belos sítios de paisagens ruiformes do país (AB`SÁBER, 1977), sendo designado como um belo exemplo de carste desenvolvido em arenito (MIGÓN, 2021).



A Formação Pimenteiras também possui importante papel morfológico regional por se situar entre duas camadas mais resistentes (Formações Cabeças e Jaicós). No seu contato com a Formação Jaicós (Grupo Serra Grande), ela representa a transição morfológica entre reverso da Ibiapaba e a depressão monoclinial. Por outro lado, no seu contato com a Formação Cabeças, evidenciam-se rupturas topográficas de comportamentos cuestiformes, com influências na configuração da rede de drenagem e na formação de escarpamentos, como da serra dos Matões, em Pedro II (PI) (Figura 10 – Perfil E-E’).

Os setores mais elevados da depressão monoclinial se devem à maior resistência dos arenitos da Formação Cabeças e de coberturas lateríticas cenozoicas que sustentam cotas entre  $\approx 350$  e  $\approx 500$  m, podendo ser designadas como superfícies estruturais. A exceção está relacionada ao setor de Pedro II, cujas cotas ultrapassam 700 m, constituindo um pequeno planalto sedimentar. No caso de Pedro II merece destaque, além da presença da Formação Cabeças, o controle estrutural no LT, com evidente soerguimento no setor setentrional ao LT. Além dos exemplos citados, um dos setores elevados dessa área se refere à estrutura circular de São Miguel do Tapuio, descrito como um relevo derivado de impacto de asteroide, com recristalização de metarenitos (MARTINS et al., 2016).

A diferença altimétrica entre as superfícies marginais do Planalto da Ibiapaba indica claramente uma ação erosiva muito mais agressiva do lado da bacia sedimentar (oeste), o que sustenta a hipótese de que as bacias hidrográficas desse setor estão capturando as bacias circunvizinhas.

## 5. Discussão

A evolução do Planalto da Ibiapaba já foi designada como pós-cretácea associada a epirogenias positivas (AB’SÁBER, 1949). Peulvast e Claudino Sales (2004) e Claudino Sales et al. (2020) indicam fases de soerguimento do setor da Ibiapaba relacionadas a *rifts* intracontinentais (Cenomaniano) e à abertura da margem transformante (Albiano), onde pulsos de compressão ao longo da margem equatorial reativaram o movimento transcorrente ao longo do LT (SZATIMARI et al., 1987). A partir daí as ações denudacionais passaram a comandar a morfogênese regional em taxas inferidas como de cerca de 10m/Ma (PEULVAST et al., 2008), cuja evolução, marcada pela transição de fases biotásticas e resistásticas, permite adaptações aos modelos de etchplanação (MOURA FÉ, 2015).

Essas baixas taxas de denudação cenozoicas inferidas para o NE brasileiro podem ser justificadas por fatores como o baixo soerguimento das camadas marinhas albianas (bacias do Araripe e Apodi), a resistência litológica de rochas do embasamento (granitos, quartzitos e ortognaisses) e sedimentares (arenitos e calcários), explicando a preservação generalizada da topografia residual e superfícies altas acima das superfícies sertanejas (PEULVAST; BÉTARD, 2021). Esse comportamento denudacional foi fundamental na evolução de escarpamentos, como o caso do Planalto da Ibiapaba.

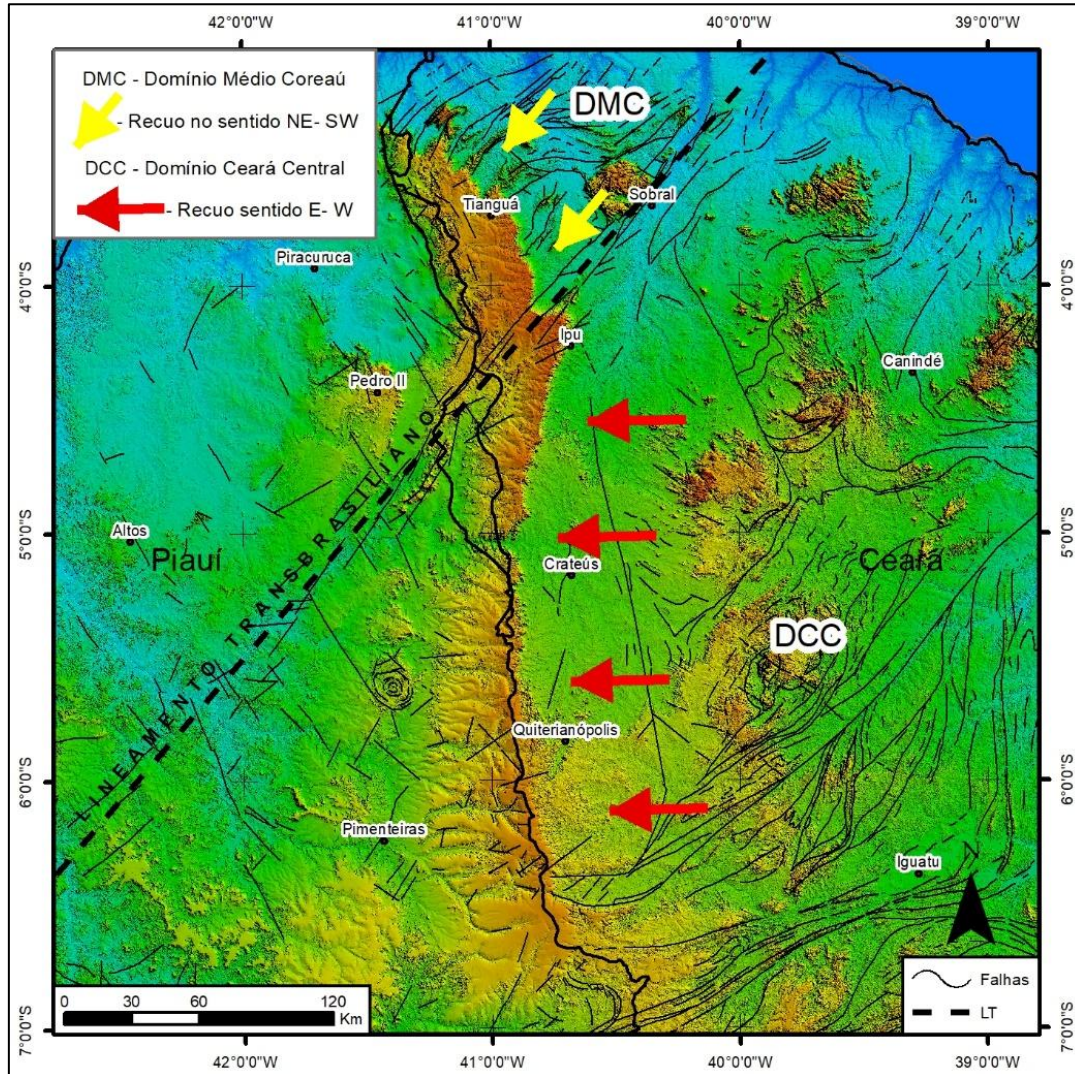
A identificação de cones detríticos sobre pedimentos dissecados abaixo e escarpas elevadas, assim como a presença de terraços pedregosos nos médios e baixos cursos fluviais, refletem períodos resistásticos favoráveis à ablação de regolitos profundos, o que sugere uma fase morfogenética de rebaixamento topográfico generalizado (*downwearing*), porém moderado, com fenômenos locais de recuo (*backwearing*) (PEULVAST; CLAUDINO SALES; BÉTARD, 2008). No caso específico da Ibiapaba, são restritos os mapeamentos de depósitos coluviais situados imediatamente na base do escarpamento, indicando uma limitada evolução quaternária por *backwearing*. No entanto, a expressiva deposição de cascalheira da Formação Camocim (PINÉO et al., 2018), situada no setor litorâneo do DMC, indica uma fase resistástica provavelmente associada à intensificação da aridez no Mioceno (HARRIS; MIX, 2002).

Soerguimentos inferidos por métodos termocronológicos (TFA) indicam um evento de resfriamento entre o Jurássico superior e o Cretáceo superior, relacionado com soerguimentos das fases *rift* e pós-*rift*, e outro entre o Eoceno e Mioceno, relacionado com soerguimentos flexurais (SANTOS, 2022). Esses dados geocronológicos corroboram com a interpretação morfogenética regional de Peulvast e Claudino Sales (2004).

A inclinação dos movimentos flexurais dos compartimentos tectônicos separados pelo LT refletem o comportamento morfológico do Planalto da Ibiapaba e das superfícies rebaixadas circunvizinhas. Após a abertura do Oceano Atlântico, na fase pós-*rift* e drift, o DCC e DMC foram submetidos a arqueamentos flexurais (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004), com eixos distintos, que contribuíram para o atual comportamento morfológico do Planalto da Ibiapaba.

Esses eixos flexurais ajudam a explicar o comportamento do glint nos DMC e DCC. Constata-se um ângulo flexural mais acentuado no DMC, o que justifica o direcionamento preferencial do escarpamento com recuo no

sentido SW, no setor setentrional do *glint*, enquanto que os escarpamentos do DCC recuam no sentido W, no setor meridional (Figura 13). Esse comportamento flexural, juntamente com a presença de recobrimentos lateríticos, contribuem para justificar a maior preservação de setores elevados do reverso sobre o DMC, com um platô preservado que chega a alcançar 30 km de largura no sentido E-W, com superfícies planas elevadas com declives < 5°. Ao sul do LT, o reverso estrutural encontra-se dissecado pela rede de drenagem consequente, sem a preservação de platô extenso como observado acima do LT.



**Figura 13.** Reflexos estruturais no comportamento do escarpamento do *glint* e do reverso do Planalto da Ibiapaba.

A influência desse comportamento flexural também pode ser percebida na morfologia da depressão monoclinial. Ao norte do LT constata-se setores mais elevados com destaque para a Serra dos Matões, onde se localiza a sede municipal de Pedro II (PI), com altitudes acima de 700 m. Além disso, o LT também controla a organização da rede de drenagem, constituindo o divisor de águas entre as sub-bacias do Poti (ao sul) e do Longá (ao norte) (Figura 4).

As reativações cretáceas do LT produziram deformações no *Graben* Jaibaras (CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2007) que foram responsáveis pela manutenção do único registro do Grupo Serra Grande (Formação Ipu) fora do contexto do Planalto da Ibiapaba. Tal registro ocorre nos arredores da cidade de Santana do Acaraú/CE, situada a cerca de 65 km do escarpamento atual da Ibiapaba (Figura 2 e Perfil D – D’da Figura 10). Cabe destacar que essa reativação também possui relação com a exumação da Formação Ipu nos arredores da cidade de Ipu/CE, justificando um prolongamento do escarpamento, similar a um grande “promontório” que se estende até a cidade de Pacujá/CE, cujas deformações estruturais rúpteis de sentido NE da Formação Ipu condicionaram o desenvolvimento de feições endocársticas em arenito (CAVALCANTE; BASTOS; CORDEIRO, 2022).



Além do controle estrutural do LT, a organização tectônica do DMC também exerce influência no comportamento do escarpamento setentrional da Ibiapaba, e isso pode ser constatado através das reentrâncias erosivas relacionadas à organização de drenagens obsequentes associadas aos contatos entre os grabens Martinópole e Jaibaras e os *horsts* Granja e Tucunduba (BELARMINO; BASTOS, 2021).

O comportamento de relevos em bacias sedimentares depende de fatores como a diversidade das camadas, os tipos de contatos (concordantes, inclinados ou discordantes) e a intensidade do soerguimento ao qual a bacia foi submetida (PENTEADO, 1983). Na área de estudo, as litologias mais importantes em termos de erosão diferencial no contexto da bacia sedimentar são os arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande e os arenitos da Formação Cabeças, que são responsáveis pela manutenção de escarpamentos e planaltos.

A Formação Cabeças trata-se de um pacote sedimentar devoniano constituído, predominantemente, por arenitos de granulação média a grossa, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos (VAZ et al., 2007). Lima e Augustin (2010) afirmam que apesar da Formação Cabeças ser constituída por arenitos, a mesma apresenta crostas ferruginosas que aumentam sua resistência aos processos denudacionais, mantendo-a como outro patamar estrutural mais elevado do que as rochas aflorantes da Formação Pimenteiras, com o padrão de encostas, predominantemente, retilíneas.

A evolução de escarpamentos em rochas sedimentares envolve intemperismo diferencial entre as litologias expostas, cujas características mais importantes são a composição mineralógica, a porosidade e a presença de descontinuidades (DUSZYŃSKI et al., 2019). Dessa forma, na evolução do *glint* da Ibiapaba a matriz e o cimento silicosos dos arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande se apresentam muito mais resistentes ao intemperismo no que o embasamento adjacente. As descontinuidades estruturais nos arenitos Serra Grande (estratificação e fraturamentos) condicionam movimentos de massa, porém, não comprometem a manutenção do escarpamento.

Uma questão central acerca da evolução do escarpamento da Ibiapaba reside na restrita ocorrência de depósitos de tálus, indicando uma evolução dissociada de complexos sistemas de movimentos gravitacionais de massa. Dessa forma, modelos evolutivos não catastróficos e com recuo da encosta inferior (DUSZYŃSKI et al., 2019), parecem mais apropriados para designar a evolução do escarpamento da Ibiapaba, tendo em vista a menor resistência do embasamento metamórfico em comparação às litologias do Grupo Serra Grande.

Em rochas sedimentares a maior granulometria tende a aumentar a sua resistência ao contrário do que se observa em rochas cristalinas (PENTEADO, 1983; BASTOS; CORDEIRO, 2021) e isso se reflete de forma muito didática na área de estudo, onde as litologias mais finas (siltitos, folhelhos e arenitos finos) dos Grupos Canindé, Balsas e Mearim constituem vastas superfícies de aplainamento (depressão monoclinial), enquanto que os arenitos grosseiros e conglomerados (Grupo Serra Grande e Formação Cabeças) sustentam os planaltos.

Os arenitos tentem a apresentar maior resistência sob condições climáticas secas (HUGGET, 2007) e a cimentação silicosa geralmente desenvolve baixa densidade rede de drenagem e relevos escarpados, como ocorre no caso em análise. Dentre as propriedades geomorfológicas importantes dessas rochas destacam-se a cimentação, juntas, acamamento sedimentar e a permeabilidade (CHORLEY et al., 1984).

A inclinação das camadas sedimentares constitui outro elemento importante no comportamento do escarpamento. Estruturas horizontais com camadas de resistências diferentes, como no caso da Chapada do Araripe (sul do Ceará), propiciam evolução gravitacional intensa com grandes anfiteatros erosivos, enquanto que o comportamento monoclinial da Ibiapaba inibe esse recuo (PEULVAST; VANNEY, 2001), justificando anfiteatros menores, mesmo com a variedade litológica do embasamento subjacente constatado na área em análise.

O comportamento morfológico relacionado às litologias do embasamento da base do *glint* pode ser observado nos perfis da figura 10. De maneira geral, o embasamento metamórfico mais frágil (Grupo Canindé do Ceará) tende a formar rampas com perfis suaves, enquanto que litologias mais resistentes, como os quartzitos da Formação São Joaquim e os metacalcários da Formação Frecheirinha, justificam declives mais abruptos. No entanto, cabe ressaltar que esse comportamento morfológico também possui relação com a diferença altimétrica entre base do escarpamento arenítico e as cotas médias das superfícies sertanejas circunvizinhas. Nessa perspectiva, as maiores amplitudes se encontram nos setores setentrionais e as menores nos setores meridionais do *glint*.

Em termos de resistência erosiva, os recobrimentos lateríticos possuem grande relevância no contexto morfológico em análise, sustentando pequenos planaltos tabulares (mesetas) nos setores somitais da Ibiapaba, na superfície sertaneja (Figura 15) e na depressão monoclinial. As crostas lateríticas (*duricrustis*) são formadas em contextos tropicais quentes e úmidos, configurando bons indicadores paleoclimáticos (TARDY; ROQUIM, 1998) e

que, no contexto da área de estudo, provavelmente se formaram no Paleogeno (Eoceno/Oligoceno) (PEULVAST; BÉTARD, 2015), sendo posteriormente fragmentadas por ações erosivas em climas mais secos após o Mioceno (CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018).



**Figura 14.** Mesas lateríticas (700 m) situadas sobre as superfícies sertanejas no município de Aiuaba/CE. Fonte: acervo dos autores (2022).

No âmbito das superfícies sertanejas, propriedades geomorfológicas como macizez, grau de solubilidade, plasticidade, heterogeneidade e tamanho dos grãos (PENTEADO, 1983; BASTOS; CORDEIRO, 2021) são fundamentais para explicar a manutenção de relevos elevados por erosão diferencial em granitos, quartzitos e ortognaisses.

Um importante problema geomorfológico regional reside na interpretação evolutiva da superimposição fluvial do rio Poti. Análises morfoestruturais e interpretações morfoestratigráficas de Peulvast et al. (2008) sugerem uma superimposição por antecedência, cujo curso do rio Poti para oeste se mantém desde os soerguimentos da fase pós-rift (Albiano-Turoniano). No entanto, interpretações a partir de análises morfométricas indicam captura fluvial recente (Neogeno-Quaternário) desenvolvida em ambiente cárstico arenítico (RODRIGUES, et al., 2024). O presente trabalho não visa abordar a origem dessa superimposição, no entanto, é inquestionável uma maior ação denudacional do lado da bacia sedimentar, que pode ser explicada tanto pelo comportamento tenro das litologias sedimentares finas (Grupos Balsas e Mearim), como pelos reflexos tectônicos dos soerguimentos dos DCC e DMC.

## 6. Considerações Finais

O estudo de superfícies pré-silurianas em setores marginais de bacias paleozoicas demanda interpretações regionais que ajudam a entender o contexto geomorfológico de forma mais ampla, a exemplo de outras interpretações em bacias fanerozoicas como a do Paraná (AB`SÁBER; BIGARELLA, 1961).

O presente trabalho apresenta uma descrição geral dos controles litoestruturais na configuração do relevo no limite oriental da bacia do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba e adjacências), que se trata de uma abordagem fundamental para se compreender a compartimentação geomorfológica regional assim como o seu contexto morfoestratigráfico. Dessa forma, é importante destacar que não é objeto desse trabalho analisar a diversidade morfológica em média ou micro escala.

Os resultados apresentados foram gerados a partir de interpretações morfológicas e litoestruturais, baseadas em revisão bibliográfica e uso de ferramentas de SIG, porém, algumas hipóteses levantadas acerca de tendências



de evolução geomorfológica regional demandam estudos específicos capazes de confirmar ou refutar tais interpretações. Nessa perspectiva, torna-se fundamental a utilização de métodos geocronológicos, tais como análise de taxas de denudação a partir da produção de isótopos cosmogênicos, datação de depósitos sedimentares por meio de luminescência opticamente estimulada, além da aplicação de estudos morfométricos específicos em bacias hidrográficas com o uso de SIG.

A interpretação da evolução geomorfológica do Planalto da Ibiapaba é também de fundamental relevância para estudos de outras áreas de ciências naturais, como no caso da biogeografia/ecologia, por se tratar de uma importante área de transição ecológica entre unidades fitogeográficas regionais (AB'SÁBER, 1981) (Caatinga, Amazônia e Cerrado), contribuindo assim para interpretações paleoecológicas.

**Contribuições dos Autores:** Concepção, BASTOS, F. H., SIAME, L. L., CORDEIRO, A. M. N.: metodologia, BASTOS, F. H., CORDEIRO, A. M. N.: software e geoprocessamento, LIMA, D. L. S., BASTOS, F. H.: validação, BASTOS, F. H., SIAME, L. L., CORDEIRO, A. M. N.: trabalhos de campo, BASTOS, F. H., SIAME, L. L., CORDEIRO, A. M. N.: pesquisa, BASTOS, F. H., SIAME, L. L., CORDEIRO, A. M. N.: escrita do artigo, BASTOS, F. H., CORDEIRO, A. M. N.: revisão, BASTOS, F. H., SIAME, L. L., CORDEIRO, A. M. N.: supervisão, BASTOS, F. H. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

**Financiamento:** Esta pesquisa foi financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – Projetos N° 403944/2023-6 e 310887/2021-6) e Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP – Projeto N° UNI-0210-00042.01.00/23).

**Agradecimentos:** Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará (ProPGeo/UECE) pelo apoio logístico, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP) pelo apoio financeiro, ao quadro franco-brasileiro de colaboração científica (CAPES-COFECUB) pelo apoio contínuo (projetos 869/15 e 981/20) e aos revisores da RBG pelos comentários e sugestões que contribuíram para a versão final do manuscrito.

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

## Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Regiões de circundenudação pós-cretácea no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 1, p. 1-21, 1949.
2. AB'SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, v. 19, p. 1-38, 1969.
3. AB'SÁBER, A. N. Potencialidades paisagísticas brasileiras. In: **Recursos Naturais, Meio Ambiente e Poluição: contribuição de um ciclo de debates**. Rio de Janeiro: FIBGE/SUPREN, 1977. p. 19-38.
4. AB'SÁBER, A. N. **Domínios morfoclimáticos atuais e quaternários na região do Cerrado**. São José do Rio Preto: Craton & Intracraton, 1981. p. 1-37.
5. AB'SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 4-5, p. 116-125, 1961.
6. ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MACHADO JÚNIOR, D. L.; DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-Paleozoico no Nordeste Oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 4, p. 451-462, 1988.
7. ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981. DOI: 10.1016/0012-8252(81)90003-9.
8. ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; SANTOS, E. J. Geotectônica do Escudo Atlântico: Província Borborema. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas and SIG**. Brasília: SGB, 2003. p. 264-281.
9. BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N. Propriedades geomorfológicas das rochas e suas repercussões no relevo do nordeste setentrional do Brasil. **Revista William Morris Davis**, v. 2, n.1, p. 1-33, 2021. DOI: 10.48025/ISSN2675-6900.v2n1.2021.135.
10. BATISTA, Z. V.; VIANA, M. S. S.; BARROSO, F. R. G.; AGOSTINHO, S. M. O.; LIMA FILHO, M. F. Petrografia e Diagênese dos Arenitos Fossilíferos e Conglomerados Basais da Formação Ipu, no Noroeste do Ceará. **Revista de Geologia/UFC**, v. 33, n 1, p. 7 – 27, 2020.
11. BELARMINO, Y. S.; BASTOS, F. H. Análise morfoestrutural e aplicação do Índice Declividade Extensão (RDE) na bacia hidrográfica do rio Ubatuba, divisa CE/PI, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 2, p. 441-462, 2021. DOI: 10.20502/rbg.v22i2.1974

12. BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; CORDANI, U. G.; THOMAZ-FILHO, A. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. **Journal of Geodynamics**, v. 1, p. 495-510, 1984. DOI. 10.1016/0264-3707(84)90021-8.
13. BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 2014. The basement of South American Platform: half Gondwana + half Laurentia. **Precambrian Research**, 244:75-86. DOI. 10.1016/j.precamres.2013.09.020.
14. CACAMA, M. S. J. B. **Assinatura estrutural e geofísica da porção Norte (fronteira Ceará-Piauí) do Lineamento Transbrasiliano: reativação na Bacia do Parnaíba**. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2015. 92p.
15. CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1984.
16. CASTRO, L. C.; BEZERRA, F. H.; FUCK, R. A.; VIDOTTI, R. M. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. **Solid Earth**, v. 7, p. 529-548, 2016. DOI. 10.5194/se-7-529-2016.
17. CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. P.; GOMES, F. E. M.; CAVALCANTE, S. N.; CAVALCANTE, J. E.; MELO, A. C. R.; DUARTE NETO, V. C.; BENEVIDES, H. C. **Mapa geológico do estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2003. Escala 1:500.000.
18. CAVALCANTE, D. R.; BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N. Elementos para Geoconservação do Patrimônio Espeleológico do município de Pacujá, Ceará, Nordeste do Brasil. **Elisée**, Rev. Geo. UEG, v.11, n.1, e111221, 2022.
19. CILF. Conseil International de la Langue Française, Paris (FRA). **Vocabulaire de la geomorphologie**. Paris: Ed Hachette, 1979. 218p.
20. CHORLEY, R. J.; STANLEY, A.; SCHUMM, D.; SUGDEN, E. **Geomorphology**. Methuen & Co. Cambridge University Press, 1984. 608p.
21. 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, n. 2, p. 7-21, 2007. DOI. 10.14393/RCG82015469.
22. CLAUDINO SALES, V.; LIMA, E. C.; DINIZ, S. F.; CUNHA, F. S. S. Megageomorfologia do Planalto da Ibiapaba, Estado do Ceará: Uma Introdução. **William Morris Davis: Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 186-209, 2020.
23. CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.19, n.2, p. 359-372, 2018. DOI. 10.20502/rbg.v19i2.1330.
24. COSTA, M. J.; FRANÇA, J. B.; LINS, C. A. C.; BACCHIEGGA, I. F.; HABEKOST, C. R.; CRUZ, W. B. **Geologia da Bacia Jaibaras: Ceará Piauí e Maranhão**. Projeto Jaibaras. Ministério das Minas e Energia (MME)/Departamento Nacional da Produção Mineral. Brasília: (DNPM), 1979.
25. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Fortaleza: folha SA.24**. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004.
26. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado do Piauí**. Escala 1:1.000.000, Piauí. CPRM, 2006.
27. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico – Folha Crateús (SB.24-V.C-III)**. Escala 1:100.000, Ceará. CPRM, 2011.
28. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico – Folha Fronteiras (SB.24-Y.C-III)**. Escala 1:100.000, Ceará. CPRM, 2013.
29. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico – Folha Ipueiras (SB.24-V.A-VI)**. Escala 1:100.000, Ceará. CPRM, 2013.
30. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico – Folha Frecheirinha (SA.24-Y-C-IV)**. Escala 1:100.000, Ceará. CPRM, 2014.
31. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico – Folha Ipu (SB.24-V.A-III)**. Escala 1:100.000, Ceará. CPRM, 2015.
32. CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Escala 1:500.000, Ceará. CPRM, 2020.
33. CRUZ, E. M. A.; CÓRDOBA, V. C.; SOUSA, D. C. Análise estratigráfica da sequência siluriana da bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil. **Revista de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 33-49, 2019. DOI. 10.5016/geociencias.v38i1.12473.
34. DALY, M. C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B. (Ed.). **Cratonic Basin Formation: a case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, 2018. 472p. DOI. <https://doi.org/10.1144/SP472.20>.
35. DANNI, J. C. M. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras - Ceará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, n. 2, p. 85-97, 1972.
36. DUSZYŃSKI, F.; MIGÓN, P.; STRZELECKI, M. C. Escarpment retreat in sedimentary tablelands and cuesta landscapes—Landforms, mechanisms and patterns. **Earth-Science Reviews**. 196. 2019. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102890.
37. EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5ª Ed. Brasília: Embrapa, 2018. 356p.
38. FERRAZ, N. C.; CÓRDOBA, V. C.; SOUSA, D. C. Análise estratigráfica da sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera da bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil. **Geociências**, v. 36, n. 1, p. 154-172, 2017. DOI. 10.5016/geociencias.v36i1.12302.



39. FOUCAULT, A.; RAOULT, J-F. **Dictionnaire de Géologie**. 7<sup>a</sup> Ed. Paris: Dunod, 2010.
40. GERRARD, A. J. **Rocks and Landforms**. London: Unwin Hyman, 1988. 319p.
41. GÓES, A. M. O; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 8, p. 57-67, 1994.
42. GROHMANN, C. H.; CAMPANHA, G. A. da C.; SOARES JÚNIOR, A. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 7., 2011, Campinas. **Anais...** São Paulo: Tec Art Editora, 2011. p. 24-26.
43. HARRIS S. E.; MIX A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. **Geology**, v. 30, n. 5, p. 447-450, 2002. DOI. 10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2.
44. HAWKER, L.; UHE, P.; PAULO, L.; SOSA, J.; SAVAGE, J.; SAMPSON, C.; NEAL, J. **A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed**. Environmental Research, Lett. 17, 2022. DOI: 10.1088/1748-9326/ac4d4f.
45. HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 2<sup>a</sup> Ed. Londres: Taylor and Francis, 2007. 458p.
46. LIMA, m. I. M.; AUGUSTIN, C. O relevo do espaço piauiense: aspectos de sua estrutura e evolução. In: VIII Simpósio Brasileiro de Geomorfologia, 8, 2010, Recife. **Anais...** Recife, 2010. 16p.
47. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v.13, n.1, p. 127-141, 2014. DOI. 10.4215/RM0000.0000.0000.
48. MARTINS, J. A.; CASTELO BRANCO, R. M. G.; CASTRO, N. A.; PEULVAST, J. P. LIMA JÚNIOR, S. B. Morphological analysis of the São Miguel do Tapuio circular structure, Piauí - Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 4, p.763-781, 2016. DOI. 10.20502/rbg.v17i4.703.
49. MIGNÓN, P.; DUSZYŃSKI, F.; GOUDIE, A. Rock cities and ruiniform relief: Forms—processes— terminology. **Earth-Science Reviews**. 171: 78–104. 2017. DOI. 10.1016/j.earscirev.2017.05.012.
50. MIGNÓN, P. Sandstone geomorphology – Recent advances. **Geomorphology**. 373. 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107484.
51. MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An Outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199- 205, 1999. DOI. 10.18814/epiiugs/1999/v22i3/007.
52. MOURA FÉ, M. M. **Evolução Geomorfológica da Ibiapaba Setentrional, Ceará: gênese, modelagem e conservação**. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2015. 309p.
53. PECH, P. **Géomorphologie structurale. Synthèse**. Paris: Ed. Armand Colin, 2005. 95p.
54. PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. 186p.
55. PEULVAST, J-P; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and paleolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 62, n. 1-2, p. 89-122, 2004. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.02.006.
56. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F. Morphologie des escarpements et des piémonts sur la marge passive équatoriale du “Nordeste” brésilien: évolution du Néogène à l’Actuel et ses facteurs. In: **Bulletin de l’Association de géographes français**. Paraglacière et changements climatiques, 2008. p. 226-236. DOI. 10.3406/bagf.2008.2617.
57. PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape Evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, v. 62, p. 39-60, 2008. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.005.
58. PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil**. Springer Earth System Sciences, 182p, 2015. DOI 10.1007/978-3-319-18203-2\_1.
59. PEULVAST, J-P.; BÉTARD, F. Morphostratigraphic constraints and low temperature thermochronology: lessons from a review of recente geological and geomorphological studies in northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 2021. DOI. 10.1016/j.jsames.2021.103464
60. PEULVAST, J. P.; VANNEY, J.R. **Géomorphologie structurale (Terre, corps planétaires solides)**. v. 1. Paris: Relief et structure. Gordon & Breach (Paris) and BRGM (Orléans), 2001. 505p.
61. PINÉO, T. R. G.; LIMA, A. F.; MARTINS, M. D; BESSA, M. D. M. R. Projeto ARIM Noroeste do Ceará. Mapa Geológico Geofísico de Chaval. **Folha SA.24-Y-C-II**. Escala 1:100.00. Fortaleza: SGB/CPRM, 2018.
62. QGIS TEAM, Q. D. **QGIS Geographic Information System**: Free Software Foundation. 2015. Disponível em: [https://www.qgis.org/pt\\_BR/site/forusers/download](https://www.qgis.org/pt_BR/site/forusers/download)>. Acesso em: 28/04/2023.
63. QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP, Série Científica**, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 69-80, 2014. DOI: 10.5327/Z1519-87X201400010005
64. RODRIGUES, W. F.; MAIA, R. P.; SILVA, H. V. M.; 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**, 25(2), 2024. DOI: 10.20502/rbggeomorfologia.v25i2.2446.

65. RODRIGUEZ TRIBALDOS, V. **Epeirogeny of South America and Evolution of Parnaíba Basin, Northeast Brazil**. Tese. University of Cambridge, Downing College, 2017.
66. SAADI, A.; TORQUATO, J. R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, n. 5, p. 5-38, 1992.
67. SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 271-284, 2008. DOI: 10.1016/j.jsames.2007.05.006.
68. SANTOS, F. L. A. **Evolução morfoestrutural do Planalto da Ibiapaba (CE/PI) e Noroeste do Ceará, Brasil: interpretações a partir da termocronologia de baixa temperatura**. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2022. 274p.
69. SILVA, A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003.
70. SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J. T.; LINDENMAYER, Z. G.; VASCONCELOS, J. B.; ORLANDI, V. Texto Explicativo. Folha Goiás SD.22. In: Schobbenhaus C. (Coord.). **Carta Geológica do Brasil Milionésimo**. Brasília: DNPM, 1975. 113p.
71. SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades morfoestruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia da UFC**, p. 73-91, 1988.
72. SOUZA, M. J. N. Bases Naturais e Esboço do Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará. In: LIMA, L. C., SOUZA, M. J. N., MORAES, J. O., **Compartmentação territorial e gestão regional do Ceará**. Fortaleza: FUNECE, 2000. 268p.
73. STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society America Bulletin**, v. 63: 1117-1142, 1952. DOI: 10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2
74. SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLF, S. Evolução Tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.
75. TARDY, Y.; ROQUIN, C. **Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales**. Orléans: Editions du BRGM, 1998. 473p.
76. VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.
77. WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C. C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743, 2004. DOI: 10.1038/nature03067.
78. WEISS, A. **Topographic position and landforms analysis**. In: Poster presentation, ESRI user conference, San Diego, CA. 2001.
79. WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; OUMET, W. B.; FORTE, A. M. Preservation or piracy: Diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. **Geology**, v. 45, n. 1, p. 91-94, 2017. DOI: 10.1130/G38490.1.



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