

MEGAGEOMORFOLOGIA DO PLANALTO DA IBIAPABA, ESTADO DO CEARÁ: UMA INTRODUÇÃO

MEGAGEOMORPHOLOGY OF THE IBIAPABA PLATEAU, CEARÁ STATE: AN INTRODUCTION

MÉGAGÉOMORPHOLOGIE DU PLATEAU D'IBIAPABA, ÉTAT DE CEARÁ: UNE INTRODUCTION

VANDA DE CLAUDINO-SALES¹
ERNANE CORTEZ LIMA²
SIMONE FERREIRA DINIZ²
FABIO SOUZA E SILVA DA CUNHA²

¹Universidade Federal do Ceará (UFC) e Universidade Estadual Vale do Acaraú (UVA). E-mail: vcs@ufc.br.

²Universidade Estadual Vale do Acaraú (UVA).

Recebido 30/06/2020

Enviado para correção 12/07/2020

Aceito 26/07/2020

RESUMO

O Planalto da Ibiapaba representa uma megaforma de relevo, do tipo microrregional. O presente artigo analisa a borda desse relevo no Estado do Ceará, onde a Bacia do Parnaíba, que sustenta o planalto, faz contato com o embasamento cristalino. Seguindo as técnicas analíticas da Geomorfologia Estrutural e da Megageomorfologia, que incluem longos intervalos de tempo para áreas de expressão espacial importante, definimos a existência de dois tipos diferentes de contatos: glint tipo 1, onde ocorrem rochas cristalinas na vertente do relevo homoclinal e na depressão periférica (ao norte), e glint do tipo 2, no qual apenas a depressão periférica é mantida por rochas do embasamento cristalino (segmentos central e meridional). Foi ainda definido um contato do tipo “glintóide”, caracterizado pela ocorrência de depressão periférica cristalina movimentada, expondo relevos do tipo maciços (no extremo noroeste e ao sul), e um segmento tabuliforme em superfície (cuestiforme na estrutura). Feições de menor escala, como quedas d’água em rios anaclinais (Bica do Ipu) e superimposição por rios cataclinais (Cânion do Rio Poti) foram também analisadas. Trata-se de um estudo introdutório inédito da totalidade do Planalto da Ibiapaba, que indica os caminhos de aprofundamento no futuro.

Palavras-chave: Planalto da Ibiapaba. Megageomorfologia. Glint. Glintóide. Nordeste Setentrional Brasileiro.

ABSTRACT

The Ibiapaba Plateau represents a mega-relief of micro-regional type. This article analyzes the edge of this relief in the State of Ceará, where the Parnaíba Basin, which supports the plateau, makes contact with the crystalline basement. Following the analytical techniques of Structural Geomorphology and Megageomorphology, which includes long intervals of time for important spatial expression areas, we define the existence of two different types of contacts: type 1 glint, where crystalline rocks occur in the area of homoclinal relief (hills) and peripheral depression (to the north), and type 2 glint, in which only the peripheral depression is maintained by crystalline basement rocks (central and southern segments). A “glintoid” type contact was also defined, characterized by the occurrence of a crystalline peripheral depression, exposing massive reliefs. (at the northwest end and at the southern segment), and a tableform segment on the surface (cuestiform in terms of structure) at the southern segment. Smaller features, such as waterfalls in anacinal rivers (Ipu Waterfall) and superimposition by cataclinal rivers (Rio Poti Canyon) were also analyzed. This is an unprecedented introductory study of the totality of the Ibiapaba Plateau, which indicates the paths for further development in the future.

Key-words: Ibiapaba Plateau. Megageomorphology. Glint. Glintoid. Brazilian Northern Northeast.

RÉSUMÉ

Le plateau d'Ibiapaba représente un méga-relief de type micro-régional. Cet article analyse le bord de ce relief dans l'État du Ceará, où le bassin de Parnaíba, qui soutient le plateau, entre en contact avec le socle cristallin. En suivant les techniques analytiques de la géomorphologie structurale et de la mégageomorphologie, qui comprend de longs intervalles de temps pour des zones d'expression spatiale importantes, nous définissons l'existence de deux types de contacts différents: le glint de type 1, où des roches cristallines existent dans la zone du relief homocinal (les versants) et de la dépression périphérique (au nord), et des glints de type 2, dans lesquels seule la dépression périphérique est maintenue par des roches cristallines du socle (segments central et sud). Un contact de type «glintóide» a également été défini, caractérisé par l'apparition d'une dépression périphérique cristalline, exposant des reliefs élevés (à l'extrémité nord-ouest et au segment sud), et un segment en forme de table en surface (cuestiforme en termes de structure) au segment sud. Des caractéristiques plus petites, telles que les chutes d'eau dans les rivières anaclinales (cascade Ipu) et la superposition par les rivières cataclinales (canyon Rio Poti) ont également

été analysées. Il s'agit d'une étude d'introduttore sans précédent de la totalité du plateau d'Ibiapaba, qui indique les voies de développement ultérieur dans le futur.

Mots-clés: Plateau d'Ibiapaba. Mégagéomorphologie. Glint. Glintoid. Nord-est du Brésil.

INTRODUÇÃO

O Nordeste brasileiro é totalmente inserido no domínio denominado Polígono das Secas. Isso ocorre porque a maior parte do seu território é caracterizado pela existência de clima semiárido, com ocorrência de precipitações abaixo de 800 mm anuais (IBGE, 2018). As exceções são restritas ao domínio costeiro, onde a proximidade do oceano aumenta o nível de umidade e amplia a pluviosidade, e aos relevos elevados, cuja altimetria produz diminuição da temperatura média e das taxas de evaporação anuais, além de propiciar a ocorrência de chuvas orográficas e eventos plúvio-nebulares. Esses relevos elevados criam mesoclimas peculiares em meio ao semiárido nordestino, formando “ilhas” de umidade ou “brejos de altitude” (AB’ SABER, 1949; 2006) que contrastam com as condições ecológicas das baixas superfícies adjacentes, caracterizadas pela ocorrência de climas secos e secas prolongadas (SOUZA; OLIVEIRA, 2006; LIMA, 2014).

As serras úmidas no Nordeste brasileiro são sustentadas tanto por rochas sedimentares quanto por rochas cristalinas. Aquelas modeladas em rochas cristalinas formam os maciços cristalinos, enquanto as sedimentares são do tipo chapadas, cuevas e glints (sobre a discussão de glint, ver item 3). O Planalto da Ibiapaba - denominado de Serra da Ibiapaba no segmento setentrional e de Serra Grande no segmento meridional -, sustentado por rochas sedimentares paleozoicas, é um grande exemplo de serra úmida, mormente no seu segmento setentrional.

O Planalto da Ibiapaba representa uma megaforma de relevo. Orientada norte-sul no noroeste do estado do Ceará, essa feição apresenta uma extensão de cerca de 390 km, apresentando altitudes que variam entre 500 m (ao sul) e 900 m (ao norte). Representa um relevo dissimétrico do tipo homoclinal, com front voltado para o Ceará e reverso evoluindo suavemente para o Piauí, fazendo a divisa entre esses dois estados (Figura 1).

Embora já tenha sido estudado do ponto de vista geoambiental (e.g. SOUZA, 1988; 2007; DINIZ, 2010; SANTOS; SOUZA, 2012), geomorfológico (CLAUDINO-SALES, 2002; SANTOS; NASCIMENTO, 2014; MOURA-FÉ, 2015) e, mais recentemente, também na perspectiva da geodiversidade (MOURA-FÉ, 2015; LOPES; CLAUDINO-SALES, 2019; CLAUDINO-SALES; LOPES, 2020), o Planalto da Ibiapaba mostra-se como uma forma de relevo de grande expressão pouco entendida do ponto de vista da origem e evolução morfoestrutural e geomorfológica. Praticamente a totalidade das pesquisas sobre o Planalto da Ibiapaba, inclusive, trata do seu segmento setentrional.

O presente artigo apresenta um estudo geomorfológico introdutório da totalidade do Planalto da Ibiapaba (escala megageomorfológica), apresentando elementos que não foram ainda tratados na literatura especializada. São indicados os principais fatores responsáveis pela evolução morfoestrutural desse segmento territorial, bem como apresentada uma discussão acerca das formas que caracterizam o relevo na atualidade, avançando em relação aos levantamentos anteriormente apresentados e trazendo elementos que têm implicações quanto à classificação geomorfológica de uma forma geral.

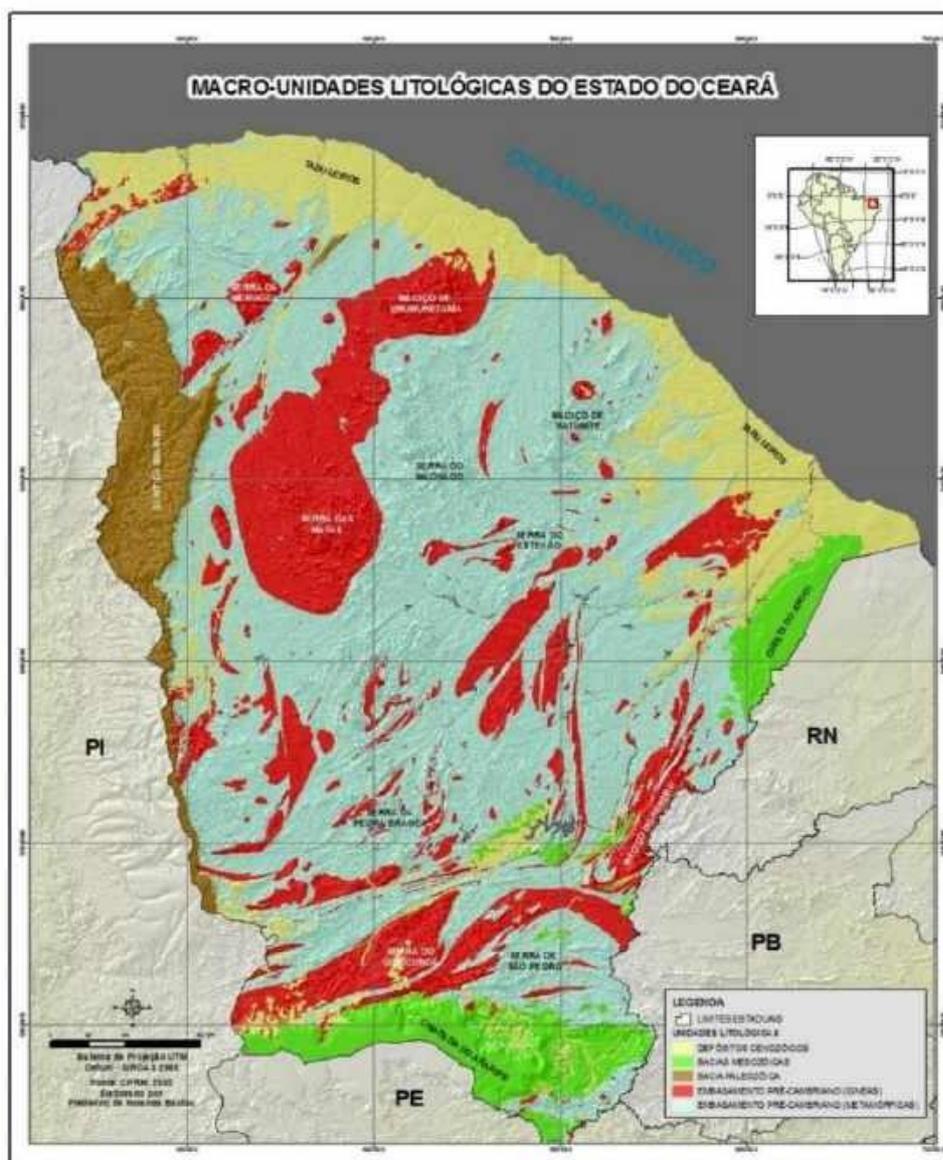
MÉTODOS E TÉCNICAS

Para a definição da evolução geomorfológica da área estudada, foi realizada uma análise morfoestrutural pautada no “Princípio do Uniformitarismo”. O Princípio do Uniformitarismo/Atualismo, de James Hutton (e.g. MATHEZ, 2000) e Charles Lyell (1990), definido pela expressão “o presente é a chave do passado”, considera que os processos que

atuam na Terra se repetem ao longo da história geológica, ainda que não necessariamente com a mesma intensidade. Tal fato enseja a compreensão da evolução dos relevos a longo prazo. A partir dessa perspectiva, é possível recompor a história evolutiva das paisagens naturais (CLAUDINO-SALES, 2002; 2016). Trata-se de um método bastante aceito nas pesquisas mundiais em geociências (CARNEIRO *et al.*, 1994).

A partir do Uniformitarismo, verificou-se a história geológica da região e a intervenção pretérita dos agentes geomórficos no relevo analisado, em um estudo caracterizado como sendo de geomorfologia estrutural. Em particular, definiram-se as etapas da ação geológica regional (processos específicos e associações com a geodinâmica) e da evolução geomorfológica (eventos responsáveis pela gênese e evolução das feições de relevo indicadas). A reconstituição morfoestrutural foi realizada através da análise comparativa de mapas geológicos contendo litologias e lineamentos, associando-os com imagens de satélite disponíveis no Google Earth e perfis topogeológicos.

Figura 1 - Localização da Serra da Ibiapaba (litologia em cor marrom situada no segmento ocidental do Estado do Ceará, larga a norte e estreita a sul).



Fonte: Mapa Geológico do Estado do Ceará (2003), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará.

A perspectiva de análise do Princípio do Uniformitarismo foi realizada no contexto da megageomorfoлогия, que indica o estudo de formas de relevo de caráter regional (microrregional, mesorregional ou macrorregional), e normalmente envolve longos intervalos de tempo, do Neoproterozoico para a atualidade (e.g. GARDNER; SCOGGING, 1983). No caso da pesquisa em tela, adotou-se a escala espacial microrregional (Planalto da Ibiapaba/Serra Grande, com 5.700 km² de área, situado na borda oeste do Estado do Ceará (IPLANCE, 1997), próximo da divisa com o Estado do Piauí), com escala temporal associada com o pós-orogênese Brasileira (a partir do colapso tectônico da cadeia de montanhas Brasileira, no Paleozoico Inferior), seguido da dinâmica mesozoica (divisão do Pangeia no Cretáceo) e cenozoica (erosão diferencial do Terciário).

Do ponto de vista das técnicas, a pesquisa foi realizada em três etapas: gabinete, laboratório e campo. Na etapa de gabinete, foi realizada pesquisa bibliográfica aprofundada, particularmente sob os aspectos geológicos associados com evolução da Bacia do Parnaíba e com estudos geomorfológicos em áreas de relevo sedimentar, e levantamento sobre os estudos prévios realizados no Planalto da Ibiapaba.

A etapa de laboratório envolveu geoprocessamento, durante o qual material cartográfico foi analisado minuciosamente em diversas escalas e datas, permitindo a caracterização das áreas do setor de estudo. O geoprocessamento deu-se através do uso do software ARC-GIS 10 e uso do *SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission)*, esse último para a produção de perfis topogeológicos da área estudada. Finalmente, foram realizados sucessivos trabalhos de campo, de reconhecimento e detalhamento da área de pesquisa, visando subsidiar as análises apresentadas.

GEOMORFOLOGIA DO PLANALTO DA IBIAPABA

Condicionantes geológicos (origem e evolução da Bacia do Parnaíba)

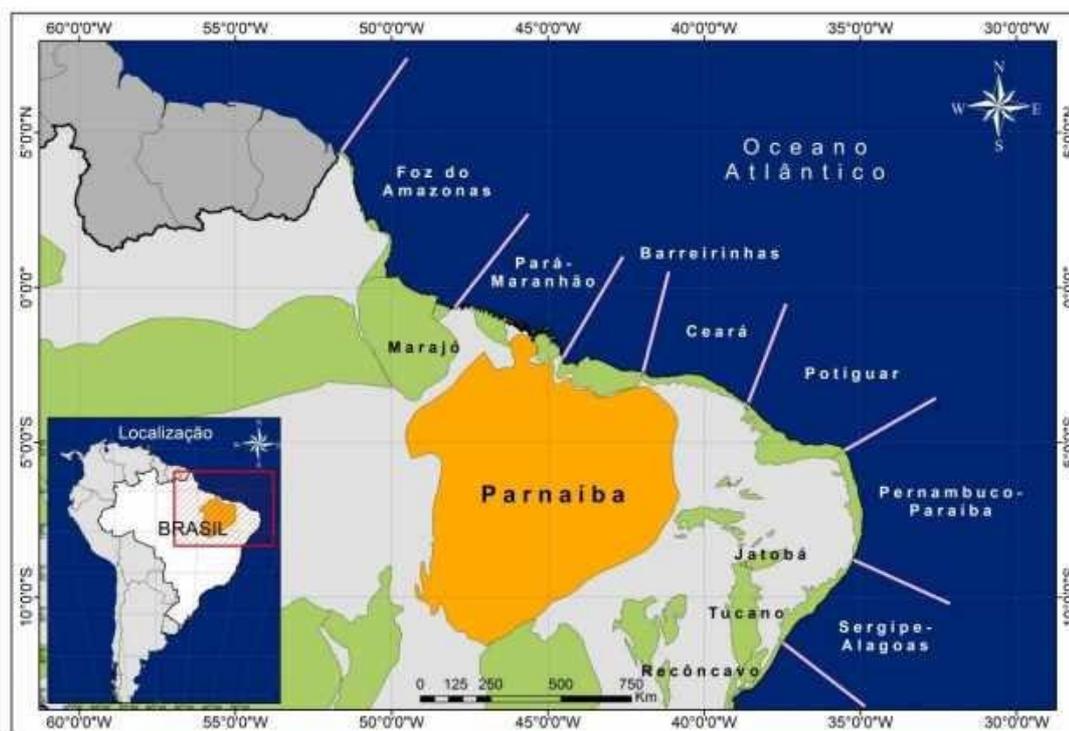
O Planalto da Ibiapaba representa a borda oriental da Bacia do Parnaíba, uma das maiores bacias sedimentares brasileiras. A bacia abrange praticamente toda a área dos estados do Piauí e do Maranhão, com limites atingindo o nordeste do Pará, centro-norte do Tocantins e o oeste do Ceará, compreendendo uma superfície aflorante de aproximadamente 660.000 km² (CACAMA *et al.*, 2015).

Trata-se de uma estrutura de idade paleozoica, fazendo parte do grupo das grandes sinéclises paleozoicas desenvolvidas durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; VAZ *et al.*, 2007), o que ocorre ao final da Orogênese Brasileira (CORDANI *et al.*, 2013). É formada por supersequências sedimentares de idade siluriana (Grupo Serra Grande), devoniana (Grupo Canindé), carbonífero-triássica (Grupo Balsas) (GÓES; FEIJÓ, 1994), além de litologias jurássicas, cretáceas e cenozoicas (CACAMA *et al.*, 2015) (Figura 2).

A Bacia do Parnaíba representa uma bacia cratônica (*sag basin*), formada na sequência da Orogênese Brasileira, de idade neoproterozoica (720–540 Ma). A Orogênese Brasileira amalgamou o continente Gondwana Oeste, em uma colisão do tipo himalaiana, representada na área pelo choque de crátons sul-americanos e africanos, com incorporação de complexos acrecionários na forma de cinturões móveis (CABY *et al.*, 1991; DALZIEL, 1997; OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003; CORDANI *et al.*, 2013). Associada com essa orogenia, que gerou a cadeia de montanhas brasileira no seio do continente Gondwana, cortando parte do atual segmento leste do Brasil, ocorreu a formação de rifts, que foram atulhados de sedimentos, formando importantes estruturas e litologias locais, como o Grupo Ubajara, de idade neoproterozoica

(CABY *et al.*, 1991; CPRM, 2014). O Graben Ubajara funcionou como bacia molássica (e.g. CABY *et al.*, 1991) no início da erosão sin-tectônica da cadeia de montanhas brasileira.

Figura 2 - Localização da bacia sedimentar do Parnaíba, no Nordeste, Meio-Norte e Norte do Brasil, bem como das bacias marginais e das bacias intracontinentais.



Fonte: modificado de Castro *et al.*, 2016.

Durante o final do Cambriano-Ordoviciano inicial (480-440 Ma), mudanças no estado de estresse da litosfera continental causaram extensão crustal e riftings (STAMPFLI *et al.*, 2013), mas esses episódios não resultaram na divisão de Gondwana. Zonas de cisalhamento em escala continental associadas à colisão continental desempenharam um papel importante na evolução desses riftings (e.g. FAIRHEAD; MAUS, 2003; FENG; ASSUMPCÃO; VAN DER LEE, 2004; FUCK; BRITO NEVES; SCHOBENHAUS, 2008; BRITO NEVES; FUCK, 2014). Uma importante zona de cisalhamento na área de pesquisa é o Lineamento Transbrasiliiano (SCHOBENHAUS, 1975), que controlava a geometria interna dos rifts (CASTRO *et al.*, 2016, Figura 3). O melhor exemplo de grabens associado a esses episódios é a bacia de Jaibas (OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003).

A Bacia do Jaibas, cuja formação acompanhou a emersão da área em função da reativação do lineamento transbrasiliiano, conta com formações sedimentares que indicam condições de sedimentação a partir de terrenos escarpados, com desagregação predominantemente mecânica, curto transporte e rápida deposição, o que caracterizam-nas como depósitos de piedmont (DANNI, 1972). Na verdade, a bacia se apresenta como do tipo molássica (CPRM, 2003), indicando a presença da cadeia de montanhas brasileira até o Early Ordoviciano, algo em torno de 100 milhões de anos após as etapas finais da Orogênese Brasileira. Esse episódio de reativação do Lineamento Transbrasiliiano provavelmente colocou também em condição superficial na crosta os granitos brasileiros (TORQUATO *et al.*, 1989).

No Ordoviciano e no Siluriano, cessou o rifteamento ao longo do Lineamento Transbrasiliano (OLIVEI; MOHRIAK, 2003). A área então continentalizada foi submetida a um amplo aplainamento no Siluriano (DANNI, 1972). As bacias cratônicas se formaram nos rifts abortados e ocuparam grandes regiões desses pediplanos, criando, entre outras, a Bacia do Parnaíba (HARTLEY; ALLEN, 1994; ARMITAGE; ALLEN, 2010; CASTRO *et al.*, 2014; 2016). O peso da litosfera se resfriando foi provavelmente a principal causa dos episódios de subsidência generalizados e de longa duração que formaram a ampla bacia do Parnaíba, que tem forma de pires (Castro *et al.*, 2014; 2016).

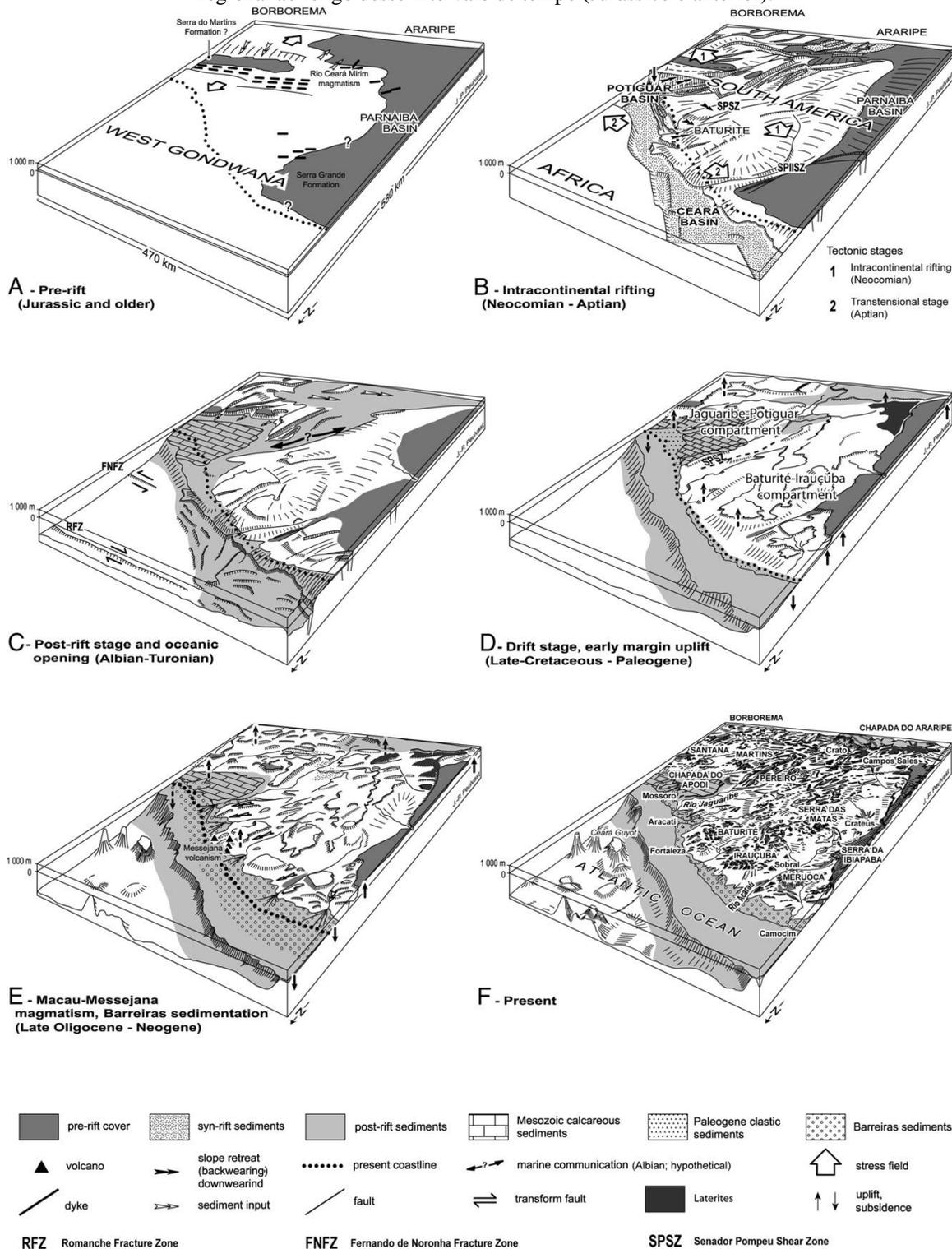
Efetivamente, após o rift ter se tornado inativo, a bacia do Parnaíba experimentou subsidência lenta, o que durou cerca de 355 Ma. Com sedimentação, inclusive marinha (epicontinental), o aplainamento e a subsidência criaram as condições para a penetração do mar, abrindo caminho para a deposição dos sedimentos silurianos (CASTRO *et al.*, 2016; GÓES; FEIJÓ, 1994). O enchimento sedimentar na bacia tem até 3,5 km de espessura e é composto principalmente de sedimentos silurianos a cretáceos na forma de vários pacotes delimitados por discordância (CASTRO *et al.*, 2016; FERREIRA, 2013; ALVES, 2012). Essas seqüências pré-silurianas provavelmente representam os sedimentos originados pela erosão da cadeia montanhosa brasileira.

Após o Carbonífero Tardio, a subsidência térmica diminuiu para uma taxa de 6,5 m Ma/1, e a bacia cratônica se estabilizou, até o rompimento cretáceo de Gondwana / Pangea, no Neocomiano-Albiano (120-100 Ma) ((DALY *et al.*, 2014; CASTRO *et al.*, 2014; MATOS, 2000). O recuo erosivo das camadas da Bacia do Parnaíba foi caracterizado pela ocorrência de um longo período de aquiescência tectônica, o que possibilitou a criação de uma ampla área de eversão (AB'SABER, 1949), o que foi facilitado pela maior resistência das rochas sedimentares em relação ao embasamento cristalino pré-cambriano fragilizado sobre o qual elas se depositaram.

O processo de rifting relacionado com o rompimento do Pangea no Cretáceo não parece ter desempenhado um papel importante na geração de espaços de acomodação na Bacia do Parnaíba (CASTRO *et al.*, 2016). No entanto, as primeiras etapas desse rompimento (Cenomaniano: 120 Ma) foram caracterizadas por rifts intra-continentais na área que hoje representa o Nordeste brasileiro equatorial (MATOS, 2000; 1992). O rifting produziu um soerguimento de partes do continente, nos segmentos localizados a leste (área da Borborema) e a oeste (Estado do Ceará) do eixo estrutural reativo ao rifting (eixo Cariri- Potiguar; Figura 3). Esse processo resultou em uma elevação solidária da borda da Bacia do Parnaíba, na área que hoje representa o segmento do Estado do Ceará, (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004), ora em análise (Figura 3).

A segunda etapa da separação do Pangea na área de estudo, associada à abertura da margem transformante do Atlântico Equatorial no Albiano (20 Ma após o rifting intracontinental, cujos rifts foram abortados e se transformaram em bacias sedimentares intracontinentais), resultou também na formação de bacias marginais (ver Figura 2). A evolução das bacias marginais, em particular da Bacia do Piauí-Camocim, implicou em grandes deformações e tectonismo (MORAIS NETO *et al.*, 2003), implicando em provável soerguimento dos segmentos costeiros do noroeste do Estado do Ceará (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; PEULVAST *et al.*, 2008; Figura 3).

Figura 3 - Blocos diagramas (direcionados sul-norte) do Nordeste Setentrional brasileiro, indicando todas as etapas pré-divisão do Pangeia e evolução posterior, demonstrando as amplas mudanças sofridas pela morfologia regional ao longo desse intervalo de tempo (Jurássico e anterior).

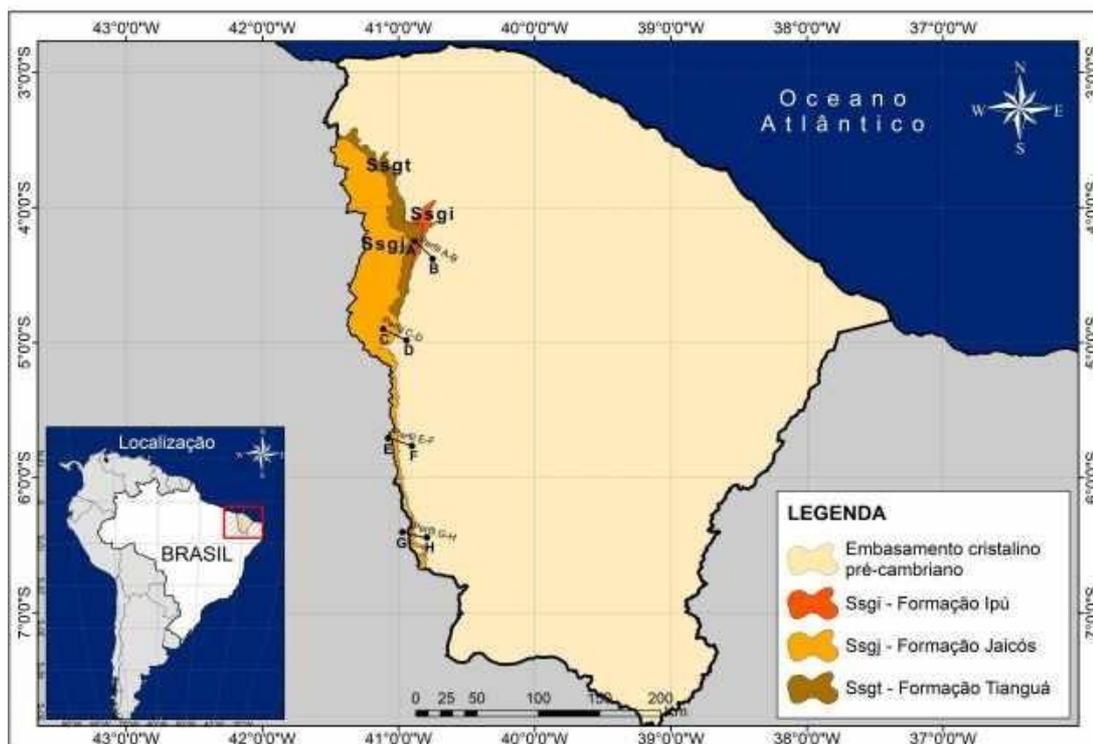


Fonte: Peulvast e Claudino-Sales, 2004.

Esse processo pode ter sido responsável por uma elevação do segmento norte do platô de Ibiapaba, o que explicaria sua maior altitude em relação ao segmento sul. Porém, essa diferença topográfica também pode estar relacionada à estrutura da própria bacia: no segmento setentrional, existem duas

formações sedimentares componentes do Grupo Serra Grande; no setor central, existem três formações, e no segmento meridional, apenas uma formação (Figura 4).

Figura 4 - Geologia do Planalto da Ibiapaba, com indicação de alguns dos perfis topogeológicos analisados nesse artigo.



Fonte: CPRM, 2019.

Eventualmente, essa reativação tectônica poderia explicar o fato de que ao longo do Lineamento Transbrasiliano, na borda da Bacia do Parnaíba, a Formação Tianguá inflete para noroeste (Figura 4). Nesse segmento, a camada sedimentar encontra-se basculhada e rebaixada a altitudes de 200 a 250 m (DANNI, 1972). Esse movimento, provavelmente do tipo transcorrente, teria impedido uma ruptura topográfica pronunciada entre os segmentos setentrional e meridional da Ibiapaba, de forma tal que a diferença nas altitudes entre o norte e o sul dessa feição de relevo ocorre de forma gradual, sem desníveis acentuados. No ponto de vista litológico, a Bacia de Parnaíba é composta por sequências paleozoicas espessas, principalmente siliciclásticas e epicontinentais (GÓES; FEIJÓ, 1994), além de litologias mesozoicas de menor dimensão (CACAMA *et al.*, 2015). Depósitos cenozoicos e do tipo aluvial e eólico recobrem grandes áreas da bacia. Sedimentos costeiros recobrem os limites entre a Bacia do Parnaíba, o embasamento pré-cambriano circundante e a Bacia Amazônica (CASTRO *et al.*, 2016).

O Planalto da Ibiapaba apresenta amplo predomínio litológico do Grupo Serra Grande, que ocupa a posição basal na bacia. O Grupo Serra Grande, de idade siluriana, é caracterizado pela ocorrência de conglomerados e arenitos, em parte feldspáticos, com intercalações de siltitos e folhelhos de origem fluvial e marinho raso, depositados em condições por vezes glaciais (CPRM, 2003).

O mapa geológico do estado do Ceará de 2019 (CPRM, 2019) apresenta o Grupo Serra Grande como sendo composto por três formações sedimentares diferentes, quais sejam, da mais

antiga para a mais nova, a Formação Ipu, a Formação Tianguá e a Formação Jaicós (Figura 4). A Formação Ipu é caracterizada pela ocorrência de conglomerados com matriz feldspática arenosa-argilosa, com seixos de quartzo, ardósia, quartzito e arenito; arenitos grossos, de cor cinza, mal selecionados. A Formação Tianguá é formada por folhelhos cinza-escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos, com arenitos cinza-claro, fino a médio, feldspáticos e intercalados com siltitos. A Formação Jaicós é composta por arenitos cinzas, grossos, contendo seixos angulares a subangulares (CPRM, 2014).

O Grupo Serra Grande recobre transgressivamente as formações pré-silurianas que se situam no entorno topograficamente rebaixado. Nesse entorno, a composição litológica mostra-se bem mais complexa e diversificada, com a intercalação e sobreposição de diversos grupos geológicos de idade paleoproterozoica (os quais foram retrabalhados durante a Orogênese Brasileira), neoproterozoica (sin-tectônica) e paleozoica (ordoviciano). As litologias dominantes são gnaisses, migmáticos e micaxistos nos grupos paleoproterozoicos (Grupo Granja, Grupo Ceará). Nos elementos neoproterozoicos, compostos (1) pelo graben molássico no qual evoluiu o Grupo Ubajara e (2) por intrusões tardi-orogênicas, ocorrem metacalcários, arenitos, quartzitos, no primeiro caso, e granitos, no segundo caso. Tem-se ainda a presença da bacia molássica ordoviciano do Jaibaras, em contato direto com o Lineamento Transbrasileiro.

Geomorfologia da borda do Planalto da Ibiapaba

Do ponto de vista geomorfológico, o Planalto da Ibiapaba foi classicamente considerado como uma “chapada” – ou seja, um relevo tabular (*tableland*, mesa) estabelecido a partir de erosão em camadas horizontais de bacias sedimentares (e.g. PENTEADO, 1977). Essa classificação mostra-se errônea, se considerarmos que as camadas sedimentares da Bacia do Parnaíba mergulham em direção oeste com ângulos entre 5° e 10° graus (DANNI, 1972), criando feições cuestasiformes sucessivas em direção ao Estado do Piauí (COSTA et al., 2020).

Trabalhos mais recentes (e.g. SOUZA *et al.*, 1996) consideram o Planalto da Ibiapaba como sendo uma cuesta – isto é, um relevo dissimétrico estabelecido a partir da erosão em camadas inclinadas (homoclinais) de bacias sedimentares, normalmente associadas com a borda da bacia (e.g. PENTEADO, 1977). As cuestas, também denominadas de escarpas homoclinais (*homoclinal ridges*), são feições bem estabelecidas na geomorfologia mundial e indicam a existência de feições formadas por vertentes íngremes de um lado (front) e vertente suavemente inclinada de outro (reverso), representando relevos onde uma escarpa modelada em rocha sedimentar resistente recobre uma camada frágil.

Pesquisas iniciadas há duas décadas (CLAUDINO-SALES, 2002; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2004), sequenciadas por estudos posteriores (PEULVAST *et al.*, 2008; CLAUDINO-SALES; LIRA, 2011; MOURA-FÉ, 2015; PEULVAST; BETARD, 2015) indicam que na verdade essa megaforma representa um glint. O glint, ao contrário das chapadas (mesas) e cuestas, são feições que não estão tão bem estabelecidas no seio da geomorfologia mundial. De forma geral, o glint é indicado como sendo uma escarpa de grande porte. Peulvast e Vanney (2002) o definiram como sendo um escarpamento aclinal e contínuo formado pelo contato discordante de uma estrutura sedimentar imediatamente sobre o embasamento erodido. Goudie (2004), por sua vez, em uma classificação mais clara, indica que os glints resultam de erosão diferencial em borda de bacia sedimentar na qual o material sedimentar resiste mais que o cristalino subjacente ou adjacente.

No caso do Planalto da Ibiapaba, e baseados em Claudino-Sales (2018; 2016; 2002), apresentamos três tipologias de glint, a saber:

- **Glint tipo 1:** presente no segmento setentrional da Serra da Ibiapaba (Figura 5), até a altura da cidade de Ubajara, representa uma escarpa mantida em parte pelo material cristalino adjacente, em parte sobre o material sedimentar sobreposto. Nesse caso, a erosão removeu inclusive partes do embasamento cristalino, face às menores condições de resistência das rochas que o caracterizam em relação ao material sedimentar. Diferente das cuestas, que têm material sedimentar no sopé, a depressão periférica e parte da vertente é mantida pelo embasamento cristalino (Figura 6).

Figura 5 - Segmento norte do Planalto da Ibiapaba, visto do sopé da cidade de Tianguá, mostrando vertentes festonadas e cornija bem demarcada, resultante de controle litológico e climático.



Foto: Claudino-Sales, V.

Assim, coloca-se que na vertente setentrional, entre o segmento nordeste (Viçosa do Ceará) e as imediações da cidade de Ibiapina, onde ocorre o glint do tipo 1, a escarpa é parcialmente sustentada pela Formação Tianguá (meia vertente) e Formação Jaicós (topo), ambas do Grupo Serra Grande, sendo o contato com o embasamento cristalino realizado ao nível médio da vertente (Figura 7). As rochas do embasamento nesse setor são sobretudo calcários e grauwacas (CPRM, 2019), e as condições de umidade maiores do Planalto da Ibiapaba nesse segmento podem ter induzido maior grau de dissolução do material. Efetivamente, relevo cárstico, com grutas de dimensões variadas, e ativas, caracterizam a área do sopé do glint no entorno de Ubajara.

Figura 6 - Esquematisação do processo de formação de glint, através de circunsdenudação e geração de área eversão, representativa das vertentes setentrional e meridional do Planalto da Ibiapaba. No topo, bloco diagrama mostrando o contato entre as camadas sedimentares e o embasamento cristalino como provavelmente se caracterizava desde o Paleozoico (cristalino e sedimentar foram soerguidos durante a divisão do Pangeia no Cretáceo). Embaixo, o resultado da erosão diferencial, que atacou de forma mais ativa o cristalino, resultando em uma vertente sustentada parcialmente por rocha sedimentar, parcialmente por rocha cristalina, e em depressão periférica modelada em rocha cristalina.

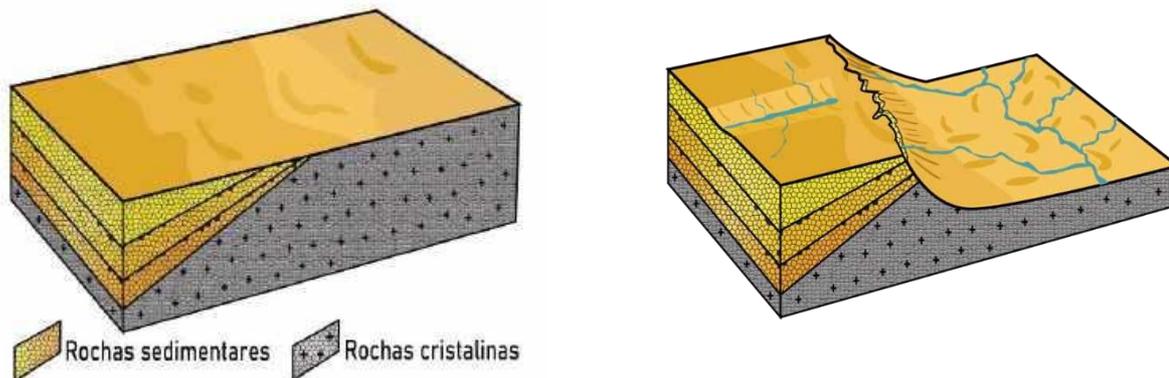
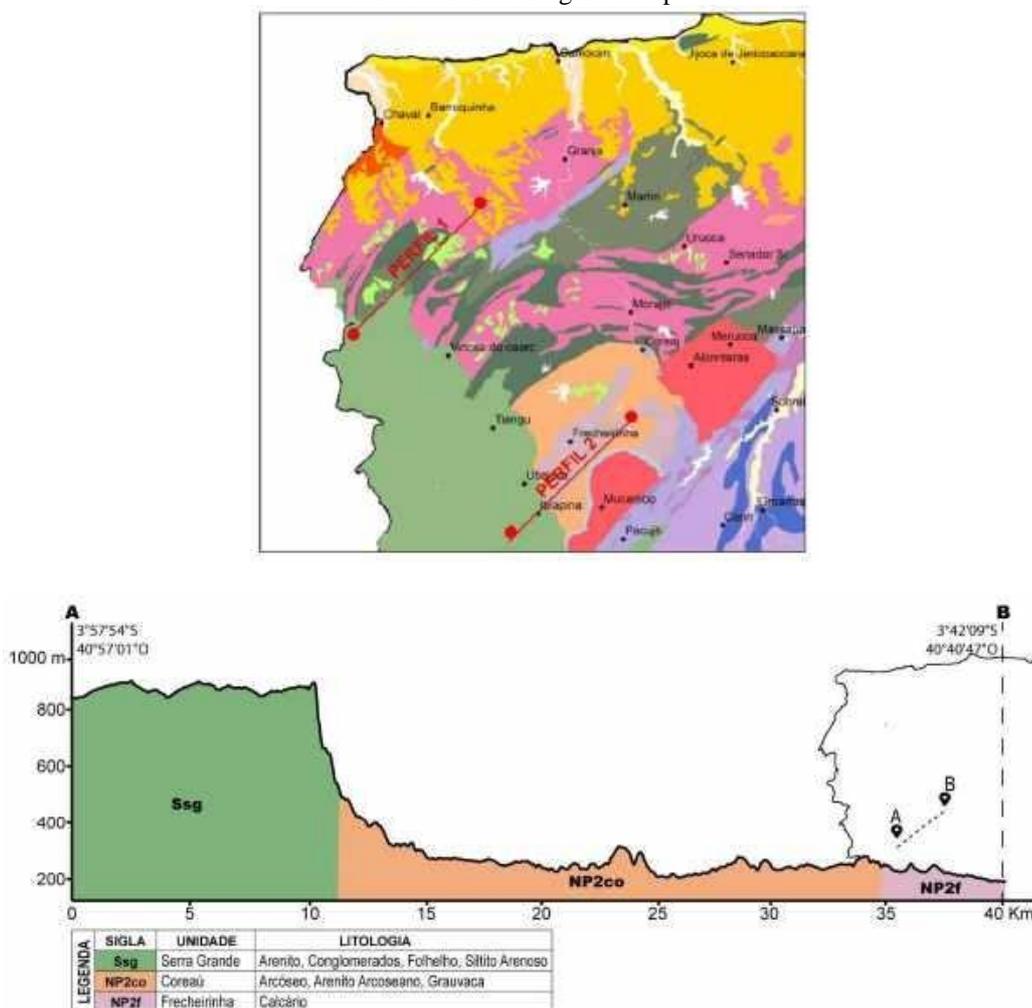
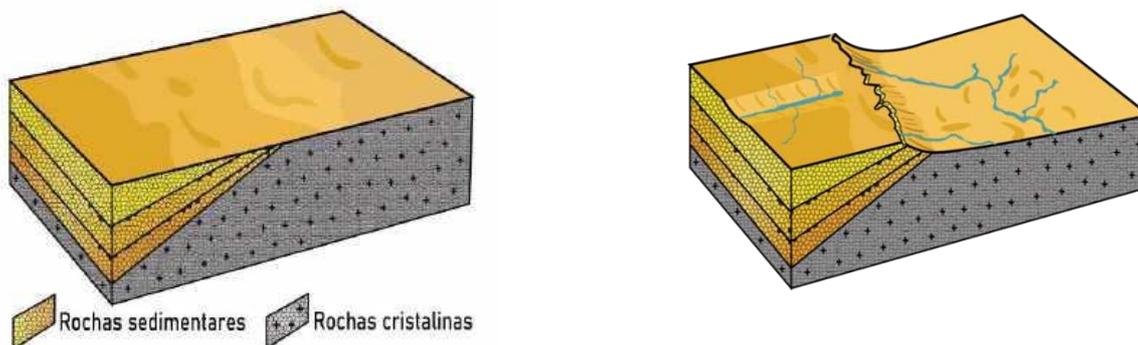


Figura 7 - Perfil togogeológico (perfil 2) do segmento setentrional do Planalto da Ibiapaba, indicando a natureza mista (sedimentar e cristalina) da vertente, bem como o sopé cristalino (depressão periférica cristalina), caracterizando um glint do tipo 1.



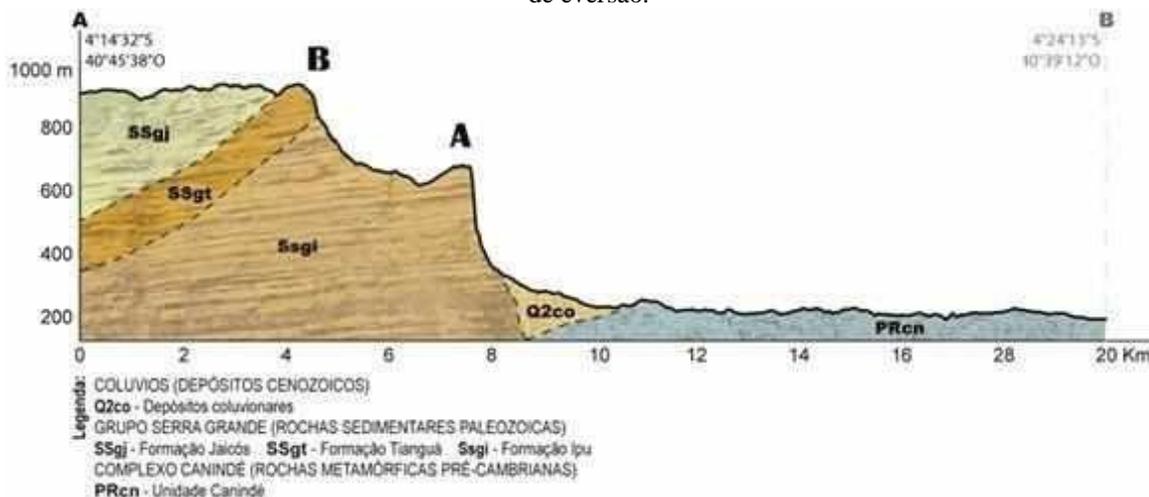
- **Glint tipo 2:** presente no segmento central e meridional da borda do Planalto da Ibiapaba segmento setentrional. Caracteriza-se por ter vertente sustentada por rochas sedimentares, porém com sopé mantido pelas rochas do embasamento cristalino. Nesse caso, as rochas que compõem o embasamento cristalino nesse setor resistiram mais que as rochas do embasamento cristalino no segmento noroeste (glint tipo 1), de forma que não foram escavadas para além do contato com as rochas sedimentares (Figura 8).

Figura 8 - Glint caracterizado por vertente sustentada somente por rochas sedimentares e depressão periférica modelada em rochas cristalinas (glint tipo 2).



O segmento central, no entanto, tem uma particularidade: na área que se situa a norte e a sul do Município de Ipu (o município incluído), ocorrem três formações sedimentares (Formação Ipu na base, Formação Tianguá no centro e Formação Jaicós no topo: ver Figura 4). Essas formações apresentam diferentes graus de resistência, atuando de forma diferente em relação à erosão diferencial. Assim é que existem duas cornijas (duas escarpas distintas), uma sustentada na Formação Ipu e outra na Formação Tianguá (CLAUDINO-SALES; LOPES, 2020; Figura 7).

Figura 9 - Perfil topogeológico (perfil A-B da Figura 4) da área do entorno da Bica do Ipu, nos limites da APA homônima, mostrando a existência de uma cornija mais rebaixada mantida pela Formação Ipu (letra A), na qual se instala a Bica do Ipu, e a cornija mais elevada, sustentada pela Formação Tianguá (letra B), que se encontra parcialmente recoberta por vegetação florestal. Verificar que nesse segmento do Município de Ipu, o Glint da Ibiapaba é caracterizado pela ocorrência de rocha cristalina apenas no sopé, onde afloram as rochas pré-cambrianas da Unidade Canindé, sob as quais foi modelada a depressão periférica, que representa uma superfície de eversão.



Fonte: adaptado de Lopes (2019), e elaborado a partir de CPRM, 2014.

Cursos fluviais anaclinais caracterizam esse segmento, com canais estabelecidos a partir da cornija mais elevada: a Formação Tianguá resiste menos na sua base ao processo de erosão diferencial, de forma a criar desnível suficiente para que a drenagem escoe em direção ao Ceará, apesar do mergulho das camadas em direção contrária. Um desses cursos fluviais – o Riacho Ipuçaba -, ao drenar em direção ao Ceará encontra a cornija mais rebaixada (Formação Ipu) e cria uma queda d’água de 130 m de altura, a denominada “Bica do Ipu”, no entorno do qual foi criada uma Área de Preservação Ambiental homônima (LOPES, 2018; Figura 8).

Ainda na área central, no segmento mais ao sul, as formações Ipu e Tianguá desaparecem, permanecendo apenas a Formação Jaicós. A área é caracterizada pela ocorrência de glint do tipo 2 (vertente somente sedimentar, sopé cristalino). Nesse segmento, na altura da cidade de Crateús (reentrância abaixo do perfil C-D da Figura 4), verifica-se a existência de uma superimposição fluvial de um rio catalinal (o Rio Poti), na forma de uma garganta do tipo cânion. Modelada na Formação Jaicós, o Cânion do Poti é testemunho do processo de circundenudação e eversão na área, pois demonstra que o cristalino foi intensamente erodido enquanto o sedimentar resistiu, a partir dos processos de erosão diferencial que atacaram a área desde o soerguimento do Cretáceo/divisão do Pangeia há 120 milhões de anos.

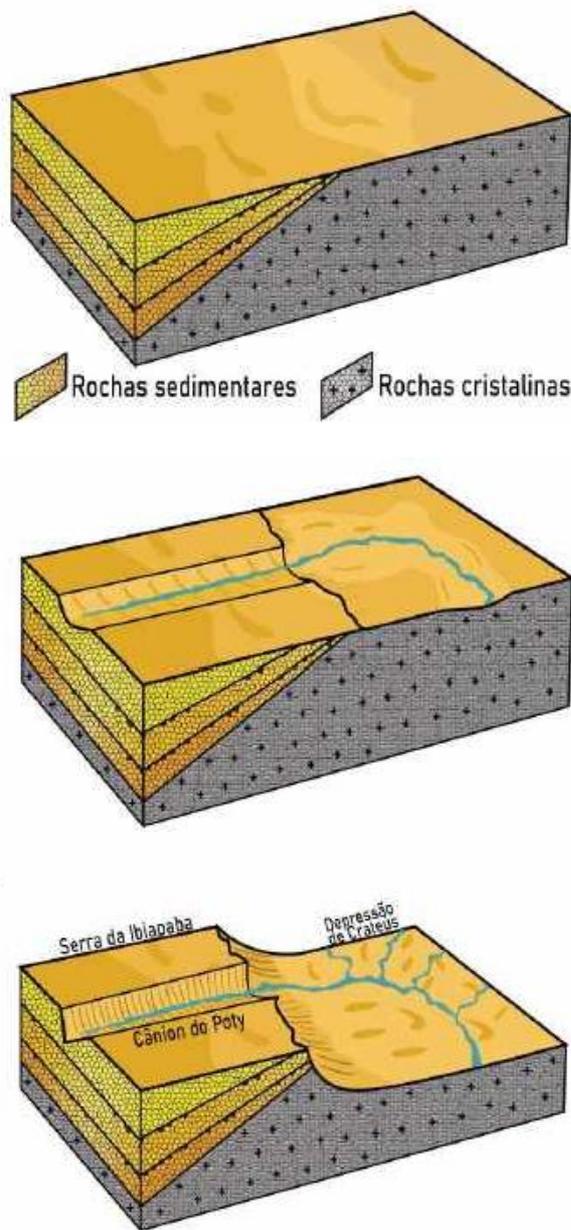
Figura 8 - Foto da Bica do Ipu, no segmento centro-norte do Planalto da Ibiapaba.



Foto: Lopes, F.L.S.

Nesse processo de erosão fluvial, o rio, ao escoar para o norte a partir do maciço Serra de Cariris Novos (situado a leste da Ibiapaba: Município de Quiterianópolis), encontrou uma falha geológica (CPRM, 2019) e inflectou para oeste, realizando o trabalho de escavamento acentuado no embasamento e de erosão restrita nas rochas paleozoicas sedimentares (Figura 9). Nesse processo, o cânion foi sendo modelado, enquanto o rio nivelava o nível de base (Figura 10).

Figura 9 - Evolução do Cânion do Rio Poti: o rio escava com mais facilidade o cristalino fragilizado por duas orogêneses e vários rifteamentos, enquanto iguala o nível de base no sedimentar através da abertura de uma garganta, ao longo do Terciário.



O desaparecimento da Formação Tianguá e Ipu no segmento meridional do Planalto da Ibiapaba – que recebe localmente a denominação de Serra Grande – configura um relevo localmente bem mais rebaixado, com cornija menos desenvolvida (Figura 11), fato que pode

resultar de controle estrutural sin-sedimentar (deposição caracterizada por pacote de menor espessura no Paleozoico) ou controle tectônico posterior (reativação do Lineamento Transbrasiliانو).

Figura 10 - Superimposição fluvial de rio cataclinal (Rio Poti) na Formação Jaicós (Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba), resultando na modelagem do Cânion do Rio Poti ao longo do Terciário.



Foto: Claudino-Sales, V.

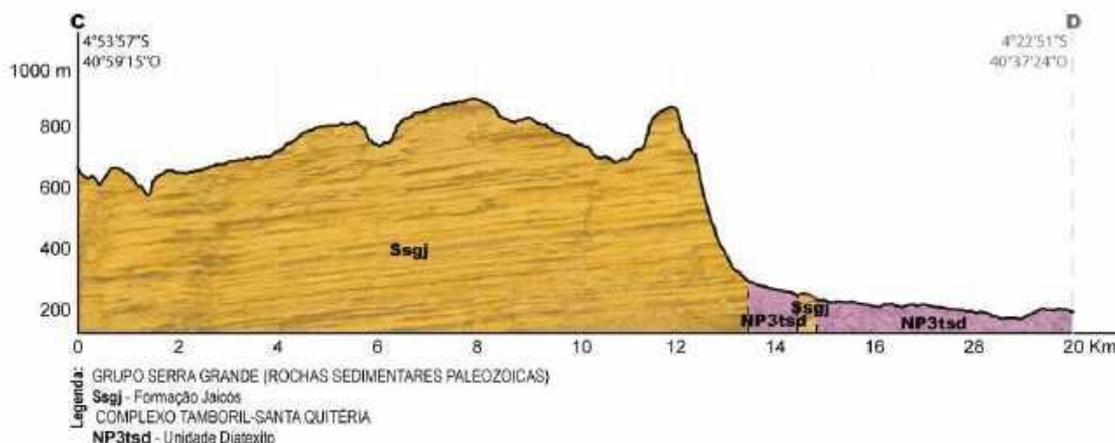
Nesse segmento centro-meridional, ocorre também glint do tipo 2, com vertente mantida por rochas sedimentares e depressão periférica modelada em rochas do embasamento cristalino (Figura 12). Ao contrário da área da Bica do Ipu, nessa região ocorre só uma formação do Grupo Serra Grande (Formação Jaicós), de forma que só existe o registro de uma cornija, elaborada no topo da camada, onde as rochas são mais resistentes (ver figuras 11 e 12).

Figura 11 - Planalto da Ibiapaba (Serra Grande), ao sul do Cânion do Poty, no segmento centro-meridional da geoforma, mostrando uma cornija menos desenvolvida do que nos segmentos central e setentrional. Nessa área, ocorre apenas a Formação Jaicós, o que pode explicar a menor altitude do lugar.



Foto: Claudino-Sales, V.

Figura 12 - Perfil C-D da Figura 4, indicando a existência de glint do tipo 2, no qual a depressão periférica é sustentada por rochas do embasamento cristalino.



Fonte: CPRM, 2019.

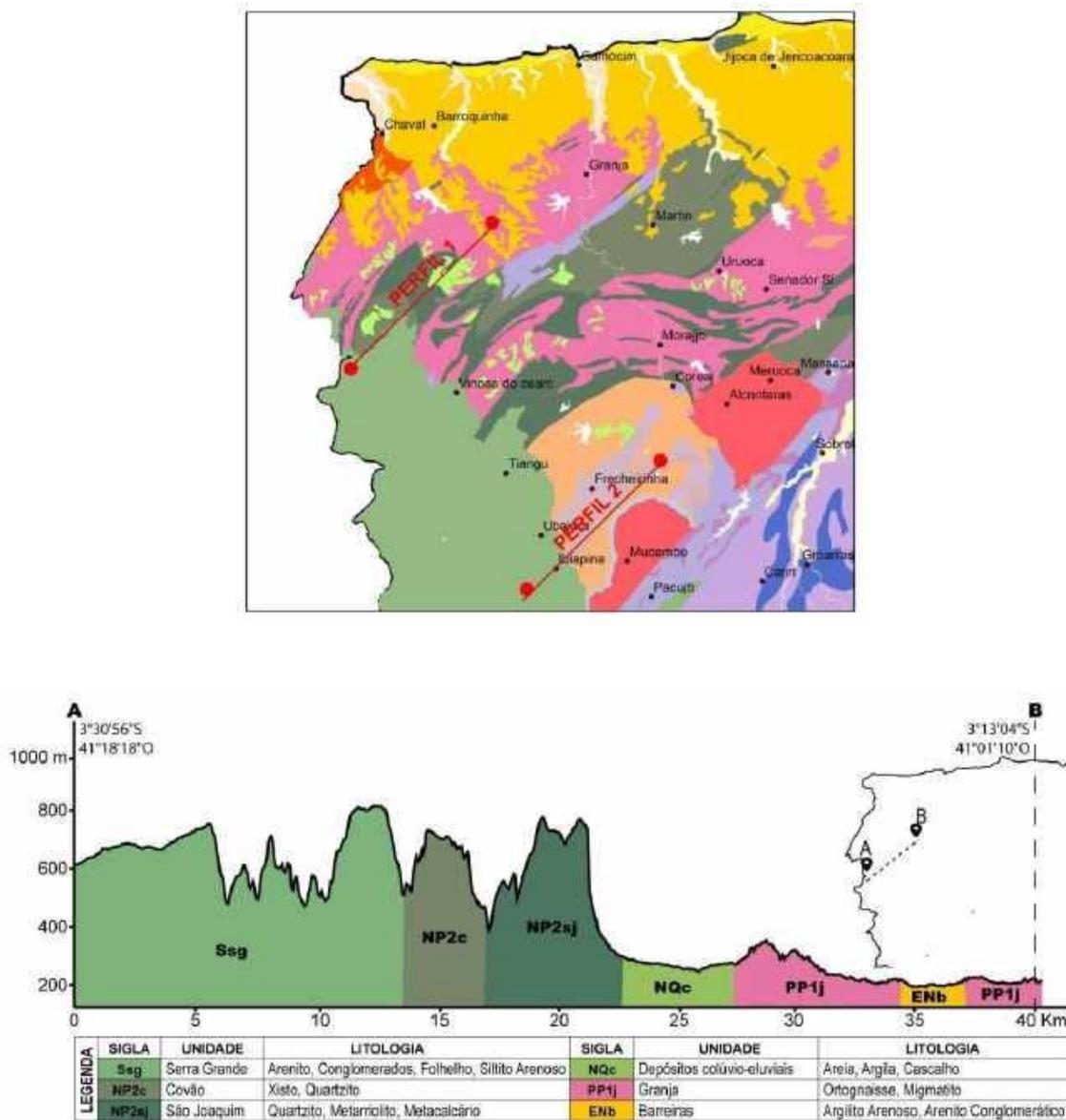
- **Relevo glintóide:** o segmento norte do Planalto da Ibiapaba (Formação Tianguá na base e Formação Jaicós no topo) se mostra basculado na borda com o contato cristalino, e contíguo a maciços cristalinos sustentados por rochas quartzíticas do embasamento (Figura 13). Não caracteriza um glint na essência, pois as rochas cristalinas à frente do escarpamento sedimentar não foram erodidas – ao contrário, mostram-se elevadas. Mas o sopé imediato da vertente sustentada pelas rochas sedimentares é caracterizado por ocorrência localizada de rochas cristalinas rebaixadas.

Situação semelhante ocorre em parcela do segmento meridional, onde o cristalino se apresenta movimentado no contato com o sedimentar (Figura 14). A topografia não é tão acidentada quanto no segmento extremo noroeste, mas ainda assim representa o que aqui está sendo chamado de contato (relevo) glintóide.

Menções a esse tipo de contato sedimentar/cristalino não foram encontradas na revisão de literatura geomorfológica mundial que foi realizada para esta pesquisa. Nesse sentido, definimos o relevo como do tipo glintóide por se aproximar das definições e situações associadas a glints que identificamos na área de estudo – isto é, relevo homoclinal com depressão periférica modelada em rochas cristalinas menos resistentes, ou, como aparentemente se verifica nesse caso, rochas cristalinas de resistência semelhante.

Finalmente, em relação aos contatos, coloca-se que no segmento mais meridional do Planalto da Ibiapaba ocorre relevo do tipo tabuliforme, com front e depressão periférica sustentadas por rocha sedimentar (Formação Jaicós do Grupo Serra Grande: Figura 15). O relevo tabuliforme é mantido no topo por espesso elúvio desenvolvido no topo da Formação Jaicós (presumidamente), o que exigirá no futuro pesquisas de detalhes para explicar a existência localizada desse depósito residual nesse segmento do relevo homoclinal.

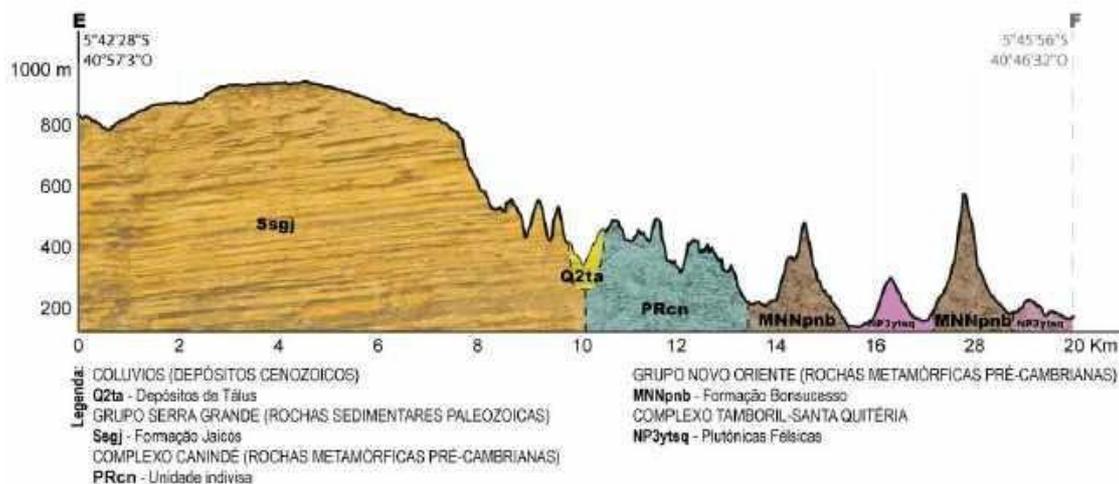
Figura 13 - Relevo glintóide (perfil 1), indicando um contato sedimentar com cristalino no qual não existe depressão periférica, mas ao contrário, relevo movimentado caracterizado pela ocorrência de diversos maciços cristalinos elevados.



Fonte: CPRM, 2003.

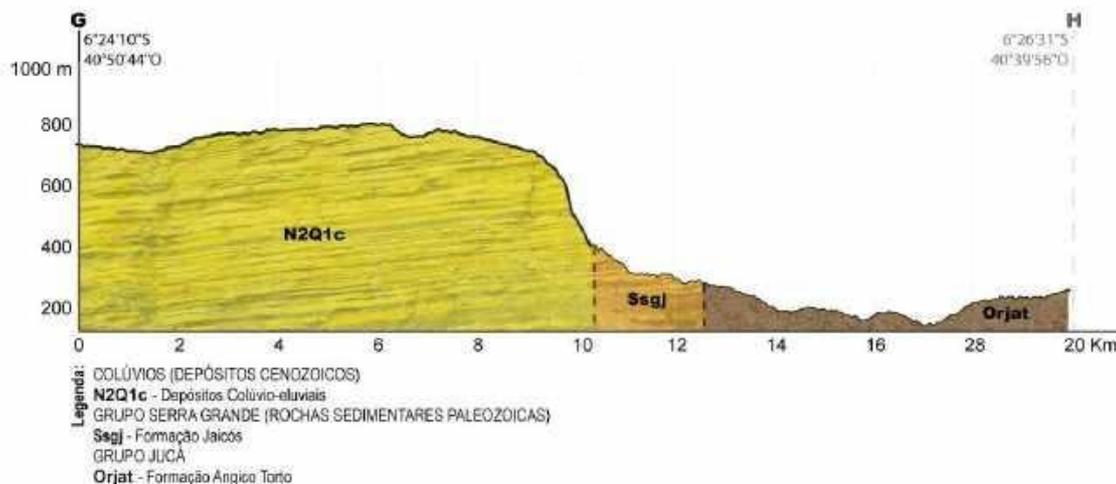
Para além dos contatos em glints e do formato tabuliforme, coloca-se que outras feições de menor porte caracterizam o Planalto da Ibiapaba, como ravinas, festões (ver figura 5), reentrâncias e grutas em rochas sedimentares (Figura 16) e rochas metamórficas (calcário cristalino: Figura 17) e relevos ruineiformes.

Figura 14 - Perfil E-F da Figura 4, mostrando um relevo do tipo glintóide, no qual não existe depressão periférica no contato entre a bacia sedimentar e o embasamento cristalino, que se apresenta bastante movimentado.



As pesquisas futuras buscarão detalhar essas feições de menor porte, bem como os relevos glintóides e de cuesta, na perspectiva de fornecer um quadro completo do conjunto do megarelevo, de norte a sul.

Figura 15 - Perfil G-H da Figura 4, indicando a existência de feição bastante singular no megarelevo Planalto da Ibiapaba, com topo mantido por depósito residual do tipo elúvio e sopé pelas rochas da Formação Jaicós, caracterizando uma feição tabuliforme na superfície porém cuestiforme estruturalmente, já que as camadas sedimentares do Grupo Serra Grande apresentam declividade em direção ao Piauí.



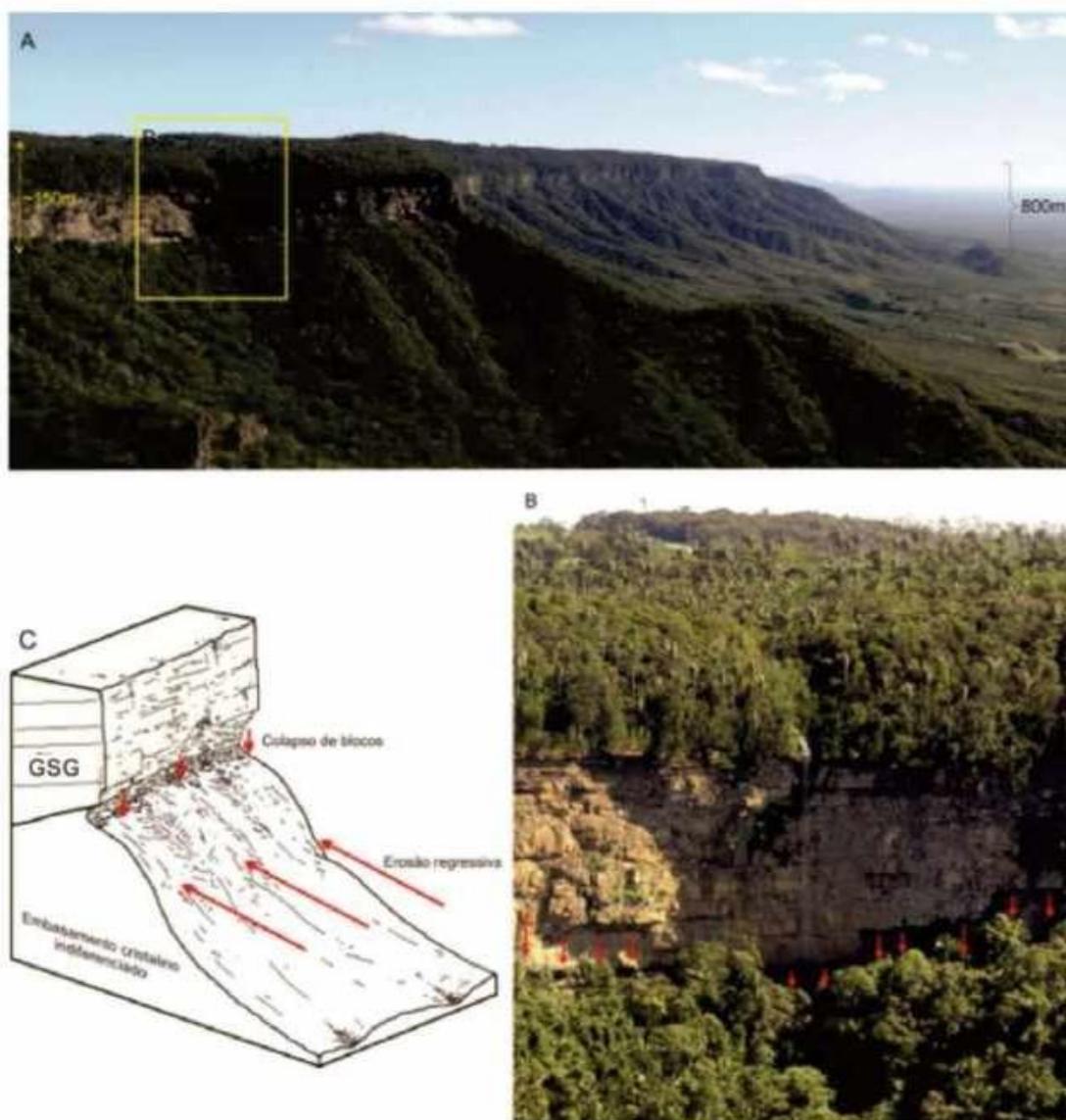
Fonte: CPRM, 2019.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Planalto da Ibiapaba, apesar de ser uma megageoforma do Nordeste Setentrional brasileiro, é extremamente pouco estudada do ponto de vista geoambiental e geomorfológico, sobretudo no que diz respeito ao seu segmento oriental. O presente artigo traz dados acerca do conjunto da área, especialmente no que diz respeito ao rebordo do planalto, situado no segmento ocidental do estado do Ceará, e no que se refere ao contato entre as rochas sedimentares paleozoicas e o contato cristalino.

A pesquisa identificou situações novas do ponto de vista local e no contexto geomorfológico global, com indicação de ocorrência de novos tipos de contato sedimentar-cristalino (glints tipo 1 e 2, relevo glintóide) não identificados na literatura mundial. Indicou ainda uma riqueza geomorfológica muito significativa na borda da Bacia do Parnaíba, com glints, glintóides e cuestas, fato até então desconhecido em relação a essa megaforma.

Figura 16 - Gruta na base da cornija (Formação Jaicós) na região de Tianguá (A), no segmento norte do Planalto da Ibiapaba, demonstrando o recuo do material sedimentar (B), forçado pela erosão que ataca de forma mais intensa as rochas do embasamento cristalino por erosão regressiva (C).



Fonte: Costa *et al.*, 2020.

Figura 17 - Entrada da Gruta de Ubajara, na vertente norte do Planalto da Ibiapaba, demonstrando a presença de rochas calcárias no embasamento cristalino (calcário metamórfico).



Foto: Claudino-Sales, V.

Essas são as primeira aproximações nessa perspectiva, e pesquisas futuras afinarão os dados ora levantados. As pesquisas futuras detalharão também as feições de menor dimensão, visando estabelecer um inventário ambiental e geomorfológico completo dessa importante forma de relevo regional.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação Cearense de Amparo ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico – FUNCAP e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo financiamento da pesquisa.

REFERÊNCIAS

AB’SABER, A. N. Megageomorfologia do Território Brasileiro. *In*: GUERRA, A. J. T.; CUNHA (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

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

ALMEIDA, F. F. M. DE; 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. 43-60. (Cap. 3). 2004.

ALVES, M. A. R. **Bacia do Parnaíba**. 11a Rodada – Licitações de Petróleo e Gás. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, Rio de Janeiro, 2012. Disponível em: http://www.brasil-rounds.gov.br/round11/portugues_r11/seminarios.asp, 2012. Acesso em: 18 jun. 2020.

ARMITAGE, J. J.; ALLEN, P. A. Cratonic basins and the long-term subsidence history of continental interiors. **Journal of the Geological Society of London**, v. 167, p. 61–70, 2010.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. **Precambrian Research**, vol. 244, p. 75–86, 2014.

CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. H.; VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brazilian Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R. D.; LÉCORCHÉ, J. P. (Eds.). **The West Africa Orogens and Circun-Atlantic correlatives** (v. 1, 373-397). Berlin: Springer-Verlag, 1991.

CACAMA, M. S. J. B.; JARDIM DE SÁ, E. F.; SILVA, F. C. A.; LINS, F. A. P. L. Assinatura estrutural e geofísica da Porção Norte (fronteira Ceará/Piauí) do Lineamento Transbrasiliano: reativação na Bacia do Parnaíba. **Geologia USP**, Série Científica, v. 15, n. 3-4, p. 6-81, 2015.

CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.; AMARAL, I. A.; BISTRICHI, C. A. O Atualismo como princípio metodológico em Tectônica. **Boletim de Geociências da Petrobras**, vol. 8(2/4), p. 275-293, 1994.

CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H.; FUCK, R. A.; VIDOTTI, R. M. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin. **Brazil Solid Earth**, vol. 7, p. 529–548, 2016.

CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; PHILLIPS, J. D.; VIDOTTI, R. M.; BEZERRA, F. H. R.; DANTAS, E. L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, vol. 614, p. 128–145, 2014.

CLAUDINO-SALES, V. Megageomorfologia do Nordeste Setentrional Brasileiro. **Revista Geografia**, vol. 35, p.442-454, 2018.

CLAUDINO-SALES, V. **Megageomorfologia do Estado do Ceará**. São Paulo: NEA Edições, 2016.

CLAUDINO-SALES, V. **Les littoraux du Ceará: Evolution Géomorphologique de la zone côtière de l'Etat du Ceará: du long terme au court terme**. Tese de Doutorado, Universidade Paris-Sorbonne, 2002.

CLAUDINO-SALES, V.; LIRA, M. V. Megageomorfologia do Noroeste do Estado do Ceará. **Caminhos de Geografia**, vol.4, p. 10-21, 2011.

CLAUDINO-SALES, V.; LOPES, F. L. S. Geomorfodiversidade e geomorfopatrimônio no nordeste brasileiro: geomorfossítio hídrico bica do Ipu (glint da Ibiapaba, estado do Ceará). In: CLAUDINO-SALES, V. (Org.). **Geodiversidade do Semiárido**. Sobral: Edições UVA, 2020, p. 241-269.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; GANADE DE ARAÚJO, C. E.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, 43(3), 583-597, 2013.

COSTA, L.R.F.; MAIA, R.P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, vol. 21, p. 185-206, 2020

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 1:500.000, 2019.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Mapa de Geodiversidade do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 1:500.000, 2014.

CPRM (Serviço Geológico do Brasil). **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 1:500.000, 2003.

DALY, M. C.; ANDRADE, V.; BAROUSSE, C. A.; COSTA, R.; MCDOWELL, K.; PIGGOTT, N.; POOLE, A. J. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, vol 33, p. 1–19, 2014.

DALZIEL, I. W. D. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of American Bulletin*, v. 109, p. 16–42, 1997.

DANNI, J. C. M. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras - Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 2 (2), p. 85-97, 1972.

DINIZ, S. F. **Caracterização fisiográfica e pedológica da região norte do estado do Ceará**. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Campus Rio Claro, 2010.

FAIRHEAD, J. D.; MAUS, S. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *Leading Edge*, vol. 22, p. 779–783, 2003.

FENG, M.; ASSUMPÇÃO, M.; VAN DER LEE, S. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 147, p. 315–331, 2004.

FERREIRA, M. A. **Bacia do Parnaíba**. 12a Rodada – Licitações de Petróleo e Gás. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, Rio de Janeiro, 2013. Disponível em: http://www.brasil-rounds.gov.br/round_12/portugues_R12/seminarios.asp. Acesso em: 15 jun. 2020.

FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, vol. 160, p. 108–126, 2008.

GARDNER, R.; SCOGING, H. M. **Mega-geomorphology**. Oxford: Oxford University Press, 1983.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, vol. 8, p. 57–67, 1994.

GOUDIE, A. *Encyclopedia of Geomorphology*. New York: IAG, 2004.

HARTLEY, R. W.; ALLEN, P. A. Interior cratonic basins of Africa: relation to continental break-up and role of mantle convection. **Basin Research**, vol. 6, p. 95–113, 1994.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). **Mapa de climas do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE Online, 2018. Acesso em: 15 jun. 2020.

IPLANCE (Instituto de Planejamento do Estado do Ceará). **Atlas do Ceará**. Fortaleza: IPLANCE, 1997.

LIMA, E. C. A importância das serras cristalinas no semiárido do Nordeste, especialmente no Ceará-Brasil. **Revista da Casa da Geografia de Sobral (RCGS)**, v. 16, p. 89-100, 2014.

LOPES, F. L. S. **Geoambiente e Geodiversidade na Área de Proteção Ambiental da Bica do Ipu, Ceará: desafios para a sustentabilidade**. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Vale do Acaraú, 2018.

LOPES, F. L. S.; CLAUDINO-SALES, V. Geonconservação e Geodiversidade na Área de Proteção Ambiental da Bica do Ipu-Ceará: desafios para a sustentabilidade. **Revista de Geociências do Nordeste**, vol. 5, p. 61-79, 2019.

LYELL, C. **Principles of Geology**. Chicago: The University of Chicago, vol. 1, 1990. Originalmente publicado em Londres em 1860.

MATHEZ, E. **The Earth: inside and out**. New York: New Press, 2000.

MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic, in W. Mohriak and M. Talwani, editors, *Atlantic Rift on Continental Margins*. **AGU Geophysical Monograph**, 115, p. 331-354, 2000.

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11 (4), p. 766-791, 1992.

MORAIS NETO, J. M.; PESSOA NETO, O.J.C.; LANA, C.C.; ZALAN, P.V. **Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Ceara**. Phoenix, vol. 57, p. 1-7, 2003.

MOURA-FÉ, M. M. **Evolução geomorfológica da Ibiapaba Setentrional, Ceará: gênese, modelagem e conservação**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Ceará, 2015.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U.: Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. **Marine Petroleum Geology**, 20, 351– 383, 2003.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE, 1977.

PEULVAST, J. P.; BETARD, F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil: An Overview**. Amsterdam: Springer, 2015

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian Nordeste: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, vol. 62, p. 89-122, 2004.

PEULVAST, J.P., VANNEY, J.R. **Géomorphologie structurale (Terre, corps planétaires solides)**. Vol. 2 : Relief et géodynamique. GB Science Publ. Paris: BRGM, 2002.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BETARD, F.; GUNNEL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global Planetary Change**, vol. 62, p. 39-60, 2008.

SANTOS, F. L. A.; NASCIMENTO, F. R. Mapeamento geomorfológico do planalto da Ibiapaba: enfoque nas feições morfoesculturais dos municípios de Tianguá e Ubajara-CE. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v.10, n.1, p.248-252, 2014.

SANTOS, F. L. A.; SOUZA, M. J. N. Caracterização geoambiental do planalto cuestasiforme da Ibiapaba – Ceará. **Geonorte**, Edição Especial, V.2, N.4, p.301 – 309, 2012.

SCHOBENHAUS C.: **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD 22)** (texto explicativo). Brasília: DNPM, 1975.

SOUZA, M. J. N. Compartimentação Geoambiental do Ceará. *In*: SILVA, José Borzacchiello da; CAVALCANTE, Tercia Corrêa; DANTAS, Eustógio Wanderley Corrêa (Org.). **Ceará: um novo olhar geográfico**. Fortaleza: Edições Demócrito Rocha, 2007.

SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades morfoestruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia**, vol. 1, p. 1-17, 1988.

SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. Os enclaves úmidos e sub-úmidos do semi-árido do nordeste brasileiro. **Mercator**, vol. 5(9), p. 85-102, 2006.

SOUZA, M. J. N. ; OLIVEIRA, J. G. B. ; LINS, R. C. ; JATOBA, L. . Condições Geo-Ambientais do Semi-Árido Brasileiro. Notas e Comunicações de Geografia. Serie B, Textos Didáticos , v. 15, p. 13-19, 1996.

STAMPFLI, G. M.; HOCHARD, C.; VÉRARD, C.; WILHEM, C.; VON RAUMER, J. The formation of Pangea. **Tectonophysics**, vol. 593, p. 1– 19, 2013.

TORQUATO, R. F. J. *et al.* Granitoides de Quixadá, Região de Quixadá e Solonópole. **Revista de Geologia UFC**, n.2, p. 1-18; 1989.

VAZ, P. T. *et al.* Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 253-263, 2007.