



**HAL**  
open science

## **Geomorfologia do Campo de Inselbergs de Chaval, Nordeste do Brasil**

Abner Monteiro Nunes Cordeiro, Frederico de Holanda Bastos, Lionel Siame, Danielle Lopes de Sousa Lima, Davis Pereira De Paula, Antônio Rodrigues Ximenes Neto

### ► To cite this version:

Abner Monteiro Nunes Cordeiro, Frederico de Holanda Bastos, Lionel Siame, Danielle Lopes de Sousa Lima, Davis Pereira De Paula, et al.. Geomorfologia do Campo de Inselbergs de Chaval, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2023, 24 (1), <10.20502/rbg.v24i1.2247>. <hal-04950155>

**HAL Id: hal-04950155**

**<https://hal.science/hal-04950155v1>**

Submitted on 16 Feb 2025

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire HAL, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons CC BY 4.0 - Attribution - International License

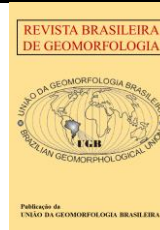


<https://rbgeomorfologia.org.br/>  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, nº 1 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2247>



Artigo de Pesquisa

# Geomorfologia do Campo de Inselbergs de Chaval, Nordeste do Brasil

## *Geomorphology of the Inselbergs Field of Chaval, Northeast of Brazil*

Abner Monteiro Nunes Cordeiro<sup>1</sup>, Frederico de Holanda Bastos<sup>2</sup>, Lionel Siame<sup>3</sup>, Danielle Lopes de Sousa Lima<sup>4</sup>, Davis Pereira de Paula<sup>5</sup> e Antônio Rodrigues Ximenes Neto<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geografia, Centro de Ensino Superior do Seridó, Caicó, Brasil, E-mail: [abner.cordeiro@ufrn.br](mailto:abner.cordeiro@ufrn.br)

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

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

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

<sup>3</sup> Université Aix-Marseille, Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Aix-En-Provence, França, E-mail: [siame@cerege.fr](mailto:siame@cerege.fr)

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

<sup>4</sup> Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil, E-mail: [danielle.llopes@hotmail.com](mailto:danielle.llopes@hotmail.com)

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

<sup>5</sup> Bolsista Produtividade em Pesquisa 2 (CNPq), Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil, E-mail: [davis.paula@uece.br](mailto:davis.paula@uece.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8298-7720>

<sup>6</sup> Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Fortaleza, Brasil, E-mail: [ximenes.neto@uece.br](mailto:ximenes.neto@uece.br)

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3246-7022>

Recebido: 08/06/2022; Aceito: 18/11/2022; Publicado: 31/03/2023

**Resumo:** A exumação de granitos brasileiros na Província Borborema, apresentando dimensão, forma e natureza variadas, tem revelado um diversificado mostruário geomorfológico. Dentre esses batólitos destaca-se o Granito Chaval, localizado no Subdomínio Médio Coreaú (Setor NW do Estado do Ceará), constituindo um campo de *inselbergs* em ambiente estuarino, parcialmente recoberto por sedimentos cenozoicos no seu entorno. O presente trabalho tem como objetivo apresentar uma descrição morfológica das macro e micro formas relacionadas ao Granito Chaval, assim como contribuir com uma interpretação morfogenética a partir dos eventos tectônicos cretáceos e pós-cretáceos, as variações eustáticas e o papel litostrutural do batólito na formação de feições como *inselbergs* dômicos, *gnammas*, *flared slopes*, *karrens* e *boulders*.

**Palavras-chave:** Relevos graníticos; Domínio Médio Coreaú; Semiárido brasileiro.

**Abstract:** The exhumation of Brasileiro granites in the Borborema Province, with different dimensions, shape and nature, has revealed a diversified geomorphological sample. Among these batholiths, the Chaval Granite stands out, located in the Middle Coreá Subdomain (NW Sector of the State of Ceará), constituting a field of inselbergs in an estuarine environment, partially covered by Cenozoic sediments in its surroundings. The present work aims to present a morphological description of the macro and micro forms related to the Chaval Granite, as well as to contribute with a morphogenetic interpretation based on the Cretaceous and Post-Cretaceous tectonic events, the eustatic variations and the lithostructural role of the batholith in the formation of features such as domic inselbergs, gnammas, flared slopes, karrens and boulders.

**Keywords:** Granitic reliefs; Middle Coreá Subdomain; Brazilian semiarid.

---

## 1. Introdução

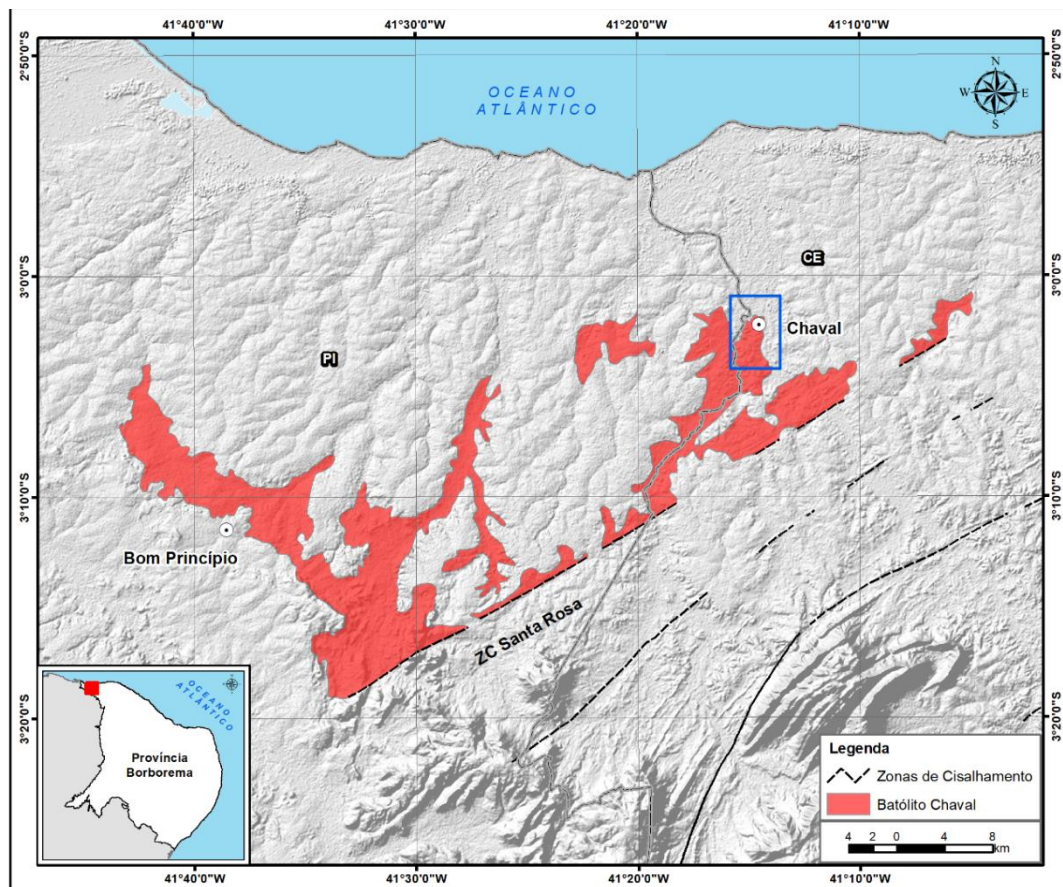
Os granitoides representam unidades litológicas de importância singular para a geomorfologia, tendo em vista a vasta diversidade de formas associadas e que podem ocorrer nos mais diversos contextos climáticos da Terra (TWIDALE; ROMANI, 2005; MIGÓN, 2006a). Os aspectos estruturais e a composição mineralógica condicionam diferentes tipos de micro e macroformas (MIGÓN, 2006b; BASTOS et al, 2022).

A exumação de plútons graníticos, na Província Borborema-PB, de dimensão, forma e natureza variada, provenientes da Orogênese Brasileira (FETTER et al., 2000; ANGELIM et al., 2003), tem revelado um diversificado mostruário de macro e microformas graníticas, como por exemplo, maciços, *inselbergs*, *lajedos*, *flared slopes*, *gnammas*, *tafoni* e *karren* (MAIA et al., 2018), cuja origem e desenvolvimento estão associados ao intemperismo, tanto em subsuperfície quanto em superfície, condicionadas pela pré-disposição mineralógica e existência de planos de deformação dúcteis e rúpteis (MIGÓN, 2006a; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 1994).

Localizado na porção NW do Estado do Ceará, o Domínio Médio Coreá (DMC) foi formado durante a aglutinação do Gondwana (ANGELIM et al., 2003) e apresenta uma diversidade de corpos graníticos de origem, dimensão e evolução tectônica diversificada, datados do Proterozoico ao Cambriano Inferior, com maior incidência relacionada ao Neoproterozoico, e alojamentos vinculados a importantes zonas de cisalhamento *strike-slip* (SANTOS, et al., 2008; GORAYEB; LIMA, 2014), que correspondem a grandes eixos térmicos, ao longo das quais ascenderam e se posicionaram os plútons graníticos (BRITO NEVES; CORDANI, 1991).

O embasamento paleoproterozoico do DMC, com ~10.000 km<sup>2</sup> (FETTER et al., 1997), foi afetado por intensas deformações, metamorfismo e sucessão de pulsos magmáticos durante a Orogênese Brasileira, no Neoproterozoico (TORQUATO, 1995; SANTOS et al., 2004), sendo caracterizado por sequências de grabens e horts separados por zonas de cisalhamento de direção NE (COSTA et al, 1979). No Estado do Ceará, essa orogênese foi responsável pela estruturação de grandes suítes migmatítica-graníticas e bacias intracratônicas, marcando vários episódios de deformação, atividades vulcânicas e intensa injeção de magmas (FETTER et al., 2000), tendo como resultado a formação de rochas extrusivas e corpos graníticos diversos (SANTOS et al., 2008).

Dentre os corpos graníticos do DMC, destaca-se o Granito Chaval (Figura 1), de dimensões batolíticas (~2.000 km<sup>2</sup>), datado do Ediacariano (~591 ± 10 Ma) (ARAÚJO et al., 2012), que intrudiu os ortognaisses do Complexo Granja e, principalmente, as supracrustais do Grupo Martinópolis (SANTOS et al., 2008; PINÉO et al., 2018).

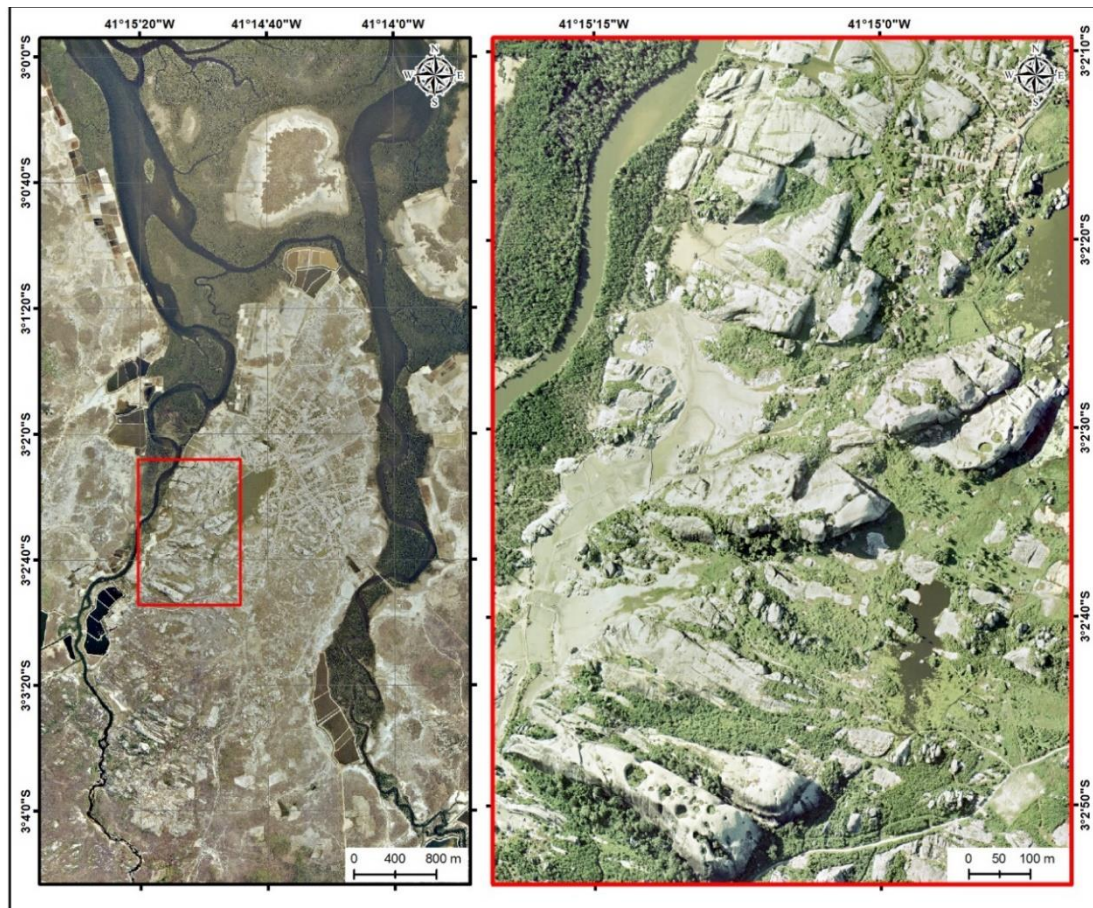


**Figura 1.** Localização do Batólito Chaval. Quadrícula azul: campo de *inselbergs* de Chaval, Ceará. Fonte: elaborado a partir de dados SRTM e dados geológicos que constam nos trabalhos de Pinéo et al. (2018) e Santos et al. (2021).

Esse batólito aflorante (Figura 2), próximo à zona costeira dos Estados do Ceará e Piauí, tendo como localidades de referência os municípios de Chaval-CE e Bom Princípio-PI, está diretamente relacionado ao pulso magmático sin a tardi-orogênico (GORAYEB; LIMA, 2014), que originou a Suíte Intrusiva Chaval, limitada a SE pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa-ZCSR, de direção NE-SW (PINÉO et al., 2018), que serviu de duto crustal à intrusão. Esse corpo granítico encontra-se, recoberto, parcialmente, no Estado do Ceará, por sedimentos fluvio-marinhos holocênicos, ao norte, e continentais, associados ao Grupo Barreiras (PINÉO et al., 2018), datado do Mioceno, ao sul.

A ação denudacional cenozoica sobre o Batólito Chaval foi responsável pela formação de um conjunto de relevos residuais (campo de *inselbergs* de Chaval), situados no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Timonha, já em ambiente estuarino, que apresenta um rico mosaico de macro e microformas graníticas, com destaque para os *inselbergs* dômicos (>30m), marcados por feições de dissolução (*gnammas*) de dimensões decamétricas.

Tendo em vista a singularidade paisagística desse campo de *inselbergs* do Batólito Chaval/CE, o presente trabalho tem como objetivo apresentar uma descrição morfológica das macro e microformas, com destaque para as *gnammas*, em função da sua representatividade, assim como também contribuir com a interpretação morfogenética desses relevos graníticos.



**Figura 2.** Localização da área objeto de estudo e em detalhe parte do campo de *inselbergs* de Chaval, Ceará. Fonte: ortofotocarta (Cena 616-C), que compõem a base cartográfica do Pólo Ceará Costa do Sol, na escala 1:20.000 e 1:2.000 (CEARÁ, 2009).

## 2. Área de Estudo

A área de estudo está localizada no baixo curso dos rios Timonha (Ceará) e Ubatuba (CE/PI). Esses cursos fluviais apresentam perfil longitudinal abrupto, percorrendo ~60 km desde o alto curso, situado nos setores setentrionais do *glint* da Ibiapaba (~750 m), até se encontrar com o mar, na sua foz. No baixo curso, a rede de drenagem dos rios Ubatuba e Timonha se organizou sobre terrenos graníticos do Batólito Chaval, apresentando canais com algumas anomalias (e.g. cotovelos de drenagem, retinidade de canais e trechos de meandros comprimidos), preferencialmente, associadas com contatos litológicos e/ou com zonas de cisalhamento (BELARMINO; BASTOS, 2021). O campo de *inselbergs* de Chaval constitui o divisor de águas das bacias dos rios Timonha e Ubatuba, no baixo curso, no setor da foz do Ubatuba, quando este deságua no Timonha (Figura 3).

O Granito Chaval é uma rocha porfirítica leucocrática (< 30-37% de minerais máficos) com textura inequigranular, constituída por fenocristais euédricos a subédricos de microclínio de até 8 cm (fenocristais de álcali-feldspatos), em proporções que variam entre 5 e 15% do total modal da rocha (NOGUEIRA, 2013), envolvidos por matriz fanerítica grossa, reunindo plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita, de forma majoritária (ARAGÃO; GORAYEB; GALARZA, 2020), onde é frequente a presença de xenólitos e concentrações de biotita em formas irregulares (*schlieren*), cuja classificação petrográfica, o situa como granito, com extensão para os campos do monzogranito e sienogranito porfirítico (SANTOS et al., 2008; GORAYEB; LIMA, 2014).



**Figura 3.** Vista parcial da sede do municipal de Chaval, localizada entre os rios Ubatuba e Timonha. Os *inselbergs* encontram-se em diversos setores da sede municipal e em contato direto com o estuário colonizado por manguezal. Fonte: arquivo dos autores (2021).

Especificamente no Estado do Ceará, o Granito Chaval constitui um campo de *inselbergs*, em ambiente estuarino, onde diversos setores mantêm contato direto com geofáceis do manguezal (apicum e salgado), o que o torna um ambiente de exceção regional, pois os campos de *inselbergs* do semiárido brasileiro, desenvolvem-se em superfícies erosivas típicas de paisagens sertanejas recobertas por caatingas, a exemplo, os campos de *inselbergs* de Quixadá (CE), Patos (PB) e Milagres (BA).

### 3. Materiais e Métodos

As etapas metodológicas deste trabalho tiveram como base levantamentos bibliográficos sobre a geologia do NW da Província Borborema, em especial do DMC, com ênfase na granitogênese, sendo uma etapa fundamental para o entendimento geológico no qual está inserida a área de trabalho, além de ampla revisão sobre a gênese e evolução de relevos graníticos.

As incursões de campo objetivaram a identificação e análise das macro e microformas graníticas, em escala de detalhe, além de estabelecer associações entre determinadas formas graníticas, como, por exemplo, as *gnammas*, como os enclaves máficos e os megacristais de K-feldspato. Nessas etapas de campo também foram realizados sobrevoos com drone visando otimizar o acervo fotográfico e subsidiar a interpretação geomorfológica.

A edição do mapa de localização do Batólito Chaval, elaborado em ambiente SIG, através do *software* QGIS 2.18.4, resultou de uma correlação de dados vetoriais (.shp) da Suíte Intrusiva Itaporanga e Chaval que constam, respectivamente, nos mapa geológico da Província Borborema (SANTOS et al., 2021) e na Folha Chaval SA.24-Y-C-II (PINÉO et al., 2018), disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil/CPRM.

As estruturas de deformação rúpteis, utilizadas para confecção do diagrama de roseta, a partir do *software* OpenStereo, o qual indica as orientações preferenciais das falhas do Granito Chaval, foram extraídas manualmente, a partir da ortofotocarta (Cena 616-C), que compõe a base cartográfica do Pólo Ceará Costa do Sol, na escala 1:20.000. A vetorização das estruturas rúpteis do Granito Chaval teve como objetivo estabelecer conexões entre a ação da tectônica e as áreas mais susceptíveis à meteorização química do Batólito Chaval.

## 4. Resultados

### 4.1. Paisagens Graníticas do Batólito Chaval/CE

A diversidade morfológica do campo de *inselbergs* de Chaval se deve à influência dos aspectos litológicos, associados à origem do magma, e estruturais, relacionados às principais deformações tectônicas regionais com destaque para a Orogênese Brasileira (BRITO NEVES; SAMTOS; SCHMUS, 2000), a separação do Megacontinente Gondwana (MATOS, 2000) e os movimentos flexurais cenozoicos (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2006; CLAUDINO SALES, 2016). Por outro lado, a ação denudacional cenozoica, principalmente pós-miocênica, também possui importante papel na formação do atual mosaico paisagístico. O Mioceno marca o início de um período de predomínio de semiaridez climática regional com intensos ciclos erosivos (HARRIS; MIX, 2002), que podem ser representados no setor costeiro no DMC através dos sedimentos conglomeráticos da Formação Camocim (PINÉO et al., 2018).

As propriedades estruturais e litológicas das rochas graníticas, a exemplo da composição mineral, textura, tamanho dos cristais e a densidade dos planos de deformação, as quais variam em uma mesma intrusão, são fundamentais para compreender a seletividade do intemperismo e a proeminência das formas graníticas (MIGÓN, 2006a). A ação dos processos denudacionais depende das propriedades físico-químicas das rochas, sob a ação de diferentes condições climáticas (PENTEADO, 1983; GERRARD, 1988), o que se reflete nas diferentes feições geomorfológicas do Granito Chaval.

As rochas graníticas são compostas por quantidades significativas de cristais de quartzo, que apresentam fraca solubilidade, além de feldspato e biotita, que são mais solúveis (PENTEADO, 1983). A heterogeneidade de minerais, no granito, reflete-se nas características químicas, texturais e na densidade e padrão de fraturamento, proporcionando diferentes padrões morfológicos (TORQUATO et al., 1989; VIDAL ROMANÍ; TWIDALE, 2010).

Dada a baixa porosidade das rochas graníticas, os planos de deformação rúpteis têm uma influência controladora nos processos de meteorização, pois a permeabilidade cresce, sensivelmente, com densidade de fraturamento, produzindo, geralmente, morfologias, especificamente, controladas pela estrutura (VIDAL ROMANÍ, 1984; TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). No entanto, quando o granito apresenta, localmente, enriquecimento em minerais máficos (e.g. biotita), em concentrações de forma irregular (*schlieren*), que lhe confere uma menor coesão física, proporcionando setores de fragilidade, a meteorização termoclástica, e uma maior solubilidade (PECH, 1999), microformas de dissolução são esculpidas (e.g. *gnammas* e *karrens*), com o avanço intempérico, tanto na superfície somital do maciço residual quanto nos esarpamentos.

O curso e a taxa de intemperismo, em rochas graníticas, são influenciados pela densidade dos planos de deformação, especialmente ortogonais, assim como pela composição mineral, textura, especialmente pelo tamanho dos cristais (e.g. megacristais euédricos de K-feldspato), e pela natureza física, química e biótica da água invasora (CAMPBELL, 1997). Portanto, o intemperismo tem importância primordial no desenvolvimento de formas graníticas.

Diante do exposto, o Batólito Chaval apresenta diversos componentes litoestruturais e formas graníticas que são interdependentes, sendo as trajetórias de gênese dessas formas, derivadas da integração dialética entre os processos de meteorização, condicionados pelas características geológicas do embasamento granítico, e a subsequente erosão superficial, responsável pela remoção dos detritos friáveis. Dentre o mostroário de formas graníticas identificadas na área de estudo, destacam-se: *inselbergs*, *lajedos*, *boulders*, *gnammas*, *karrens* e *flared slopes*.

## 4.2. Diversidade Morfológica

### 4.2.1. Macroformas – Inselbergs e Lajedos

A manutenção de *inselbergs* e lajedos, desenvolvidos através do intemperismo em condição epigênica e alçados topograficamente por processos denudacionais (MABBUTT, 1961), deve-se à baixa densidade de estruturas de deformação rúpteis e ao enriquecimento em quartzo e/ou feldspato potássico, envolvidos por uma matriz de massa granular fina, associados à ausência de biotita (MIGÓN, 2006a; PENTEADO, 1983). Esse contexto dificulta a saprolitização, de forma a conservar a rocha fresca. Assim, os fatores litoestruturais, herdados das fases de intrusão, são considerados os principais componentes do desenvolvimento das macroformas graníticas (e.g. *inselbergs* e lajedos), determinando, tanto em subsuperfície quanto em superfície, a intensidade dos processos denudacionais (RÖMER, 2007; VIDAL ROMANÍ, 2008).

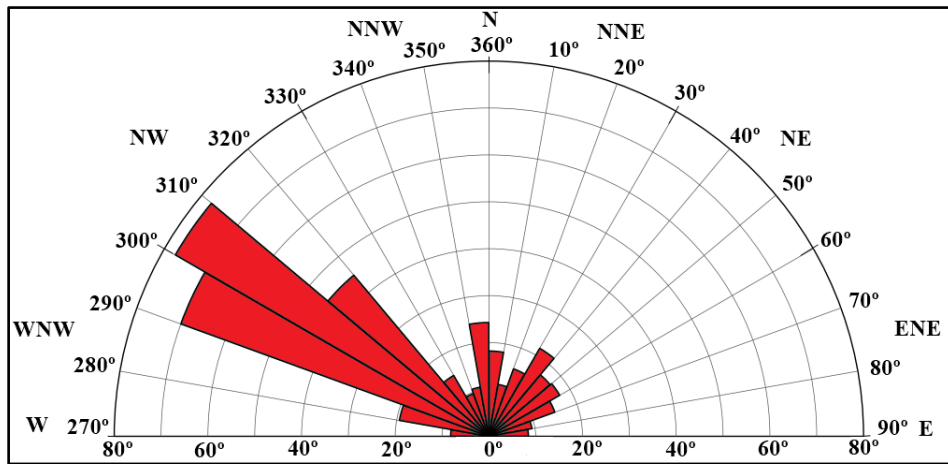
A exposição dos *inselbergs* e lajedos, na superfície do Batólito Chaval, que variam em dimensão e altura, bem como em contornos geométricos, demonstra a importância do controle litoestrutural na distribuição espacial dessas formas, as quais apresentam altitudes máximas de ~35 m. Essas macroformas apresentam-se desprovidas de recobrimento vegetal, mas, pontualmente, observam-se vegetação arbórea (e.g. *Copernicia prunifera*) e arbustiva, além de Bromeliaceae, Cactaceae e espécies herbáceas (ARAÚJO; OLIVEIRA; LIMA-VERDE, 2008), que ocorrem, predominantemente, nas *gnammas* e fissuras, principalmente, na superfície somital, e nas fraturas que os seccionam (Figura 4).



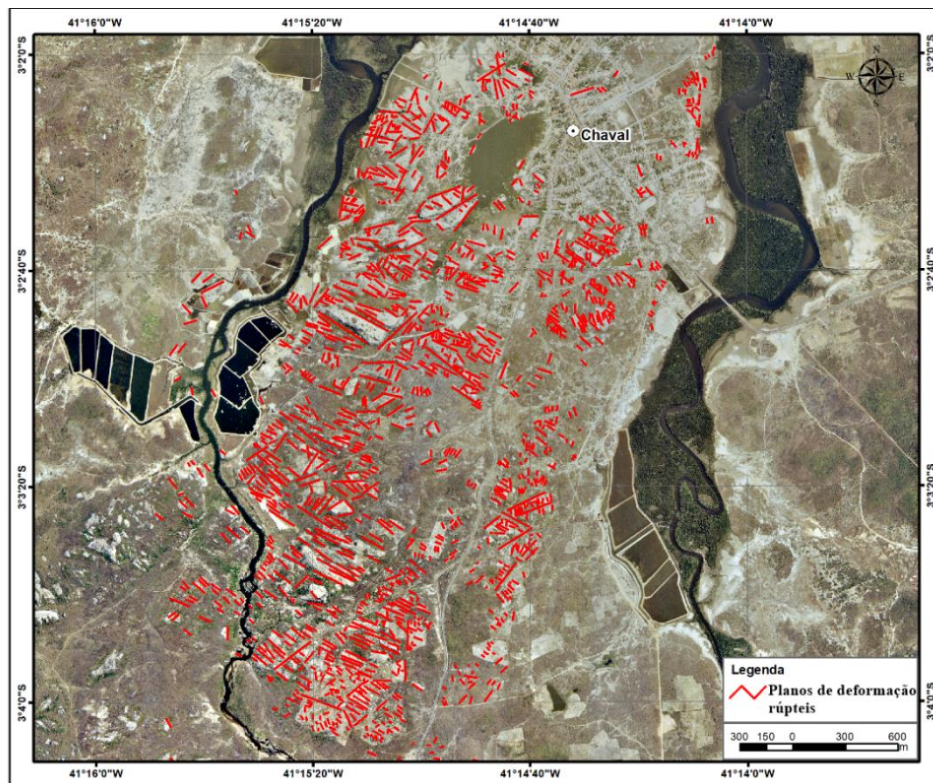
**Figura 4.** *Gnammas* no Granito Chaval com recobrimento vegetal de porte arbóreo, arbustivo e herbáceo, além de Bromeliaceae e Cactaceae (Chaval-CE). Foto: autores (2021).

O menor adensamento dos planos de deformação, em determinados setores do Batólito Chaval, e o peso da constituição mineralógica, com destaque para o enriquecimento em minerais félsicos como plagioclásio (~30%), quartzo (~29%) e microclínio (~25%), perfazendo mais de 80% do granito, em detrimento dos constituintes máficos, a exemplo da biotita (~16%) (NOGUEIRA, 2013; ARAGÃO; GORAYEB; GALARZA, 2020), apresentam-se como elementos decisivos na manutenção, dessas formas residuais.

A ação da tectônica cretácea, na área do Batólito Chaval, também merece destaque, tendo em vista a existência de estruturas de deformação rúpteis de orientação, predominante, NW-SE (~31%), seguida da direção WNW-ESE (~27%) (Figura 5). Esse contexto estrutural (Figura 6) foi responsável pelo condicionamento da dissecação através de áreas susceptíveis à meteorização química, que, conseqüentemente, foram rebaixadas. A densidade do fraturamento determina os padrões de meteorização e, portanto, a morfologia e a magnitude do relevo granítico (TWIDALE, 1993). Dessa forma, constata-se na área de estudo um nítido controle estrutural dos *inselbergs* dômicos que se apresentam, preferencialmente, no sentido NW-SE.

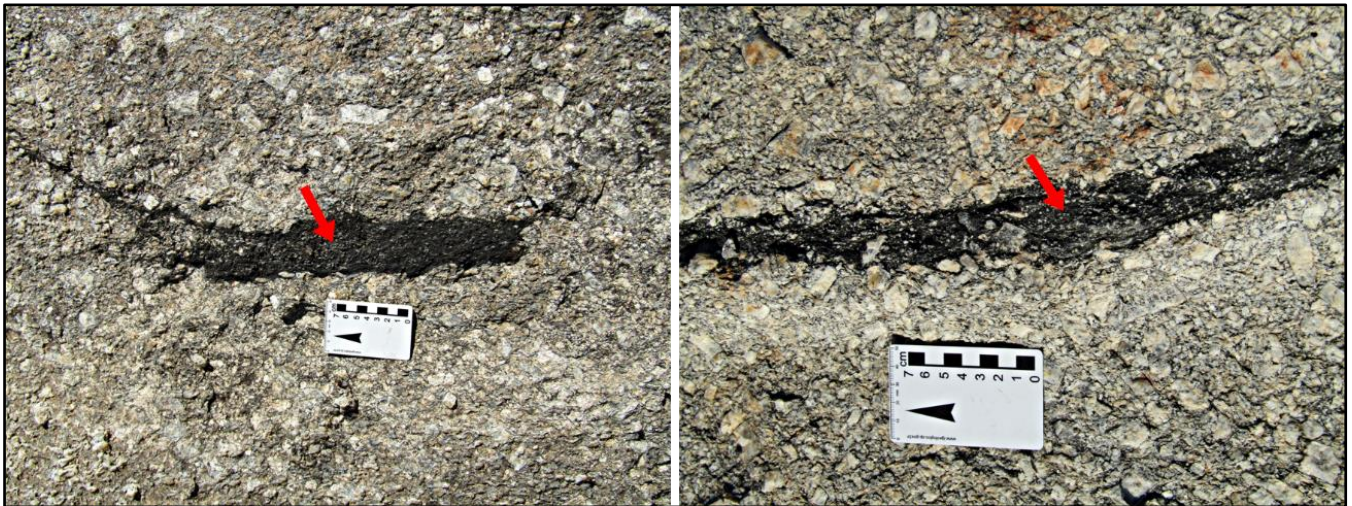


**Figura 5.** Diagrama de roseta mostrando as orientações preferenciais das estruturas de deformação rúpteis no Batólito Chaval, extraídas do campo de *inselbergs* de Chaval-CE. Fonte: elaborada pelos autores (2022).



**Figura 6.** Distribuição de planos de deformação rúpteis (fraturas) no batólito aflorante de Chaval, Ceará. Fonte: elaborada pelos autores (2022).

A textura porfirítica do Granito Chaval representada, principalmente, por fenocristais de k-feldspato, sendo alguns  $\geq 6$  cm e com microfaturas, envolvidos em matriz fanerítica, e com inclusões de biotita (*schlieren*) (Figura 7), encontradas esporadicamente, representando, provavelmente, restitos de rochas encaixantes (GORAYEB; LIMA, 2014), proporciona maior sensibilidade à meteorização química e, a consequente perda de coesão granular, viabilizando a evacuação dos detritos friáveis (VIDAL ROMANÍ; TEMIÑO, 2004). O elevado grau de solubilidade do feldspato e da biotita viabiliza a desagregação granular físico-químico, comprometendo, assim, a integridade física da rocha (PENTEADO, 1983).



**Figura 7.** Enclaves de biotita (seta vermelha) de forma irregular em granito porfirítico caracterizado por fenocristais de k-feldspato (Chaval-CE). Foto: autores (2021).

Na ausência das estruturas de deformação rúpteis no contexto específico dos *inselbergs* dômicos, o tamanho dos fenocristais e as intrusões de biotita ajudam a explicar a evolução de cavidades superficiais tais como *gnammas* e *karrens*.

Os ciclos de cristalização-dissolução de sais solúveis (e.g. NaCl), transportados pelas águas fluviais e/ou meteóricas ou pelo vapor d'água, através das fissuras no granito ou acumulados nos poros dos mesmos, também, provocam a perda de coesão granular e o aumento da porosidade, proporcionando no Granito Chaval, a diminuição da resistência mecânica e a sua fragmentação superficial progressiva. Esses danos à rocha dependem dos ciclos de cristalização-dissolução e do mecanismo de intemperismo, o qual depende das condições de temperatura e umidade (LOBO, 2008; FERREIRA, 2011).

Já o aspecto convexo (dômico) dos *inselbergs* está associado às características estruturais do Granito Chaval (Figura 8), que em condições epigênicas condicionaram os padrões do intemperismo e, portanto, a morfologia e a altitude das formas do relevo granítico. Em superfície, a ausência de fraturas ou fissuras, em determinados *inselbergs*, inviabilizam a infiltração das águas, que escoam superficialmente, retardando, assim, a dissecação das escarpas. Para Migón (2006b), as estruturas de deformação rúpteis condicionam a movimentação das águas subterrâneas através do corpo rochoso, fazendo com que o intemperismo atue de forma mais eficiente, atacando, preferencialmente, os lados e as bordas do substrato de subsuperfície, proporcionando o arredondamento progressivo do bloco e a aparência de multiconvexa típica de muitas paisagens graníticas.



**Figura 8.** Forma convexa de *inselberg* (Chaval-CE). Foto: autores (2021).

#### 4.2.2. Microformas de dissolução – *Gnammas*, *Karrens* e *Flared Slopes*

As bacias de dissolução (*gnammas*) constituem pequenas depressões fechadas com formas e dimensões variadas, podendo ser circulares, elípticas ou irregulares, com diâmetro geralmente de ordem decimétrica a métrica (CAMPBELL, 1997), apresentando ou não vertedouro. No caso da área de estudo, as *gnammas* chegam a atingir dimensões decamétricas na superfície somital dos *inselbergs*, sendo desenvolvidas a partir do ataque da meteorização química seletiva, preferencialmente, nos setores de maior concentração de biotita e fenocristais de álcali-feldspatos (Figura 9), os quais conferem ao Granito Chaval menor coesão física, proporcionando setores de fragilidade, sendo, assim, elementos decisivos na sensibilidade à meteorização.



**Figura 9.** *Gnamma* decamétrica com vegetação de porte arbóreo na superfície somital de *inselberg* (Chaval-CE). Foto: autores (2021).

Embora a presença de minerais máficos e a dimensão e o percentual de megacristais de microclina (~15% do total modal da rocha) sejam determinantes no entendimento dos processos de alteração, estes não são os únicos. Devem-se destacar outros condicionantes, como, por exemplo: a textura porfirítica, que proporciona uma maior porosidade; as microfissuras verificadas em alguns fenocristais de k-feldspato (Figura 10), às quais auxiliam na permeabilidade e retenção da umidade e consequentemente no potencial de dissolução; e os elevados níveis de sais, tendo em vista a localização do Granito Chaval em ambiente estuarino, que através dos ciclos de cristalização-dissolução, provocam a perda de coesão granular e o aumento da porosidade; além de fissuras que viabilizam a meteorização da rocha, na medida em que condicionam a circulação de fluidos no seu interior.

A exposição superficial de corpos graníticos com depressões circulares horizontalizadas, sem ocorrência das mesmas sob mantos de intemperismo, direcionam para uma interpretação evolutiva superficial, em função do acúmulo e da ação prolongada da água, e dos sais em solução, a alterar silicatos, principalmente, micas e feldspatos, constituindo, assim, as *gnammas* (TWIDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005). Além desses fatores, a existência de fraturas/fissuras pode explicar a ocorrência e o alinhamento de *gnammas* (SILVA; CORRÊA; AMORIM, 2017). No entanto, as bacias de dissolução, observadas na área de estudo, em sua maioria, não estão associadas, geneticamente a estruturas de deformação rúpteis, e sim as concentrações de minerais máficos e a desagregação granular dos fenocristais de k-feldspato, proporcionada tanto pela hidratação da biotita quanto pela cristalização de sais solúveis.



**Figura 10.** Imagens de fenocristais euédricos com formas retangulares e hexagonais. Em A, B e C nota-se os microfissuras nos fenocristais. Em C e D os fenocristais estão envolvidos por fitas de quartzo. Foto: autores (2021).

Hall e Phillips (2006) observaram que as *gnammas* originam-se em depressões incipientes fechadas, onde a água se acumula após as precipitações pluviométricas. Enquanto as superfícies circundantes logo secam, nas

depressões escavadas, por descamação e/ou desagregação granular (WARD, 2006), a água permanece por um período mais prolongado e, conseqüentemente, a umidade (HALL; PHILLIPS, 2006).

A presença de água fornece um local específico para a meteorização química prolongada, sendo a depressão ampliada e aprofundada (GOUDIE; MIGÓN, 1997). À medida que as *gnammas* se desenvolvem, por dissolução e desintegração granular, podem coalescer com outras vizinhas ou atingir limites articulados horizontalmente ou verticalmente, respectivamente, no domo ou nas escarpas dos *inselbergs*, e assim, drenar o excedente de água e os sólidos em suspensão, através dos vertedouros (MAIA et al., 2018).

A parte basal de algumas *gnammas* de Chaval, frequentemente, é constituída por grãos arredondados de quartzo e microclina de granulometria variando entre média e grossa (Figura 11), e por material de granulação mais fina (e.g. silte e argila), além de quantidades variáveis de matéria orgânica. A possibilidade de transbordamento sazonal dessas bacias em períodos chuvosos, permite interpretar que parte das partículas menores (argila e silte) possam ser evacuadas pela água em situação de suspensão durante eventos de chuvas torrenciais.



**Figura 11.** Amostra de material do interior das *gnammas* de Chaval-Ceará. Foto: autores (2021).

O manto de alteração de espessura variável, assim como a umidade dentro das maiores *gnammas* (de dimensões decamétricas) é responsável pela colonização de vegetação arbórea (e.g. *Copernicia prunifera*) e arbustiva, além de Bromeliaceae, Cactaceae e espécies herbáceas, identificadas no topo do domo dos *inselbergs* mais elevados de Chaval. Nas *gnammas* de menor profundidade e dimensão, e nas fissuras dos lajedos predominam *Bromeliaceae* e *Cactaceae*, com ou sem espécies herbáceas circunvizinhas.

Na área de estudo, as maiores *gnammas* ocorrem no topo convexo dos *inselbergs*, cuja dimensão aumenta de acordo com a altitude. Os *inselbergs* com altura entre 20 e 30 m apresentam as maiores *gnammas*, cujo comprimento pode chegar a quase 50 m, em casos específicos (Figura 12). Nos domos mais baixos (entre 10-15 m), o desenvolvimento de *gnammas* é incipiente. Esse contexto indica que a evolução de bacias de dissolução está diretamente relacionada à manutenção dos domos. Dessa forma, os domos mais elevados e, conseqüentemente, mais antigos, viabilizaram um maior tempo para a evolução das *gnammas*.



**Figura 12.** *Gnammas* em estágio avançado de formação, localizadas na superfície somital dos inselbergs de Chaval, Ceará. Foto: autores (2021).

É importante destacar que o topo convexo dos *inselbergs* de Chaval apresenta topografia relativamente horizontalizada, que permitiu o acúmulo de água e material orgânico, configurando condição ideal para a aceleração evolutiva das *gnammias* através de processos de dissolução. A manutenção da umidade dentro das bacias, também, contribuiu para o desenvolvimento de paredes côncavas (*flareds*) no seu entorno (Figura 13).



**Figura 13.** *Gnamma* com parede côncava de declive negativo (*flared*), onde o ombro marca o nível da superfície do *inselberg* antes da remoção do material intemperizado. Foto: autores (2021).

Em algumas vertentes dos *inselbergs* de Chaval, as condições topográficas permitiram o desenvolvimento incipiente de caneluras (*karrens*) e, conseqüentemente, de *gnammas* em cascata, seguindo um modelo similar ao descrito por Branner (1962) para os *inselbergs* de Quixadá-CE. Cabe destacar que essas *gnammas* são bem menos desenvolvidas do que aquelas situadas nos topos dos domos residuais.

Já os *karrens* são incisões lineares verificadas nas escarpas dos corpos rochosos, podendo ser encontrados, tanto na superfície somital dos *inselbergs* de Chaval, constituindo vertedouros de *gnammas* (Figura 14), geralmente associados a veios horizontais de pegmatitos de granulação grossa (Figura 15), como nos escarpamentos, onde formam canais incisos de escoamento superficial de padrão paralelo, controlados pela gravidade e direção da inclinação, não sendo observado controle estrutural nesses casos. No entanto, em determinados segmentos das encostas, onde a declividade é mais acentuada, essas incisões lineares, rasas e estreitas, desaparecem.



**Figura 14.** Sucos verticais de erosão química (*karrens*), de baixa sinuosidade, dispostos paralelamente do topo a base do *inselberg* (Chaval-CE). Foto: autores (2021).

Os *karrens* são sulcos superfícies de rochas inclinadas, provenientes de processos de dissolução, variando em tamanho, profundidade e largura, além de apresentar baixa sinuosidade (MIGÓN, 2006a; MAIA; NASCIMENTO, 2018). Goldie (2006) associa a evolução das caneluras à intensidade dos processos químicos que atacam o corpo rochoso em superfície, assim como às variações faciológicas da rocha e a declividade.

Na área de estudo a formação e o desenvolvimento de *karrens* está associada, principalmente, à textura porfirítica e às variações faciológicas do Granito Chaval, assim como com a presença de *gnammas*, dispostas e alinhadas nas escarpas dos *inselbergs*, segundo a orientação do escoamento superficial, principalmente daquelas com recobrimento vegetal, denunciando assim a importância da ação corrosiva do ácido húmico (erosão química), na gênese e no aprofundamento dessas feições lineares.



**Figura 15.** (A) Veios de pegmatitos (setas vermelhas), associados ao desenvolvimentos de *karrens*, no domo do *inselberg*. (B) Destaque de veio centimétrico de pegmatito associado a vertedouro de *gnamma*. (C) Destaque de granulação grossa de veio de pegmatito, com megacristais de quartzo (Chaval-CE). Foto: autores (2021).

Nos *inselbergs* de Chaval, de forma pontual, também foram identificadas feições de dissolução, bem desenvolvidas e íngremes, associadas à superfície de meteorização epigênicas, as *flared slopes*, localizadas em setores intermediários a basais das escarpas dos *inselbergs*, cujo ombro que está ~25 m acima da plataforma rochosa, marcando, assim, o nível da superfície do terreno antes da remoção do material intemperizado e exposição da frente de intemperismo lisa e côncava (Figura 16).

Migón (2006b) afirma que as *flared slopes* são concavidades basais de inclinação ou saliências, sendo observadas de forma mais frequente em afloramento graníticos (e.g. *inselbergs* e *bornhardts*) e, podendo ocorrer em diferentes níveis altimétricos e se prolongar lateralmente. Para o autor, quanto mais desenvolvidas forem as *flared slopes*, mais altas e íngremes elas serão, sendo necessário, para isso ocorrer, um longo período de estabilidade tectônica, para a escarpa ser atacada na base, pelo intemperismo subsuperficial (TWIDALE; CAMPBELL 1993).



**Figura 16.** Paleoníveis de meteorização epigênica – *flared slope* (Chaval-CE). Foto: autores.

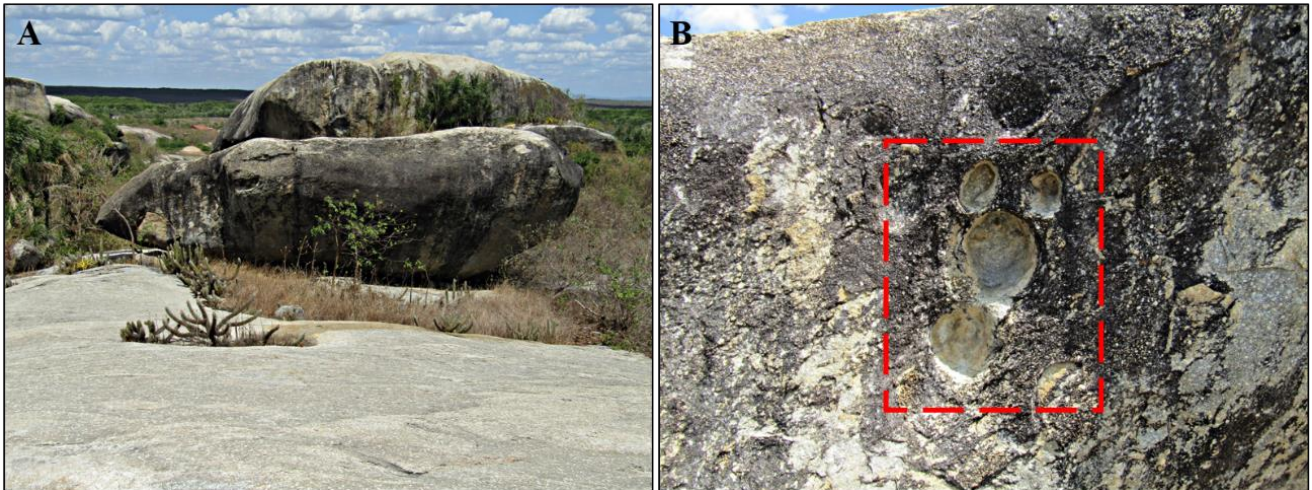
Maia e Nascimento (2018) afirmam que os *flared slopes* correspondem a reentrâncias situadas, preferencialmente, em um dos setores intermediários a basais das escarpas dos *inselbergs*, associados a paleoníveis de dissolução em subsuperfície e exumados por processos denudacionais seletivos, através da remoção da cobertura inconsolidada.

No caso específico dos *flareds* encontrados na área de estudo, pode-se inferir que os *flareds* basais (na base dos *inselbergs* dômicos) pode ter origem relacionada à influência basal das marés, enquanto que os *flareds* situados dentro das *gnammas* se devem à ação erosiva, proporcionada pela umidade acumulada nas depressões circulares.

#### 4.2.3. Microformas associadas com blocos graníticos – *Boulders e Split Rocks*

Ao longo da base dos *inselbergs*, assim como esporadicamente, sobre os lajedos, verificam-se *boulders* decamétricos, de várias formas e graus de arredondamento (Figura 17), os quais chegam a se dividir ao longo de estruturas de deformação vertical e central, constituindo os *split rocks* (Figura 18).

Os *boulders* constituem microformas residuais às quais evidenciam a existência pretérita de fases pedogenéticas, derivadas de climas tropicais mais úmidos (MAIA et al., 2018), que proporcionaram a formação de feições saprolíticas sob mantos de alteração, e de períodos morfogenéticos responsáveis pela remoção das frações mais finas (*grus*) resultantes da meteorização inicial, expondo, assim, o saprólito (MAIA et al., 2015), constituído por blocos rochosos residuais de dimensão até decamétrica, a exemplo dos *boulders*, podendo ser encontrados de maneira isolada ou aglomerada em diferentes configurações topográficas (TWIDALE, 1993).



**Figura 17.** (A) Bloco saprolítico de granito (*Boulder*), localizado sobre lajedo (Chaval-Ce). (B) Microfeições de dissolução em estágio inicial (alvéolos), dispostas na parede de *boulder* granítico. Foto: autores (2021).

Os *split rocks* do campo de *inselbergs* de Chaval são pouco numerosos, porém, bastante didáticos (Figura 18). Os *boulders*, uma vez expostos, tornam-se susceptíveis a diferentes processos intempéricos, podendo ao longo de falhas/fissuras verticais pré-existentes se dividir em duas ou mais partes, passando a ser denominado de *split rock* (TWILDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).



**Figura 18.** Microforma de fraturamento (*split rock*) em *boulder* granítico (Chaval-CE). Foto: autores.

As estruturas de deformação rúpteis presentes nos *boulders* são exploradas pelos processos de meteorização, que enfraquecem a coesão entre as duas massas adjacentes, fazendo com que as fraturas se alarguem. Assim, a menos que os blocos se localizem sobre bases planas, o peso das duas partes de massa separadas pela fratura faz com eles se afastem, proporcionando o rompimento dos *boulders* (TWILDALE; VIDAL ROMANÍ, 2005).

## 5. Discussão

Durante a história pós-orogênica do Ciclo Brasileiro, dois processos morfotectônicos importantes deixaram marcas significativas, no setor NW da Província Borborema, que inclui tanto o Domínio Ceará Central-DCC, como o DMC e o *glint* da Ibiapaba. O primeiro foi o *rift* intracontinental Neocomiano-Barremiano, que foi responsável pelo soerguimento de volumes montanhosos, os quais foram submetidos a intensos processos denudacionais, no período *syn-rift*, sendo parcialmente erodidos e individualizados (CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2007), considerados como vestígios de antigos ombros de *rift* (MATOS, 2000), a exemplo dos maciços cristalinos de Baturité, Aratanha, Maranguape, Uruburetama e Meruoca, assim como a borda oriental da Bacia do Parnaíba, que sustenta o *glint* da Ibiapaba, a qual foi soerguida de forma solidária (PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2006).

O segundo evento morfotectônico refere-se ao processo de flexural marginal, iniciado no Cretáceo Superior, relacionado à subsidência térmica da margem continental transformante, formada no Aptiano (MATOS, 2000), o qual provocou um soerguimento lento e contínuo da margem leste do território brasileiro, com o respectivo rebaixamento da zona costeira e plataforma adjacente. Esse evento foi responsável por um modesto rejuvenescimento denudacional dos ombros NW do *rift* Cretáceo, assim como o retrabalhamento progressivo das superfícies de erosão (denudação pós-*rift*), com taxas moderadas e pouco variáveis. Dessa forma, pode-se afirmar que uma certa estabilidade tectônica parece ter caracterizado a fachada equatorial do NE brasileiro, durante o Cenozoico (BÉTARD; PEULVAST, 2011).

Esses processos flexurais foram responsáveis por soerguimentos da ordem de ~600 m na porção meridional do Estado do Ceará, com reflexos no *glint* da Ibiapaba, assim como em toda a porção NW do Ceará (CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2007). Ao longo da porção setentrional do *glint* da Ibiapaba, segundo Peulvast et al. (2008), o lento e moderado soerguimento pós-Cenomaniano proporcionou taxas médias de denudação, que nos últimos 90 Ma, nunca ultrapassaram os 10 m.My<sup>-1</sup>, obtidas por métodos morfoestratigráficos, associado aos reflexos das flutuações climáticas de longo prazo, do Neógeno ao Quaternário (BÉTARD, 2012).

No entanto, aumentos temporários de processos denudacionais, vinculados à sedimentação do Grupo Barreiras, foram induzidos, no decorrer do Mioceno (~13 Ma), em função da progressiva aridificação do clima, anteriormente úmido (HARRIS; MIX, 2002; BÉTARD, 2012), os quais, também, foram responsáveis pela fragmentação de coberturas lateríticas, datadas do Paleógeno (PEULVAST; BÉTARD, 2015), situadas a norte e noroeste da Bacia do Araripe (sul do Ceará) (BÉTARD; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2005; CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018) e no DMC, nos municípios de Granja e Martinópolis (no entorno na presente área de estudo) (SIQUEIRA et al., 2014), restando apenas alguns testemunhos desconectados.

Os processos denudacionais cenozoicos foram potencializados, também, em função dos movimentos eustáticos, que apresentam papel relevante na relação erosão x agradação (MONTAÑEZ et al., 2011). Segundo Julio et al. (2013) e Meirelles e Raventos (2002), durante a penúltima transgressão ~120 Ka A.P., o mar atingiu ~6 m acima do nível atual, no litoral cearense. Na fase regressiva desse evento, durante a última grande glaciação até cerca de 11 Ka A.P., o nível do mar ficou com cotas que alcançaram valores médios entre 90 a 130 m, abaixo da cota atual (MARTINS; COUTINHO, 1981; SUGUIO et al., 2005; MEIRELLES; RAVENTOS, 2002), o que representa cerca de ~80 km (em linha reta) de plataforma continental exposta que, atualmente, encontra-se submersa pela atual transgressão.

Na última transgressão holocênica, na costa oriental brasileira, o nível do mar atingiu seu máximo em 5.600 Ka A.P., alcançando  $4,7 \pm 0,5$  m acima do atual, na região de Salvador-BA. No entanto, a partir de 2.100 anos A.P., o nível do mar regrediu constantemente até sua cota atual (MARTIN; DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2003).

Segundo Ximenes Neto et al. (2021), durante as fases glaciais, o aumento do gradiente topográfico em até 120 m, favoreceu a intensificação dos processos denudacionais, fator esse bem evidenciado na formação de vales incisivos na porção emersa e submersa da sub-bacia Piauí-Camocim (setor oeste da Bacia do Ceará), e na meteorização e dissecação dos *inselbergs* de Chaval. Já durante as fases interglaciais, a diminuição do gradiente e maior influência marinha na base dos *inselbergs*, formados em fases anteriores, foi responsável pela erosão negativa da base dos domos, formando os *flareds*.

As fases transgressivas também devem ter contribuído para uma maior disponibilidade de sais em superfície, intensificando ações intempéricas como a haloclastia. Em áreas costeiras e/ou áridas, a cristalização de sais em interstícios das rochas contribui para uma desagregação granular dos fenocristais (HUGGETT, 2011). Esse processo contribui para a formação de pequenas cavidades que podem evoluir para alvéolos e até mesmo *gnammas*.

Desde o fim do Cretáceo e início do Cenozoico, destaca-se a tendência geral de rebaixamento médio do nível global do oceano induzido por resfriamento global (MONTAÑEZ et al., 2011). Essa tendência de eustatismo negativo pode ser relacionada com fatores tectônicos (e.g. abertura do Atlântico) e orbitais (e.g. ciclos de Milankovitch) (MILLER et al., 2020).

Portanto, pode-se inferir que o processo de exumação do Granito Chaval resultou do soerguimento do setor NW do *rift* intracontinental Cariri-Potiguar, assim como da reativação do Lineamento Transbrasiliano, no Cretáceo, e do posterior processo de flexural marginal. No entanto, a colocação em relevo e a consequente esculturação final do Batólito Chaval está associada a processos denudacionais subordinados às oscilações climáticas, que remontam o Mioceno, e as variações do nível do mar durante o Quaternário, que proporcionaram mudanças de nível de base.

## 6. Conclusões

A presente análise sobre o Batólito Chaval sugere que sua exumação resultou do soerguimento do setor NW do *rift* intracontinental Cariri-Potiguar, assim como da reativação do Lineamento Transbrasiliano e do posterior processo de flexura marginal. No entanto, a colocação em relevo e a consequente esculturação desse corpo granítico está associada a processos denudacionais, subordinados às oscilações climáticas, verificadas no Cenozoico, e as variações do nível do mar durante o Quaternário.

As conclusões obtidas por essa pesquisa também apontam que as estruturas de deformação rúpteis, identificadas, no Granito Chaval, de direção predominante NW-SE, foram responsáveis pela individualização dos *inselbergs*, através do condicionamento dos processos denudacionais, assim como pelo rebaixamento dos setores mais fraturados.

A gênese e evolução das macro e microformas verificadas na área de estudo estão relacionadas às características litoestruturais do Granito Chaval como, por exemplo, a concentração de fraturas, minerais máficos e fenocristais de k-feldspato, assim como as flutuações climáticas e eustáticas, além dos ciclos de cristalização-dissolução de sais solúveis, que influenciaram e/ou potencializaram os processos denudacionais físico-químicos, sendo os *inselbergs* e as *gnammas* as formas graníticas mais representativas, podendo inferir, assim, que o granito foi alterado, tanto em subsuperfície quanto em superfície, tendo como ponto de partida, respectivamente, as estruturas de deformação e as concentrações de biotita e fenocristais. Essas macro e microformas graníticas documentam a exumação parcial do Batólito de Chaval, constituindo peças fundamentais para a compreensão da evolução geomorfológica regional.

**Contribuições dos Autores:** CORDEIRO, A. M. N.: participou de todas as fases de elaboração dessa pesquisa. BASTOS, F. H.: atuou na construção metodológica, escrita, supervisão, revisão e validação do artigo, e nos levantamentos realizados em campo. SIAME, L.: colaborou nos levantamentos realizados em campo, na revisão e validação da pesquisa. LIMA, D. L. S.: atuou na confecção dos produtos cartográficos. PAULA, D. P. e XIMENES NETO, A. R.: colaboraram na interpretação dos dados relacionados com os processos de transgressão e regressão marinha no NE brasileiro. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

**Financiamento:** esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, através da concessão de bolsa de estágio pós-doutoral, ao primeiro autor, por meio do Programa Nacional de Pós-Doutorado – PNPd (Chamada Pública nº 59/2018).

**Agradecimentos:** os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará pelo apoio logístico, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pelo apoio financeiro e aos revisores da RBG, pelos comentários e sugestões que contribuíram para a maturação do manuscrito.

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

## Referências

1. 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.
2. ARAGÃO, A. J. S.; GORAYEB, P. S. S.; GALARZA, M. A. Magmatic and tectonic evolution of the Chaval Granite at the end of the Neoproterozoic, northwestern border of the Borborema Province. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 1, p. 1-26, 2020. DOI: 10.1590/2317-4889202020190089.
3. ARAÚJO, F. S.; OLIVEIRA, R. F.; LIMA-VERDE, L. W. Composição, espectro biológico e síndromes de dispersão da vegetação de um inselberg no domínio da Caatinga, Ceará. **Rodriguésia**, v. 59, n. 4, p. 659-671, 2008. DOI: 10.1590/2175-7860200859403.
4. BASTOS, F. H.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N.; MAIA, R. P. Relevos graníticos do Nordeste Brasileiro: uma proposta taxonômica. In: CARVALHO JUNIOR, O. A.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (Org.). **Revisões de Literatura Geomorfológica Brasileira**. União de Geomorfologia Brasileira, 2022. p. 737-762.
5. 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.
6. BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brasil). **Catena**, v. 93, p. 18-28, 2012. DOI: 10.1016/j.catena.2012.01.013.
7. BÉTARD, F.; PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural e morfopedológica do Maciço de Baturité e de seu Piemont: do Cretáceo ao presente. In: BASTOS, F. H. (Org.). **Serra de Baturité: uma visão integrada das questões ambientais**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editor, 2011. p. 35-59.
8. BÉTARD F.; PEULVAST, J-P; CLAUDINO SALES, V. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales área, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. In: VI Conference International on Geomorphology, 6., 2005, Espanha. **Anais...** Zaragoza, Abstracts, 2005, p. 69.
9. BRANNER, J. C. Caneluras e caldeirões nos granitos nos trópicos. **Boletim Geográfico**, v. 20, n. 171, p. 621-634, 1962.
10. BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. C. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 33, n. 1-2, p. 23-40. 1991.

11. BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, G. U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). Tectonic evolution of South America. 31. **International Geological Congress**. Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182.
12. CAMPBELL, E. M. Granite Landforms. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 80, n. 3. p.101-112, 1997.
13. CEARÁ. Secretaria do Planejamento e Gestão. **Base cartográfica do Pólo Ceará Costa do Sol**. Fortaleza: SEPLAG/IPECE, 2009. 17p.
14. CEARÁ. Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará. **Perfil municipal de Chaval**. Fortaleza: IPECE, 2017. 17p.
15. 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.
16. CLAUDINO SALES. **Megageomorfologia do Estado do Ceará**: história da paisagem geomorfológica. São Paulo: Editora Novas Edições Acadêmicas, 2016. 59p.
17. CLAUDINO SALES, V.; PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos da Geografia**, v.7, n. 2, p. 7-21, 2007.
18. 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.
19. FERREIRA, J. M. L. C. M. **Degradação da pedra provocada por sais em edifícios antigos**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Faculdade de Engenharia, Universidade do Porto, Porto. 2011. 77p.
20. FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. Geologic history and framework of Ceará State: northwest Borborema Province, NE Brazil. **South American Symposium on Isotope Geology**, Brazil, Extended Abstracts, p. 112-114, 1997.
21. FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ARTHAUD, M. H. U-PB and SM-ND geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". **Revista Brasileira de Geociência**, v. 30, n. 01, p. 102-106, 2000. DOI: 10.25249/0375-7536.2000301102106.
22. GERRARD, A. J. **Rocks and Landforms**. Unwin Hyman, London. 1988. 319p.
23. GOLDIE, H. S. Karren. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Taylor and Francis, Londres: 2006. p. 583-585.
24. GORAYEB, P. S. S.; LIMA, A. M. M. Aspectos texturais do magmatismo e tramas da tectônica impostas ao Granito Chaval na zona de cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste da Província Borborema. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 4, p. 653-668, 2014. DOI: 10.5327/Z23174889201400040009.
25. GOUDIE, A.; MIGÓN, P. Weathering pits in the Spitzkoppe area, Central Namib Desert. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 41, n. 4, p. 417-444, 1997. DOI: 10.1127/zfg/41/1997/417.
26. HALL, A. M.; PHILLIPS, W. M. Weathering pits as indicators of the relative age of granite surfaces in the Cairngorm mountains, Scotland. **Geografiska Annaler**, v. 88, n. 2, p. 135-150, 2006. DOI: 10.1111/j.0435-3676.2006.00290.x.
27. HARRIS, S. E.; MIX, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. **Geology**, v. 30, p. 447-450, 2002. DOI: 10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2.
28. HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Third edition. Routledge - Fundamentals of Physical Geography Series – Taylor & Francis Group. USA/Canadá, 2011. 533p.
29. JULIO, D.; MAGINI, C.; MAIA, L. P.; CASTRO, J. W. A. Ponta de Jericoacoara: belo promontório de rochas neoproterozoicas associadas a praia e dunas quaternárias com registros de variações do nível do mar. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S.; BERBERT-BORN, M.; SALLUN FILHO, W.; QUEIROZ, E. T. (Ed.). **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. v. 3. Brasília: CPRM, 2013. p. 85-98.

29. LOBO, J. M. V. **Diagnóstico da deterioração do granito no Farol de São Miguel-O-Anjo (Foz do Douro-Porto) e medidas de conservação**. Tese (Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos) - Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Universidade do Porto, Porto. 2008. 123p.
30. MAIA, R. P.; BASTOS, F. H.; NASCIMENTO, M. A. L.; LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N. **Paisagens graníticas do Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2018. 104p.
31. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, M. A. L.; CASTRO, H. S.; MEIRELES, A. J. A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 02, p. 239-253, 2015. DOI: 10.20502/rgb.v16i2.651.
32. MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018. DOI: 10.20502/rgb.v19i2.1295.
33. MABBUTT, J. A. Basal surface or weathering front. **Proceedings of the Geologists' Association**, London, v. 72, p. 357-358, 1961.
34. MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n. 1, p. 101-124, 2003.
35. MARTINS, L. R.; COUTINHO, P. N. The brasilian continental margin. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 87-107, 1981. DOI: 10.1016/0012-8252(81)90007-6.
36. MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Ed.). **Atlantic rift and continental margin**. American Geophysical Union. Washington: Publisher Am. Geophys. Union, 2000. p. 331-354.
37. MEIRELES, A. J. A.; RAVENTOS, J. S. Um modelo geomorfológico integrado para a planície costeira de Jericoacoara/Ceará. **Mercator**, v. 01, n. 01, p. 79-94, 2002. DOI: 10.4215/rm.v1i1.197.
38. MILLER, K. G.; BROWNIN, J. V. G.; SCHMELZ, W. J.; KOPP, R. E.; MOUNTAIN, G. S.; WRIGHT, J. D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. **Science Advances**, v. 6, n. 20, eaaz1346, 2020. DOI: 10.1126/sciadv.aaz1346.
39. MIGÓN, P. **Geomorphological landscapes of the world: granite landscapes of the world**. Oxford University Press Inc., New York. 2006a. 417p.
40. MIGÓN, P. Granite geomorphology. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor and Francis, 2006b. p. 490-493.
41. MONTAÑEZ, I. P.; NORRIS, R. D.; ALGEO, T.; CHANDLER, M. A.; JOHNSON, K. R.; KENNEDY, M. J.; KENT, D. V.; KIEHL, J. T.; KUMP, L. R.; RAVELO, A. C.; TUREKIAN, K. K. **Understanding earth's deep past: lessons for our climate future**. Washington, DC: The National Academy Press, 2011. 208p. DOI: 10.17226/13111.
42. NOGUEIRA, B. K. C. **Geocronologia e petrografia da porção nordeste do Granito Chaval - Noroeste da Província Borborema**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém. 2013. 77p.
43. PECH, P. **Géomorphologie structurale**. Synthèse. Paris: Ed. Armand Colin, 1999. 106p.
44. PENTEADO, Margarida Maria. **Fundamentos de geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. 186p.
45. PEULVAST, J-P; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe basin as a Keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.10.009.
46. PEULVAST, J-P; CLAUDINO SALES, V. Reconstruindo a evolução morfotectônica da margem passiva do Nordeste brasileiro. In: SILVA, J. B.; LIMA, L. C.; ELIAS, D. (Org.). **Panorama da Geografia Brasileira**. 1 ed. São Paulo: AnnaBlume, 2006. p. 47-99.
47. PINÉO, T. R. G.; LIMA, A. F.; MARTINS, M. D; BESSA, M. D. M. R. Projeto ARIM Noroeste do Ceará. Mapa Geológico-Geofísico. Chaval. **Folha SA.24-Y-C-II**. Escala 1:100.00. Fortaleza: SGB/CPRM, 2018.

48. RÖMER, W. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. **Geomorphology**, v. 86, n. 3/4, p. 349-368, 2007. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.09.008.
49. SANTOS, F. G.; PINÉO, T. R. G.; MEDEIROS, V. C.; SANTANA, J. S.; MORAIS, D. M. F.; VALE, J. A. R.; WANDERLEY, A. A. **Mapa geológico da Província Borborema**. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Borborema. Escala 1:1.000.000. Recife: SGB/CPRM, 2021.
50. SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHUMUS W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Structural and geochronological studies of the Médio Coreau Domain, NE Brazil: constrains on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. **Journal of the Virtual Explorer**, v. 17, p. 1-16, 2004. DOI: 10.3809/jvirtex.2004.00112.
51. 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](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.05.006).
52. SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B.; AMORIM, R. F. Caracterização morfológica e dinâmica ambiental das marmitas (weathering pit) no distrito de fazenda Nova, Pernambuco - Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 2, p. 349-362, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i2.1062.
53. SIQUEIRA, A. C. A.; MAGINI, C.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A.; SASAKI, J. M. Lateritas do Domínio Médio Coreau – comportamento geoquímico de mantos lateríticos do Noroeste do Estado do Ceará. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 2, p. 249-264, 2014. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400020006.
54. SUGUIO, K.; ANGULO, R. J.; CARVALHO, A. M.; CORRÊA, I. C. S.; TOMAZELLI, L. J.; VILWOCK, J. A.; VITAL, H. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Org.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 114-129.
55. TORQUATO, J. R. A geologia do Noroeste do Ceará: uma visão histórica. **Revista de Geologia**, UFC, v. 8, p. 5-183, 1995.
56. TORQUATO, J. R. F.; ALMEIDA, A. R.; SIDRIM, A. C. G.; MARANHÃO, C. M. L.; PARENTE, C. V.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ANDRADE FILHO, J. F.; SOUZA, J. V.; SOUZA, M. J. N.; ARTHAUD, M. H. Granitoides do Ceará: região de Quixadá-Solonópole. **Revista de Geologia**, UFC, v. 2, n. 1/2, 1989. 145p.
57. TWIDALE, C. R. The research frontier and beyond: granitic terrains. **Geomorphology**, v. 7, n. 3, p. 187-223, 1993.
58. TWIDALE, C. R.; LAGEAT, Y. Climatic geomorphology: a critique. **Progress in Physical Geography**, v.18, n. 3, p. 319-334, 1994. DOI: 10.1177/030913339401800302.
59. TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. On the multistage development of etch forms. **Geomorphology**, v. 11, p. 107-124, 1994. DOI: 10.1016/0169-555X(94)90076-0.
60. TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANÍ, J. R. **Landforms and Geology of Granite Terrains**. CRC Press Inc., Boca Raton, USA, 2005. 362p.
61. VIDAL ROMANÍ, J. R. Microformas graníticas tipo tafoni (cachola) y gnamma (pia) un micromodelado sin relacion con el clima o la estacionalidad. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, n. 7, p. 273-277, 1984.
62. VIDAL ROMANÍ, J. R. Forms and structural fabric in granite rocks. **Caderno do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 33, p. 175-198, 2008.
63. VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C. R. Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. **Cadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe**, v. 35, p. 189-208, 2010.
64. VIDAL ROMANÍ, J.R.; YEPES TEMIÑO, J. Historia de la morfogénesis granítica. **Caderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe**, v. 29, p. 331-360, 2004.
65. WARD, S. Tafoni. In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006. p. 1034-1035.

66. XIMENES NETO, A. R.; PESSOA, P. R. S.; PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O. Seismic stratigraphy of a partially filled incised valley on a semi-arid continental shelf, Northeast Brazil. **Geo-Marine Letters**, v. 41, n. 18, p. 1-15, 2021. DOI: 10.1007/s00367-021-00687-7.



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.