

Artigo de Pesquisa

Geomorfologia estrutural de abrigos rochosos em rochas metassedimentares do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, Morro do Chapéu, Bahia

Structural Geomorphology of Rock Shelters in Metasedimentary Rocks of the Lagoa da Velha Archaeological Complex, Morro do Chapéu, Bahia

Rafael Oliveira de Araújo¹, Thaysa Gisella Mendes de Araújo Silva, Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares³
João Rhannyé Brito de Araújo²,

¹ Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, Brasil.

rafael.oliveiraaraujo@ufpe.br

ORCID: <https://orcid.org/0009-0005-5842-4230>

² Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Arqueologia, Recife, Brasil.

thaysa.gisella@ufpe.br

ORCID: <https://orcid.org/0009-0001-2486-0844>

³ Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Arqueologia, Recife, Brasil. bruno.tavares@ufpe.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1823-3016>

² Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Arqueologia, Recife, Brasil

joao.rhannye@ufpe.br

ORCID: <https://orcid.org/0009-0003-1403-6813>

Recebido: 25/03/2026; Aceito: 17/09/2026; Publicado: 30/09/2026

Resumo: O estudo investiga a gênese e a morfologia dos abrigos rochosos do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, em Morro do Chapéu, Bahia, sob a ótica da geomorfologia estrutural, utilizando técnicas de aerofotogrametria, medição de fraturas em campo e modelos digitais de elevação. A análise fundamenta-se no modelo mecânico de viga em balanço (*cantilever beam*), que descreve a projeção das camadas competentes sobre os vãos gerados pelo recuo basal preferencial. Localizada no Cráton do São Francisco, a área apresenta rochas da Formação Morro do Chapéu deformadas durante a Orogênese Brasileira. A pesquisa propõe uma hierarquia de controles: o morfoestrutural (dobras de grande raio), o litoestrutural (estratigrafia mecânica binária) e o geométrico interno (redes de fraturas). Os resultados indicam que a alternância entre arenitos silicificados e níveis pelíticos menos resistentes permite a formação de abrigos, cuja estabilidade é regida por momentos fletores que levam ao colapso do teto (*slab fall*). Tais colapsos ocorrem devido a falhas catastróficas ou a processos subcríticos assistidos por agentes químicos. Conclui-se que a morfologia atual resulta da convergência entre heranças estruturais proterozóicas e processos superficiais ativos, exemplificando o conceito de equifinalidade geomorfológica.

Palavras-chave: Mecânica de Rochas; Modelo de Viga em Balanço; Morro do Chapéu; Abrigos Rochosos

Abstract: This study investigates the genesis and morphology of rock shelters in the Lagoa da Velha Archaeological Complex (Morro do Chapéu, Bahia, Brazil) through a structural geomorphology lens, using aerial photogrammetry techniques, field fracture measurement, and digital elevation models. The analysis uses a cantilever beam mechanical model to explain the projection of competent rock layers over voids created by preferential basal retreat. Situated within the São Francisco Craton, the study area contains siliciclastic rocks of the Morro do Chapéu Formation, deformed during the Brasiliano Orogeny. The research establishes a hierarchy of controls: morphostructural (large-scale folds), lithostructural (binary mechanical stratigraphy), and internal geometric (fracture networks). Results indicate that alternating layers of silicified sandstones and less resistant pelitic levels drive shelter formation. Roof instability is governed by negative bending moments that lead to slab falls, triggered by either catastrophic failure or subcritical stress corrosion cracking. The study concludes that the resulting

morphology results from Proterozoic structural heritage interacting with contemporary surface processes, showcasing the principle of geomorphological equifinality.

Keywords: Rock mechanics, Cantilever beam, Morro do Chapéu, Rock Shelter.

1. Introdução

O estudo dos abrigos rochosos em rochas sedimentares siliciclásticas representa uma fronteira temática na qual a geomorfologia estrutural, a geologia histórica e a geoarqueologia convergem de modo singular. No Brasil, essa convergência tem sido sistematicamente explorada nas grandes unidades sedimentares do Nordeste, como a Serra da Capivara (Piauí), a Chapada Diamantina (Bahia) e o Vale do Catimbau (Pernambuco), nas quais a abundância de abrigos com arte rupestre conferiu ao substrato rochoso uma dimensão arqueológica que transcende o registro geomorfológico (Etchevarne, 2007). A despeito dessa relevância, os mecanismos de formação desses abrigos permanecem sujeitos a debates conceituais que envolvem tanto a validade dos modelos descritivos aplicados quanto os limites epistemológicos da inferência genética a partir da morfologia observada.

O modelo de viga em balanço (cantilever beam) tem sido reconhecido progressivamente como uma ferramenta analítica adequada para interpretar a geometria de abrigos em rochas sedimentares estratificadas (Young e Young, 1992; Young et al., 2009; Gleadow et al., 2025). Sua base mecânica encontra suporte nos modelos de instabilidade de rocha em balanço desenvolvidos por Wu et al. (2018), que, por meio de modelagem numérica e de ensaios físicos, demonstraram que a carga gravitacional em balanços não suportados induz tensões de tração na face superior e de compressão na inferior.

Em sua forma mais elementar, o modelo descreve a projeção de uma camada competente sobre um vão inferior, gerada pela remoção preferencial de horizontes de menor resistência, resultando na morfologia característica de teto projetado, parede recuada e vão livre. Os estudos de Young et al. (2009) consolidaram o entendimento sobre a morfologia e a geometria de feições em arenitos em contextos litológicos (com variações na cimentação e porosidade) e climáticos distintos e a contribuição de Gleadow et al. (2025) ampliou essa base empírica ao documentar a gênese e o ciclo de vida dos abrigos na bacia Kimberley, noroeste da Austrália, contexto de sequências sub-horizontais sobre paisagem lateritizada exumada, mecanicamente análogo ao modelo proposto para a Formação Morro do Chapéu.

A consistência do modelo morfológico, contudo, não implica necessariamente consistência genética. A equifinalidade, entendida como a convergência de processos distintos em formas morfológicamente equivalentes, é propriedade dos sistemas abertos, sistematizada por Bertalanffy (1969) na metade do século XX e incorporada à geomorfologia por Chorley (1962); sua relevância para a inferência de processos a partir de formas foi sistematizada por Schumm (1991). Esse limite epistemológico impõe rigor à inferência de mecanismos a partir da forma. Nesse contexto, o Complexo Arqueológico Lagoa da Velha constitui um caso de estudo relevante, no qual as estruturas dobradas e a estratigrafia mecânica da Formação Morro do Chapéu viabilizam a investigação da hierarquia de controles sobre a morfologia dos abrigos (Figura 1).

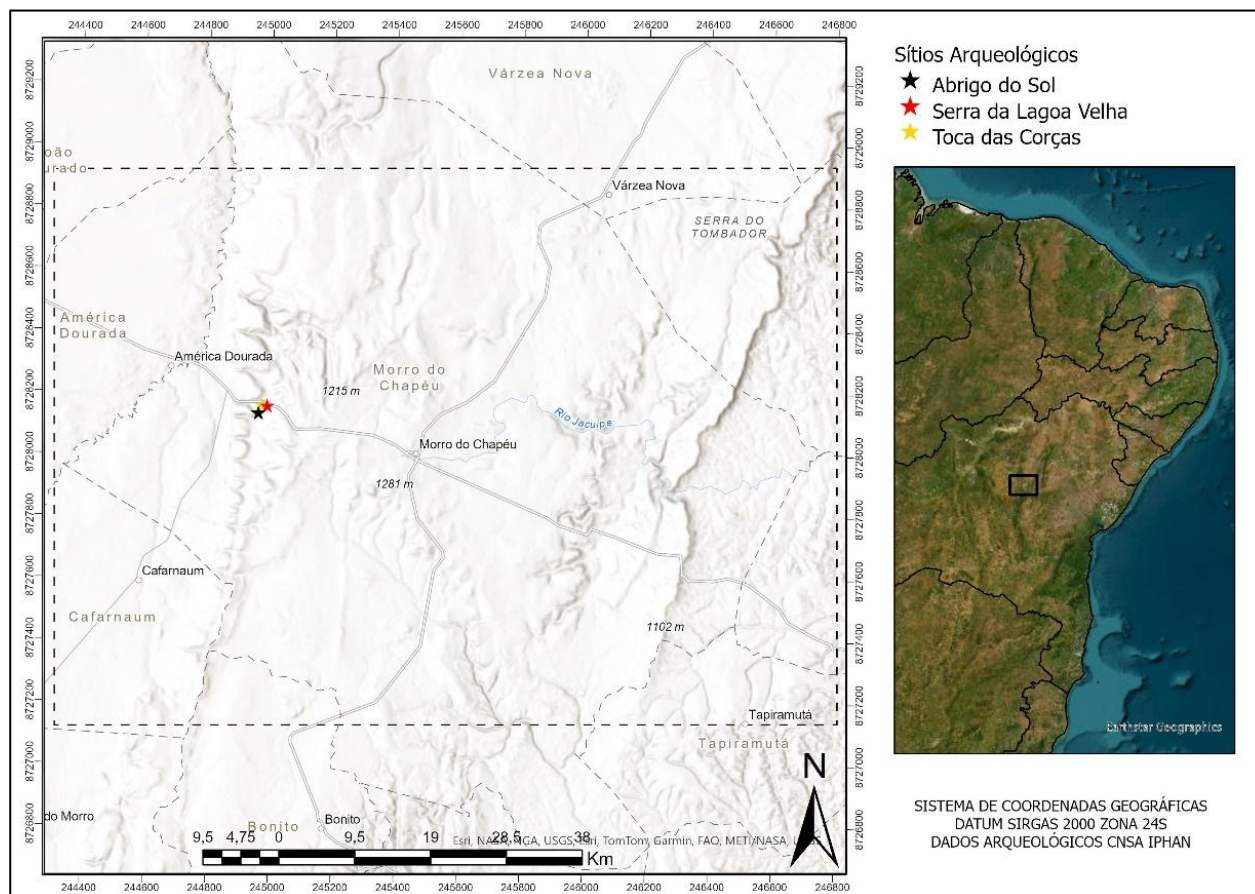


Figura 1. Mapa de localização do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, município de Morro do Chapéu, BA.
Fonte: Araújo et al, 2026.

A área insere-se no contexto geotectônico do Cráton do São Francisco (CSF), cujo embasamento foi amalgamado durante a Orogênese Transamazônica (~2,0-2,1 Ga), com cratonização plena completada por volta de 1,8-1,9 Ga (Teixeira e Figueiredo, 1991). Sobre essa base estabilizada, durante o Mesoproterozóico, depositou-se a espessa cobertura sedimentar do Supergrupo Espinhaço (Heilbron et al., 2017). O topo dessa cobertura é representado pelo Grupo Chapada Diamantina, formado pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, deformadas durante a Orogênese Brasileira entre 640 e 490 Ma (Alkmim et al., 2006).

A área está posicionada no contato entre as unidades da Chapada Diamantina, do Espinhaço Setentrional (Neoproterozóico) e do Bloco Gavião, estruturado por sistemas de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento contracional neoproterozóicas (Figura 2).

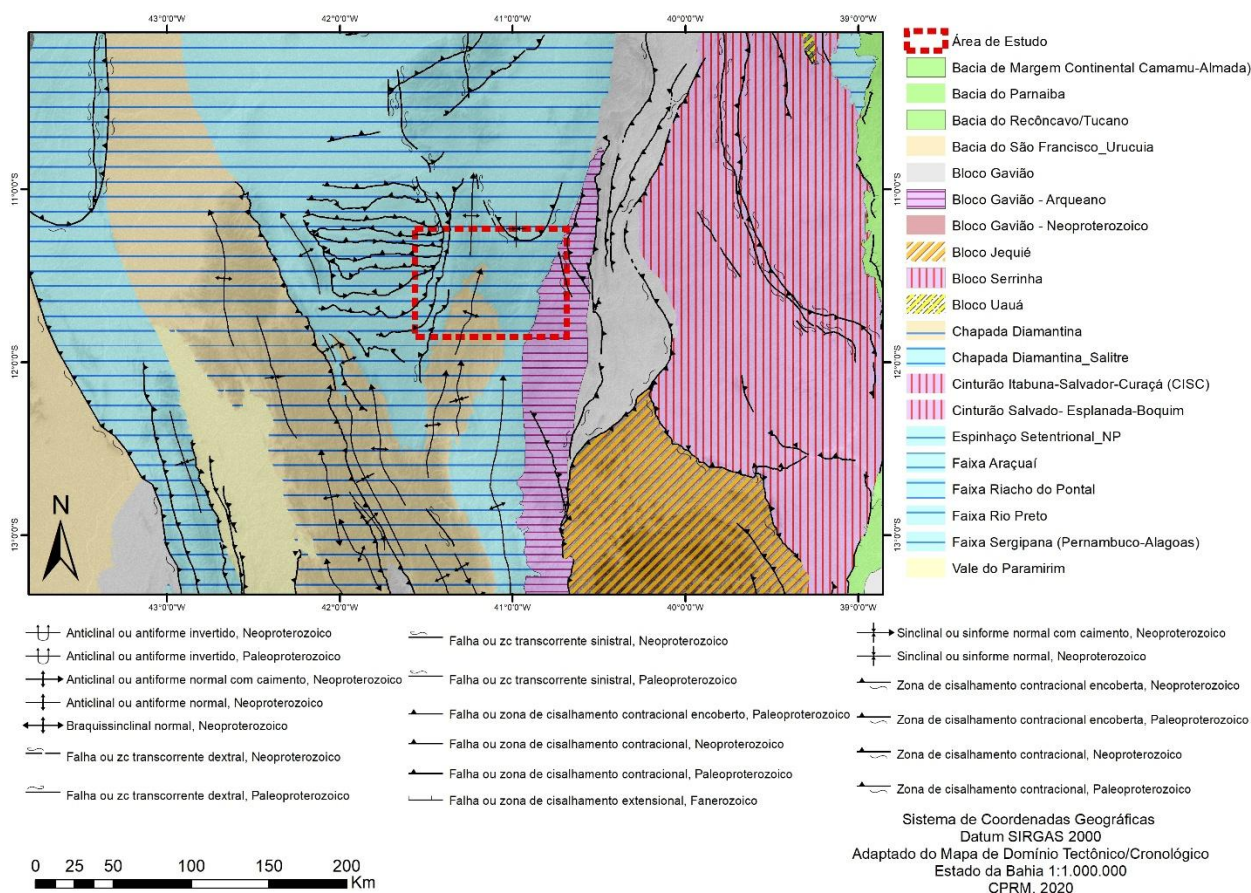


Figura 2. Mapa de domínios tectônicos e cronológicos do Cráton do São Francisco e entorno. Fonte: Adaptado da CPRM, 2000.

O estudo visa analisar a morfologia dos abrigos rochosos do Complexo Lagoa da Velha, com base no modelo mecânico de viga em balanço, contextualizando os controles morfoestruturais e litoestruturais de forma hierarquizada. A hipótese central postula que a estratigrafia mecânica binária, condicionada pela deposição sedimentar e pelas dobras Brasilianas, resultantes da deformação na Formação Morro do Chapéu, atua como fator condicionante necessário à gênese da morfologia em cantiléver. O conjunto de evidências de campo que sustenta essa hipótese: a posição do complexo de abrigos na borda do anticlinal, o controle estrutural documentado na seção geológica e os registros rupestres preservados nos painéis rochosos. Entretanto, tal arcabouço geológico não é autossuficiente para a caracterização genética dos abrigos, demandando a atuação concomitante de agentes superficiais complementares, como o clima, que está no controle da dinâmica intempérica física, química e biológica. (Figura 3).

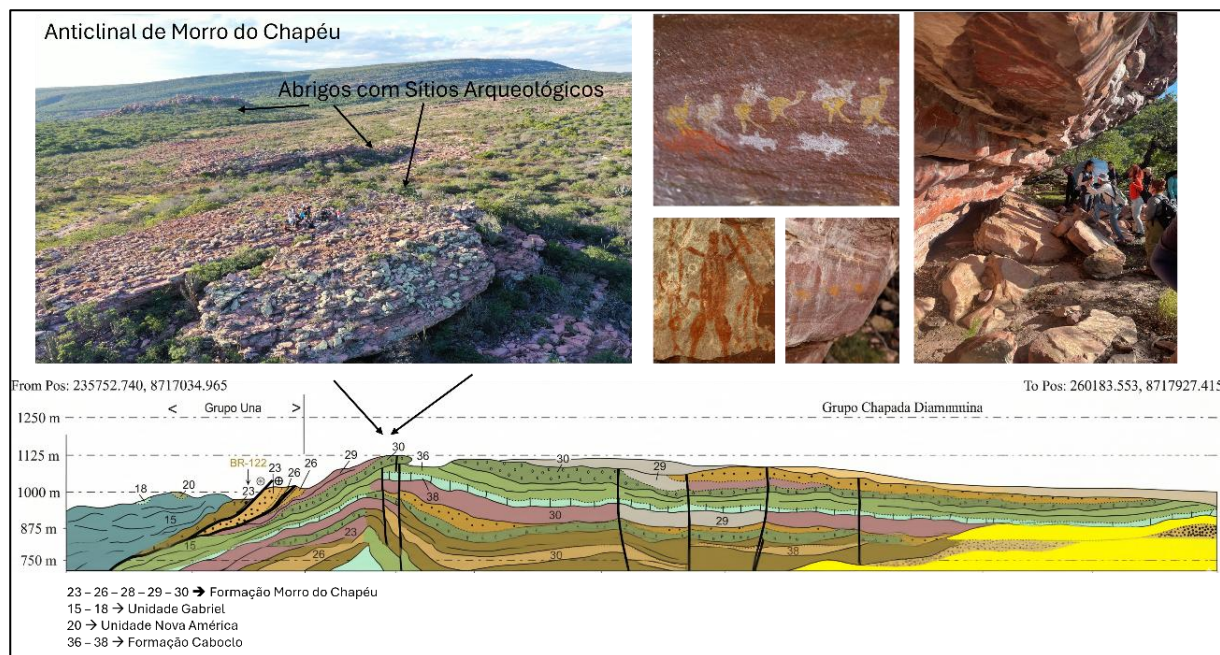


Figura 3. Complexo Arqueológico Lagoa da Velha. Posição dos abrigos em rochas metassedimentares na borda ocidental da escarpa do Planalto, no contato entre o Anticlinal e a Bacia de Irecê. (A) Vista do complexo de abrigos rochosos situado na borda do Anticlinal de Morro do Chapéu, com indicação dos abrigos associados a sítios arqueológicos. (B) Seção geológica W-E, exibindo as unidades do Grupo Una e do Grupo Chapada Diamantina, com um sistema de falhas de empurrão. (C) Painéis de grafismos rupestres com figuras zoomorfas e antropomorfas preservadas nas paredes rochosas dos abrigos. Fonte: Araújo et al, 2026.

2. Fundamentação Teórica e Estudo da Arte

2.1. O Modelo de Viga em Balanço: Natureza Mecânica e Limites Genéticos

A teoria da viga em balanço tem suas raízes na mecânica dos sólidos deformáveis e foi formalmente incorporada à análise de maciços rochosos por meio dos estudos de estabilidade de aberturas em minas e túneis (Brady e Brown, 1985). Na geomorfologia, esse critério se aplica ao recuo basal da litologia com a projeção do teto sobre um vão, que apresenta ciclos de colapso por queda de lajes (*slab fall*). A analogia é, contudo, de escopo limitado, porque, ao contrário dos túneis, que são controlados essencialmente por tensões litostáticas, os abrigos naturais são moldados por processos superficiais (variações térmicas e de umidade fazem parte do intemperismo físico e químico) que alteram a resistência do material ao longo do tempo.

Sob a perspectiva mecânica de Wu et al. (2018), a instabilidade da viga em balanço é regida por um momento fletor negativo ao longo de toda a sua extensão livre. O modelo representado demonstra que a camada mais competente atua como o teto projetado (Figura 4). Nessa configuração, a curvatura imposta gera alongamento das fibras na face superior tracionada e encurtamento das fibras na face inferior comprimida. A nucleação de fraturas ocorre segundo um critério misto I e II, integrando a abertura por tração perpendicular ao plano da trinca e o deslocamento por cisalhamento. A propagação dessas descontinuidades é governada pela interação dos fatores de intensidade de tensão na extremidade da trinca, reforçando a ideia de que a falha estrutural não é um evento puramente de tração, mas o resultado da combinação de esforços fletores e cisalhantes que atuam na geometria do abrigo.

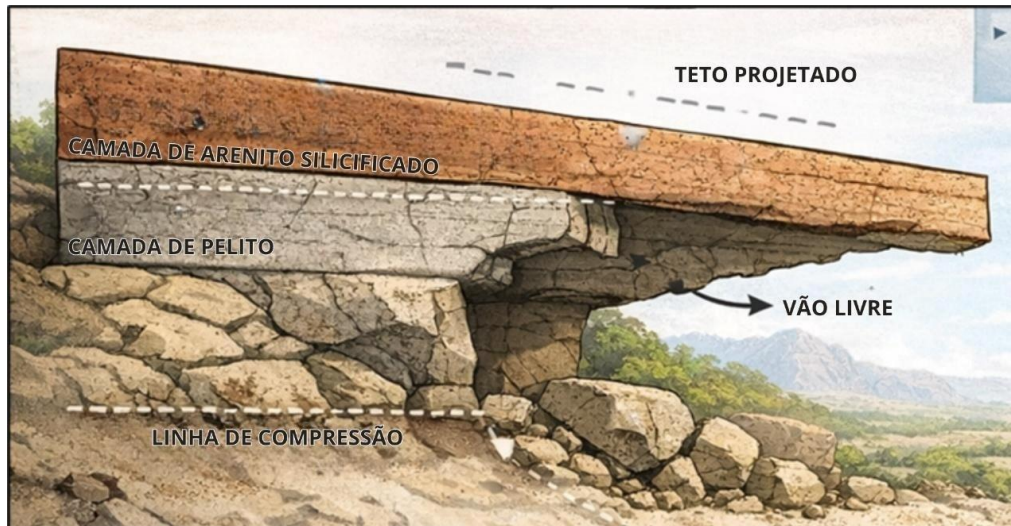


Figura 4. Modelo esquemático de viga em balanço aplicado a abrigos em rochas sedimentares estratificadas.
Fonte: Araújo et al, 2026.

A camada de arenito silicificado (competente) atua como teto projetado sobre o vão livre, sustentada pela camada de pelito subjacente (incompetente). A linha de compressão na base indica o ponto de apoio estrutural, a partir do qual se desenvolve o momento fletor negativo que governa a instabilidade do conjunto.

Diferentes mecanismos de remoção basal, como dissolução diferencial, intemperismo por haloclastia, erosão hídrica e *piping* subsuperficial, podem produzir, por equifinalidade, a mesma morfologia em *cantilever* (Schumm, 1991). O modelo descreve com precisão o que se observa na paisagem contemporânea, mas não determina o processo responsável pelo recuo basal. Young e Young (1992) e Young et al. (2009) demonstram que a estratigrafia das formações siliciclásticas revela a justaposição de camadas resistentes e friáveis na sucessão vertical. Esse princípio converge com o conceito de estratigrafia mecânica (Narr e Suppe, 1991; Fischer et al., 1995), que descreve a variação vertical das propriedades elásticas e de resistência ao longo de colunas estratigráficas, assegurando um dos processos de formação de abrigos.

2.2. Morfoestrutura, Hierarquia Espaço-Temporal e Complexidade Sistêmica

A morfoestrutura, como síntese de uma hierarquia espaço-temporal de controles, representa uma das contribuições mais significativas para a geomorfologia sistêmica contemporânea. Chorley e Kennedy (1971) definiram a paisagem como um sistema aberto em que as entradas de energia e matéria, processadas ao longo de diferentes escalas espaço-temporais, geram as formas observáveis. Schumm (1991) sistematizou esse problema ao identificar as fontes de incerteza na extrapolação espaço-temporal na geomorfologia. O conceito de limiar geomorfológico (Schumm, 1979) é particularmente relevante para os abrigos: o sistema acumula momento fletor progressivamente pelo aprofundamento do recuo basal até que um limiar mecânico intrínseco seja ultrapassado e um evento episódico de colapso reequilibre o vão. Essa dinâmica corresponde à evolução interna do sistema sem necessidade de mudanças nos controles externos, como o clima, caracterizando, portanto, um mecanismo de autorregulação mecânica.

A complexidade nos estudos geomorfológicos gera uma transição entre a análise de equilíbrio e a dinâmica não linear. Brunsden e Thornes (1979) introduziram o conceito de sensibilidade da paisagem, definindo-a como a relação temporal entre o tempo de relaxação do sistema após uma perturbação e a frequência de novos eventos perturbadores. Posteriormente, Phillips (1992) avançou essa discussão ao aplicar métodos de sistemas dinâmicos não lineares, caracterizando o relevo como uma estrutura dissipativa aberta, em que a complexidade determinística e a sensibilidade às condições iniciais tornam as formas atuais heranças contingentes de processos passados. No início do século XXI, Brunsden (2001) revisitou o conceito de “sensibilidade da paisagem”, introduzido por ele e Thornes em 1979, para testar sua validade diante de novas taxas de processos e de mudanças ambientais contemporâneas. Consolidando essa trajetória, Phillips (2003) aprofundou a tipologia das fontes de não linearidade, estabelecendo mecanismos, como feedbacks competitivos e auto-organização, como pilares da complexidade irreduzível dos sistemas geomorfológicos. Nessa perspectiva, o modelo proposto na Figura 4 ilustra

o limite da projeção do teto até o seu colapso, evidenciando uma relação de contingência temporal em que processos passados determinam o limiar de ruptura atual. Contudo, cabe reconhecer que os modelos de Brunsten e Thornes (1979) e de Phillips (1992; 2003) foram desenvolvidos primariamente para sistemas fluviais e encostas, e que sua transposição para abrigos em rochas cristalinas e siliciclásticas deve ser feita com cautela, dada a especificidade dos limiares mecânicos envolvidos.

A análise geomorfológica deve integrar a intensidade dos processos e sua frequência de recorrência (Wolman e Miller, 1960; Chorley e Kennedy, 1971): eventos de grande magnitude e baixa recorrência podem desestabilizar completamente os abrigos por colapso abrupto, ao passo que processos de baixa energia e alta recorrência, como a fadiga progressiva por ciclos de umedecimento e secagem, podem conduzir ao mesmo resultado por trajetórias distintas. Essa convergência de trajetórias processuais para uma única forma final é precisamente a equifinalidade geomecânica que torna ambígua a inferência genética a partir da morfologia observada.

3. Contexto Geológico e Evolução Morfoestrutural

Segundo a CPRM (2012), o município de Morro do Chapéu localiza-se no centro-norte do Estado da Bahia e está inserido no contexto geológico do Cráton do São Francisco (CSF), a mais antiga unidade geotectônica do Brasil oriental. Geomorfologicamente, a morfoestrutura é condicionada pela litoestrutura, apresentando feição tabuliforme, composta por um sistema de dobramentos com flancos suaves, sustentada por litologias parcialmente metamorfizadas e altamente resistentes a processos erosivos, o que caracteriza uma morfologia regional de chapada. Heilbron et al. (2017) definem o conjunto formado pelo cráton e suas faixas marginais como a porção do Pré-Cambriano da plataforma sul-americana mais intensamente estudada; nela, o registro rochoso abrange desde o Arqueano até o Cenozoico.

O CSF é limitado por faixas orogênicas neoproterozóicas: os cinturões Araçuaí, a leste e a sudeste; Brasília, a oeste; Rio Preto e Riacho do Pontal, ao norte. Esses cinturões circundaram o cráton e moldaram sua configuração atual durante a amalgamação do Gondwana Ocidental entre 640 e 490 Ma (Alkmim et al., 2006; 2007; Heilbron et al., 2017). O embasamento do CSF é constituído por núcleos arqueanos amalgamados durante a Orogênese Transamazônica (2,1-2,0 Ga), resultando em uma crosta estabilizada ao final do ciclo Paleoproterozoico, por volta de 1,8-1,9 Ga (Teixeira e Figueiredo, 1991).

Na porção norte do CSF, Barbosa e Sabaté (2004) identificaram quatro segmentos crustais: Gavião, Jequié, Serrinha e o cinturão Itabuna-Curaçá-Salvador. O mais antigo é o Bloco Gavião, com remanescentes de TTGs de 3,4 Ga. O domínio orogênico paleoproterozóico do leste da Bahia é detalhado por Barbosa e Barbosa (2016), que o interpretam como a metade ocidental de um orógeno riaciano-orosiriano formador da ponte cratônica São Francisco-Congo. Teixeira et al. (2010) evidenciam estruturas do embasamento com direção preferencial NNW-SSE e E-W que condicionaram, desde o Paleoproterozoico, a instalação dos sistemas de *rift* subsequentes e o desenvolvimento das bacias sedimentares proterozóicas.

3.1. A Evolução Meso e Neoproterozoica e o Ciclo Brasileiro

Sobre esse embasamento, a história geológica do CSF prosseguiu com uma longa fase de processos intraplaca no Meso- e no Neoproterozoico. O paleocontinente São Francisco, unido à massa continental do Congo, experimentou rifteamento e magmatismo bimodal durante os 1,3 Ga subsequentes (Heilbron et al., 2017). É nesse intervalo, em resposta às tensões extensionais associadas à formação do supercontinente Columbia (~1,8-1,5 Ga) e ao rifteamento da Rodínia (~1,0-0,9 Ga), que se instalaram o Aulacógeno do Paramirim e a bacia intracratônica do Espinhaço. A evolução tectônica toniana dessa margem, investigada por Souza (2025), reforça a interpretação de um ambiente de margem passiva e de *rift* intracontinental que persistiu do Esteniano ao Toniano, criando as condições para a deposição da Formação Morro do Chapéu.

O encerramento dessa história intracratônica deu-se com a inversão tectônica brasileira. Alkmim et al. (2006; 2007) propõem um modelo de quebra-nozes em que o São Francisco e o Congo, atuando como peças cratônicas articuladas, moveram-se em sentidos opostos sob forças de colisão, modelo publicado originalmente em Alkmim et al. (2006) e sintetizado em Alkmim et al. (2007). O principal evento ocorreu por volta de 580 Ma e resultou em estruturas dobradas de grande raio que hoje condicionam a morfologia da área (Figura 5). Dados fanerozoicos de Dias et al. (2024) demonstram que o CSF continuou a registrar reativações de estruturas pré-cambrianas ao longo

do Fanerozoico, evidenciando a longevidade dessas discontinuidades como controles morfoestruturais ativos (Alkmim et al., 2007; Barbosa et al., 2012; Souza, 2025).

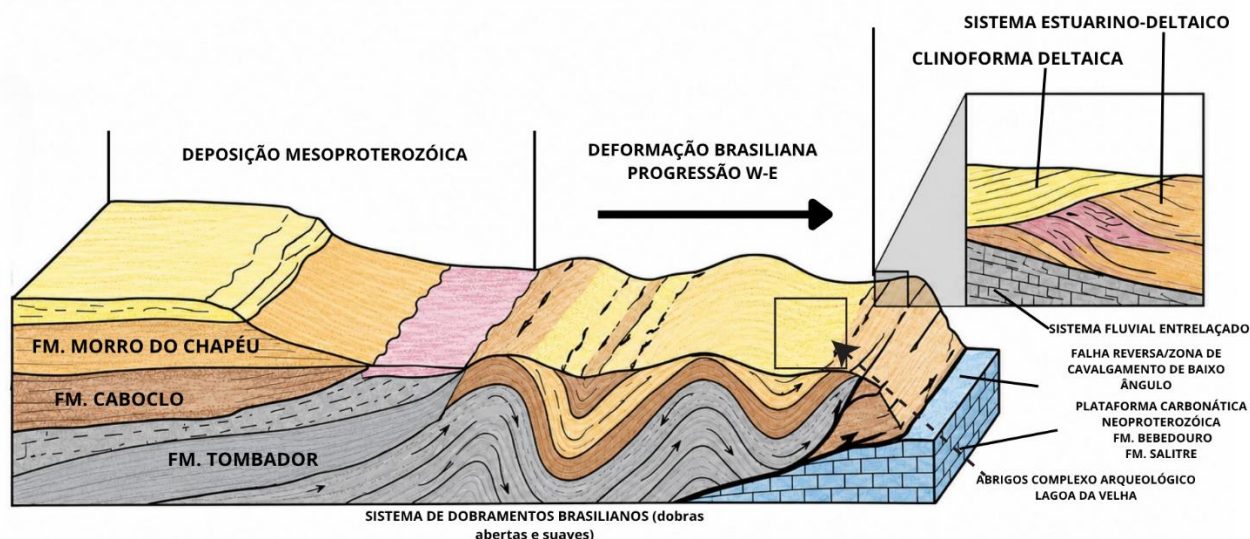


Figura 5. Modelo explicativo da inversão tectônica do Grupo Chapada Diamantina. Deposição e Inversão tectônica do Grupo Chapada Diamantina – Borda Norte-Oriental (Adaptado de Sampaio et al., 2001; Guadagnin et al., 2015). Fonte: Araújo et al., 2026.

3.2 Estratigrafia e História Depositional do Grupo Chapada Diamantina

A litologia sedimentar pertence ao Grupo Chapada Diamantina, cuja deposição abrange o intervalo Paleoproterozoico–Mesoproterozoico. Guadagnin et al. (2015) posicionam os estágios basais do Supergrupo Espinhaço no Paleoproterozoico, enquanto os topos das sequências que incluem as formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu são consistentemente situados no Mesoproterozoico (~1,4–1,1 Ga). Essas unidades constituem uma cobertura sedimentar cratônica, com mais de 1.000 m de espessura, submetida a metamorfismo de muito baixo a baixo grau, o que permitiu a preservação excepcional das estruturas sedimentares originais. A Formação Tombador apresenta espessura superior a 400 metros, com arenitos e conglomerados de alta maturidade mineralógica (Pedreira, 1994; Guadagnin et al., 2015). A Formação Caboclo representa o evento transgressivo marinho subsequente, com registro em plataforma rasa, em ambiente misto siliciclástico-carbonático, incluindo estromatólitos e oncólitos descritos por Srivastava e Rocha (2002).

A Formação Morro do Chapéu, no topo do Grupo Chapada Diamantina, foi descrita pela primeira vez por Brito Neves (1967). Pedreira (1994) a definiu como constituída por siltitos, arenitos quartzosos de granulometria fina a grossa e conglomerados com cimentação autigênica silicosa intensa, um caráter litológico que fundamenta diretamente a estratigrafia mecânica binária tratada na seção 4.1. O contato basal dessa Formação com a Formação Tombador é discordante (Dominguez, 1993), enquanto o contato superior é tectônico na Serra de Martim Afonso, o que constitui evidência direta da deformação compressional brasileira (Brito Neves, 1967; Pedreira, 1994). Dados de geocronologia regional (Souza, 2025) posicionam os estágios finais de deformação entre 640 e 580 Ma, coincidindo com o principal evento colisional do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental (Alkmim et al., 2006; 2007).

3.3. Controles Estruturais e Litoestruturais

As estruturas de deformação brasileiras constituem um fator relevante na determinação da morfologia atual do município de Morro do Chapéu. Os planos de acamamento, estruturas deposicionais primárias, constituem igualmente condicionantes litológicos do relevo, pois controlam a anisotropia mecânica mesmo após o dobramento (Fossen, 2010). A deformação brasileira imprimiu ao pacote sedimentar mesoproterozóico dobras orientadas de NNW-SSE e falhas de empurrão com orientação N-S e geometria em duplex, que representam os principais condicionantes da compartimentação morfoestrutural atual (Uhlein et al., 1995; Alkmim et al., 2006; 2007; Heilbron et al., 2017). O município situa-se na zona de transição entre o domínio mais deformado a oeste, com dobras de menor raio, e o domínio oriental de menor intensidade deformacional (dobras de maior arco) (Pedreira, 1994;

Alkmim et al., 2006). A rede de drenagem reflete inequivocamente esse controle estrutural: os cursos principais seguem as charneiras de orientação NNW-SSE, enquanto afluentes transversais aproveitam descontinuidades ENE-WSW a E-W correspondentes a juntas conjugadas do sistema de dobramento. É sobre esse arcabouço estrutural que se desenvolvem os mecanismos de formação dos abrigos analisados na seção seguinte (Figura 6).

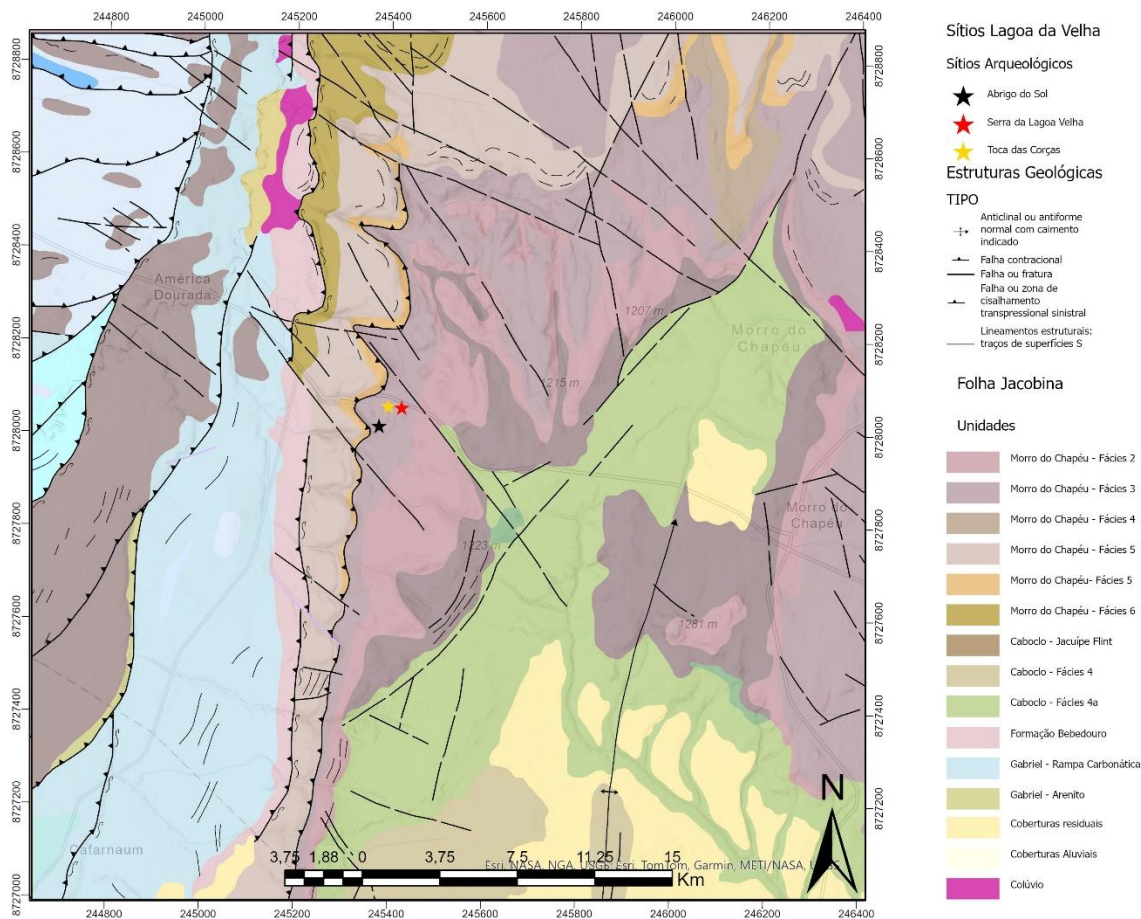


Figura 6. Mapa litológico e estrutural da borda ocidental do Planalto de Morro do Chapéu, BA. Fonte: Araújo et al, 2026. Adaptado de Sampaio et al. (2001).

4. Metodologia

A investigação da morfologia dos abrigos rochosos do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha foi conduzida por meio de uma abordagem multiescalar, integrando levantamentos de campo, sensoriamento remoto, fotogrametria aérea e análise estrutural. A estratégia metodológica foi organizada em três etapas complementares: caracterização geológico-estrutural regional, levantamento geomorfológico em escala de afloramento e modelagem mecânica dos mecanismos de formação.

A caracterização regional partiu da compilação e da interpretação de dados cartográficos e de sensoriamento remoto. Foram utilizados Modelos Digitais de Elevação (MDE) derivados do Copernicus DEM COP30 para a extração de parâmetros morfométricos, a delimitação da rede de drenagem e a identificação de lineamentos estruturais. A base cartográfica foi complementada pela Folha Jacobina 1:250.000 (Sampaio et al., 2001), a partir da qual foram extraídas as unidades litoestratigráficas, as estruturas brasileiras (anticlinais, falhas contracionais e zonas de cisalhamento transpressional sinistral) e os lineamentos associados. Sobre essa base foram elaborados mapas morfoestruturais e litológico-estruturais integrados.

O levantamento de campo incluiu a medição sistemática de atitudes de planos de fratura, juntas e superfícies de acamamento nos três sítios investigados: Abrigo do Sol, Serra da Lagoa da Velha e Toca das Corças, pertencentes ao Complexo Arqueológico Lagoa da Velha. Os dados estruturais foram representados em diagramas de roseta para identificar as famílias preferenciais de descontinuidades. Foram registradas, ainda, feições macroscópicas

associadas à instabilidade dos abrigos, como blocos deslocados, fraturas subverticais e subhorizontais ativas e morfologias de colapso por queda de teto (slab fall).

O levantamento aerofotogramétrico foi realizado com Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT), o que possibilitou a obtenção de imagens aéreas oblíquas e verticais em alta resolução. As imagens foram utilizadas para representar o campo de fraturas superficiais e identificar padrões em grade e em degraus (staircase fractures), complementados pelos dados obtidos a partir dos diagramas de roseta das direções de fraturamento.

A modelagem mecânica fundamentou-se na teoria da viga em balanço (cantilever beam), com base nos modelos de Wu et al. (2018) para instabilidade de balanços rochosos não suportados. A análise de estabilidade considerou a decomposição da carga gravitacional em componentes normais e cisalhantes nos planos de acamamento, em função do mergulho estrutural mensurado em campo, com referência aos critérios de Hoek e Bray (1981) e de Goodman e Bray (1976). Os mecanismos de propagação de fratura foram analisados segundo os critérios da Mecânica da Fratura Linear Elástica (LEFM), considerando a nucleação nos modos I e II e a propagação subcrítica por stress corrosion cracking (SCC), conforme os modelos de Atkinson (1987) e Anderson (2005). O conjunto de dados geoestruturais e geomecânicos foi integrado ao Sistema de Referência de Coordenadas UTM, Datum SIRGAS 2000, Zona 24S.

O emprego de ferramentas de inteligência artificial nesta investigação deu-se em duas frentes complementares. Inicialmente, a IA contribuiu na etapa de construção do problema, ao auxiliar na conceituação do modelo da viga em balanço (modelo já embasado na literatura). Posteriormente, na seção de resultados e discussões, a IA foi utilizada para gerar imagens que ilustram e reforçam os achados empíricos obtidos em campo e processados em gabinete.

Para a criação das figuras foram elaborados prompts direcionados no ChatGPT e no Gemini, os quais incorporaram: (i) os dados coletados em campo e processados em gabinete; (ii) as bases de referência da literatura especializada em geomorfologia; e (iii) critérios técnicos definidos pela equipe de pesquisa para a representação imagética. Cada imagem gerada passou por um processo de verificação e correção rigoroso, conduzido pelos autores, com o objetivo de garantir fidelidade aos dados e conformidade com os pressupostos metodológicos do estudo. Alterações manuais foram realizadas sempre que necessário para eliminar ambiguidades ou potenciais erros de interpretação.

Importante frisar que a IA não foi empregada para gerar resultados experimentais, análises estatísticas, modelagens numéricas ou inferências científicas. Todas as conclusões, interpretações e análises quantitativas apresentadas no artigo derivam exclusivamente dos dados coletados e do processamento realizado pelos pesquisadores. As imagens produzidas por IA têm caráter ilustrativo e de apoio à discussão, não constituindo fonte de novos dados ou evidências analíticas.

5. Resultados

5.1 Mecanismos de Formação da Morfologia de Abrigos do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha

A formação dos abrigos rochosos do Complexo Lagoa da Velha não pode ser explicada como resultado isolado de processos de intemperismo e de erosão superficial. O intemperismo e a erosão atuam como agentes executores, processos que, conforme demonstrado por Viles (2013), operam de forma sinérgica e não linear sobre o substrato rochoso, mas a arquitetura geomorfológica resultante é determinada, em primeira ordem, pela estratigrafia mecânica binária da Formação Morro do Chapéu (controle litoestrutural), fator deposicional e, portanto, temporalmente anterior ao dobramento; em segunda ordem, pela deformação brasileira, que provocou um sistema de dobras de grande raio (controle morfoestrutural); e, em terceira ordem, pelo campo de fraturas herdadas da deformação regional e alívio de tensão (controle geométrico interno). Essa hierarquia será desenvolvida em uma sequência de três ordens de escala.

As dobras de grande raio estabelecem a geometria fundamental dos flancos inclinados, definem a orientação do mergulho dos estratos e organizam a rede de drenagem adaptada às estruturas herdadas. Essa organização reverbera no relevo, em que é possível verificar uma morfologia dobrada com anticlinais e sinclinais, adaptada aos condicionantes estruturais da área. Esta condição no caimento dos abrigos, voltados de acordo com o ângulo de inclinação dos estratos. Dessa maneira, temos um aninhamento de escalas no controle das formas de relevo: o dobramento forma uma morfoestrutura dobrada de grande raio, encostas com caimento conforme o ângulo do

mergulho e abrigos rochosos nos metassedimentos, controlados morfologicamente pela estrutura dobrada (Figura 7).

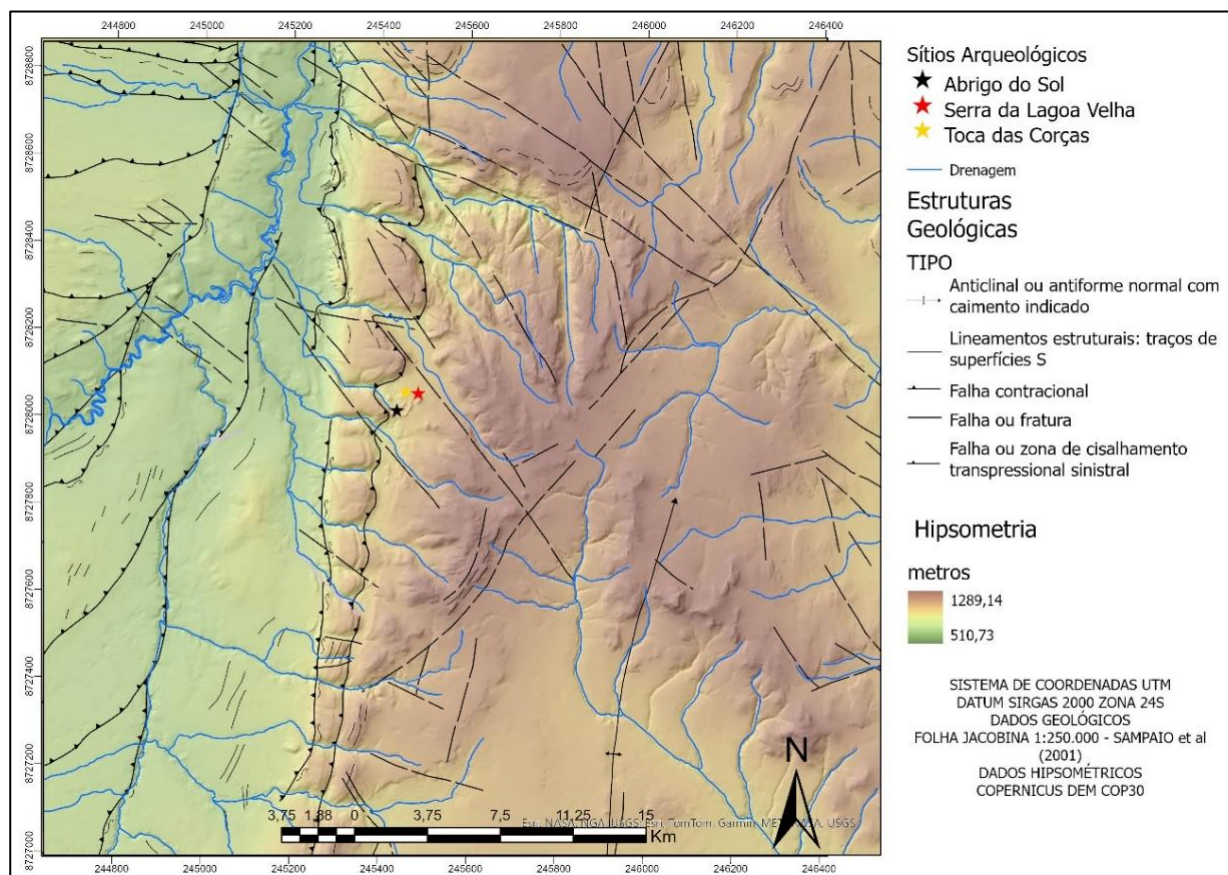


Figura 7. Mapa hipsométrico do Planalto de Morro do Chapéu, com indicação das estruturas geológicas que controlam as morfoestruturas, BA. Fonte: Araújo et al, 2026.

Em sequências sedimentares com alternância de camadas competentes e incompetentes, o mecanismo de dobramento por flexural *slip* é o modo de acomodação mais plausível, dado o baixo grau metamórfico e a preservação das estruturas sedimentares originais da Formação Morro do Chapéu, condições que favorecem interfaces de baixa resistência friccional entre os estratos. Nesse mecanismo, Ramsay (1967) demonstrou que o deslizamento diferencial entre camadas é nulo na charneira e aumenta progressivamente em direção aos pontos de inflexão dos flancos, em sequências multicamadas com estratos competentes separados por interfaces de baixa resistência friccional (Ramsay, 1967; Tanner, 1989; Twiss e Moores, 2007).

A morfologia dos abrigos é controlada pela estratigrafia mecânica, que atua sobre a trama estrutural herdada do dobramento. Conforme demonstrado por Fossen (2010), para sequências sedimentares dobradas, campos de fraturas gerados pelo dobramento propagam-se preferencialmente nos níveis superiores da crosta, onde as condições de confinamento são reduzidas. A esses campos associam-se juntas de alívio de carga que, em sequências exumadas, propagam-se em domínio raso cujo a tensão efetiva mínima (σ_3) é de tração e horizontal, regime descrito por Hancock e Engelder (1989) para sequências sub-horizontais de plataforma, aplicável à Formação Morro do Chapéu com a ressalva de que, em sequências dobradas, o campo de tensões de alívio se superpõe às tensões residuais de flexão herdadas do dobramento, modificando tanto a orientação quanto a densidade das juntas resultantes (Fossen, 2010). Etchevarne (2007), ao caracterizar os afloramentos areníticos do complexo, descreve sua morfologia em cogumelo, com expressivas reentrâncias na base, expressão direta do intemperismo diferencial sustentado pelo mecanismo de viga em balanço.

5.1 A Estratigrafia Mecânica das Camadas

O conceito de estratigrafia mecânica refere-se à variação vertical e lateral das propriedades elásticas e de resistência das rochas em sequências sedimentares estratificadas (Narr e Suppe, 1991; Fischer et al., 1995). Na escala diretamente relevante para os abrigos, a estratigrafia mecânica condiciona a nucleação e o espaçamento de fraturas, a geometria dos planos de descontinuidade e a partição da deformação entre horizontes competentes e incompetentes (Narr e Suppe, 1991; Fischer et al., 1995; Bai e Pollard, 2000; Ferrill et al., 2017). Na Formação Morro do Chapéu, essa variação caracteriza-se pela alternância entre pacotes de arenito quartzoso com cimentação silicosa intensa e níveis de siltitos e pelitos de resistência significativamente inferior, o que configura uma estratigrafia mecânica binária (Figura 8).

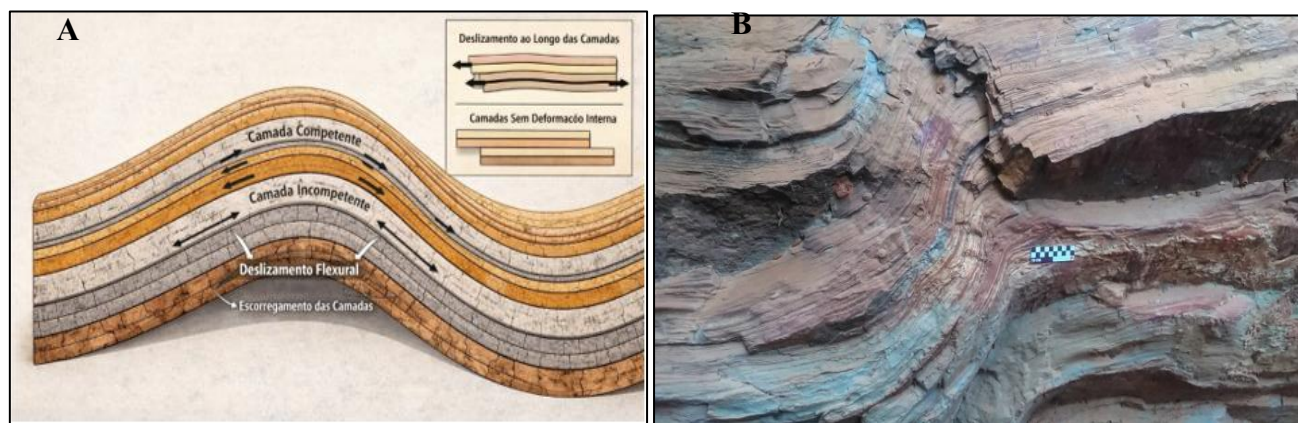


Figura 8. Mecanismo de *flexural slip*: (A) modelo geomecânico esquemático; (B) registro de campo na Formação Morro do Chapéu. Fonte: Araújo et al, 2026.

A silicificação diagenética, identificada por Pedreira (1994) como o processo de cimentação dominante nos arenitos da formação, desempenha um papel central nessa estratigrafia mecânica. O sobrecrecimento de quartzo (quartz overgrowths), em continuidade óptica com os grãos detríticos, preenche a porosidade primária intergranular, criando uma malha contínua mais rígida.

O resultado é um comportamento mecânico definido pela mecânica da fratura linear elástica (LEFM), no qual a propagação de fraturas ocorre de forma catastrófica uma vez atingida a tenacidade crítica à fratura, sem fase de deformação plástica previamente verificável (Atkinson, 1987; Wu et al., 2018). Esse padrão de ruptura é análogo ao descrito por Marchiori (1997), Pollard e Fletcher (2005) e Wang et al. (2025) em litologias de alta competência. É fundamental salientar que a aplicabilidade plena da LEFM baseia-se no pressuposto de *Small Scale Yielding* (SSY), segundo o qual a zona de processo ou de deformação plástica na ponta da fratura possui dimensões desprezíveis em relação ao comprimento total da fenda (Irwin, 1957; Anderson, 2005). No caso dos arenitos intensamente silicificados da Formação Morro do Chapéu, a elevada rigidez conferida pela cimentação silicosa secundária (Battilani et al., 1996) minimiza o desenvolvimento de microfissuramento não-linear, aproximando o material do comportamento elástico-frágil ideal. Tal característica permite que a ruptura seja descrita de forma fidedigna pelo fator de intensidade de tensão crítico (K_{Ic}), conforme observado em estudos de tenacidade em rochas análogas de alta competência (Atkinson, 1987; Whittaker et al., 1992). Complementarmente, o pressuposto SSY pode ser violado localmente sob condições de alta umidade, nas quais a fratura assistida por tensão-corrosão (*stress corrosion cracking* – SCC) induz a propagação subcrítica, governada pela atividade química da água intersticial.

Esses dois mecanismos operam em escalas de tempo e por trajetórias distintas: o colapso catastrófico regido pela LEFM é um evento abrupto que corresponde ao cruzamento de um limiar intrínseco, pela acumulação progressiva de momento fletor até a ruptura discreta; o SCC é uma trajetória de propagação subcrítica comandada por cinética química e pela atividade termodinâmica da água intersticial, constituindo um limiar de natureza cinético-química e não de natureza mecânico-catastrófica, que condiciona progressivamente a redução da tenacidade efetiva da rocha até que o limiar de colapso regido pela LEFM se torne acessível. Esse comportamento é exemplificado em abrigos rochosos, nos quais é possível identificar blocos deslocados na base do afloramento,

associados à projeção incipiente de um teto em balanço que já apresenta um conjunto de fraturas subverticais e subhorizontais, indicativas de propagação subcrítica em curso (Figura 9).



Figura 9. Feições estruturais no Complexo Arqueológico Lagoa da Velha. Fonte: Autores, 2026.

Os dois mecanismos são, portanto, sequencialmente complementares: o SCC condiciona o limiar e a LEFM o executa. Esse comportamento elástico-frágil tem implicação morfológica direta: o arenito silicificado pode sustentar saliências de metros sem deformação aparente, atuando como vigas estruturais propícias à formação de abrigos, ao mesmo tempo em que desenvolve juntas com espaçamento proporcional à espessura dos pacotes competentes (Narr e Suppe, 1991; Fischer et al., 1995; Bai e Pollard, 2000).

5.2 Campo de Fraturas e Controle Geométrico dos Abrigos

A geometria interna de cada abrigo é influenciada pelo campo de tensões que atua sobre o substrato previamente fragilizado pelo fraturamento. Em sequências sedimentares com alternância de camadas competentes e incompetentes submetidas ao dobramento por *buckling*, o mecanismo de *flexural slip* é o principal modo de acomodação da deformação nos flancos da dobra (Ramsay, 1967; Tanner, 1989; Twiss e Moores, 2007) (Figura 10).



Figura 10. Aspectos morfológicos e estruturais do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha. (A) Vista em nível registrando os afloramentos em contexto de lagoa perene. (B) Imagem aérea obtida por VANT, evidenciando a distribuição espacial dos afloramentos e da lagoa associada ao complexo. (C) Detalhe de superfície rochosa com sistemas de fraturamento subverticais e sub-horizontais bem desenvolvidos, em escala métrica, ilustrando o padrão de fraturamento que condiciona a individualização dos blocos e a geometria dos abrigos. Fonte: Araújo et al, 2026.

As discontinuidades mesoscópicas resultantes formam preferencialmente duas famílias: a primeira, de orientação longitudinal ao eixo da dobra (NNW-SSE), gerada por tensões de tração paralelas ao eixo durante o dobramento (Stearns e Friedman, 1972; Price e Cosgrove, 1990; Fossen, 2010); a segunda, de orientação transversal ao eixo, originada pela extensão perpendicular ao eixo nos flancos durante o dobramento (Price e Cosgrove, 1990; Fossen, 2010). O espaçamento das juntas transversais obedece à relação de confinamento estratigráfico documentada por Gross (1993) para *cross joints* em sequências sub-horizontais, a qual é controlada pelo produto da espessura da camada competente pela razão entre a tensão trativa remota e a resistência à tração da rocha. Essas duas famílias são identificadas em setores do complexo arqueológico, que reúne fraturas, confirmando a direção preferencial NNW-SSE da família longitudinal e a subordinada, da família transversal (Figura 11).

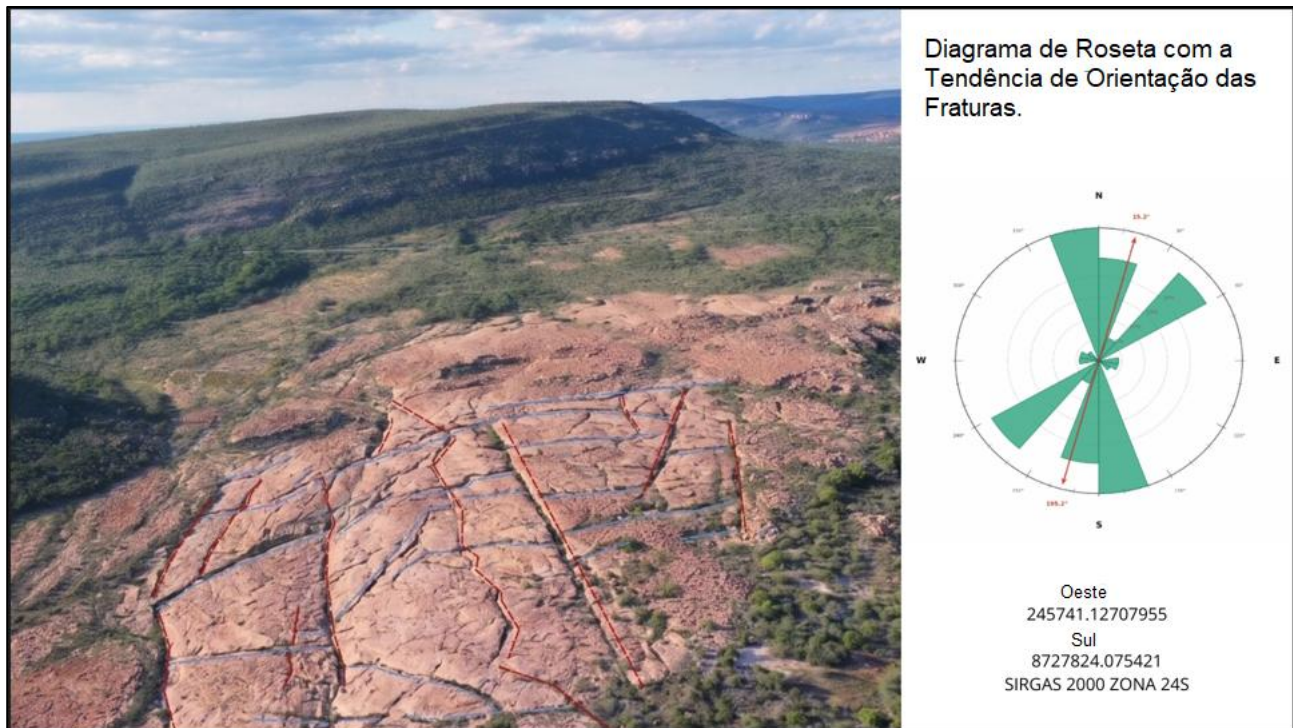


Figura 11. Campo de fraturas mapeado por VANT na superfície rochosa do complexo arqueológico. Destaque para a direção das fraturas inventariadas, indicando a família preferencial de orientação NNW-SSE ($\sim 33^\circ$) e a família transversal subordinada, consistentes com fraturamento por *buckling* e por *flexural slip*. Fonte: Araújo et al, 2026.

O mecanismo de terminação e step-over de fraturas em interfaces de contraste de rigidez encontra fundamento nos modelos desenvolvidos por Cooke e Underwood (2001), que demonstraram, de forma contraintuitiva, que a abertura da interface é o mecanismo responsável pela terminação e pelo desvio lateral da fratura, ao contrário do deslizamento, que favorece a propagação direta através da interface. Essa aplicação deve ser considerada com a ressalva de que o modelo de Cooke e Underwood (2001) foi desenvolvido para configurações sub-horizontais sob campos de tensão específicos; em sequências dobradas, as tensões residuais de flexão brasileira se superpõem ao campo de tensões de exumação, podendo modificar a relação entre o modo de deformação da interface e o comportamento da propagação. A aplicação ao contexto da Formação Morro do Chapéu é análoga, porém não direta, e exige validação adicional por meio de modelagem numérica focada na geometria dos flancos das dobras. A superposição das duas famílias de fraturas produz padrões em grade e em degraus (staircase fractures), resultantes dos mecanismos de deflexão e de step-over propostos por Helgeson e Aydin (1991) e por Cooke e Underwood (2001). O padrão em grade (grid pattern), caracterizado por dois conjuntos de juntas verticais ortogonais dispostos sobre a superfície de acamamento, encontra fundamentação nos modelos de transição de tensões de Bai e Pollard (2000) e de Bai et al. (2002) (Figura 12).

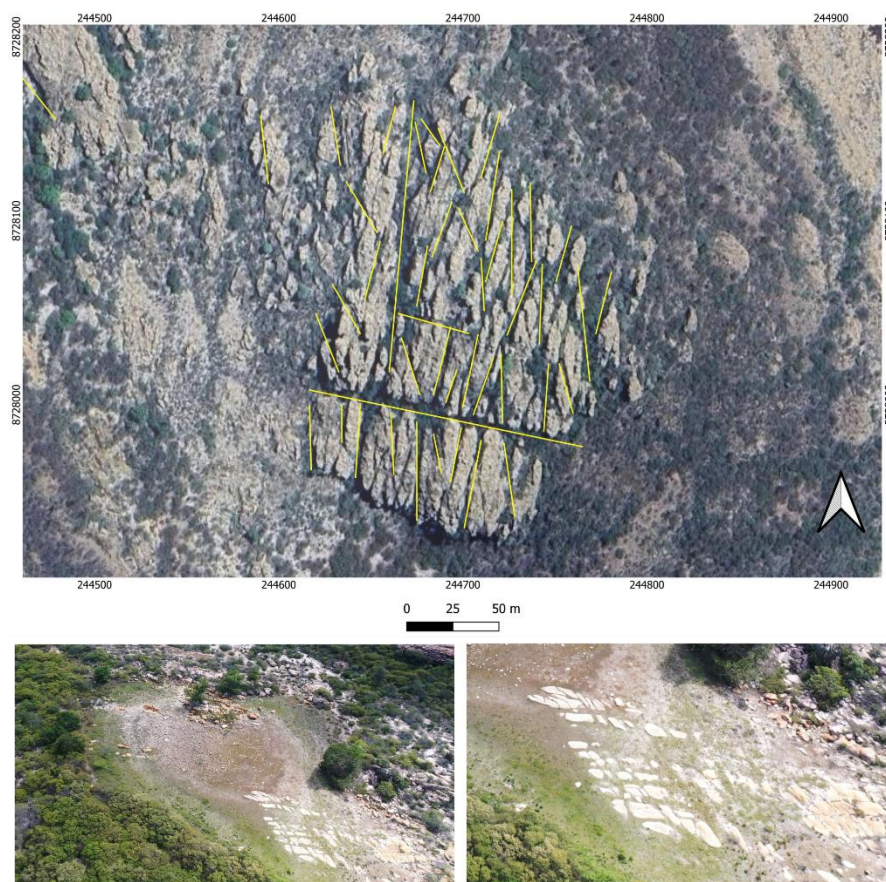


Figura 12. Padrão em grade (*grid pattern*) resultante da superposição de famílias de fraturas ortogonais no Complexo Arqueológico Lagoa da Velha. Imagens aéreas obtidas por VANT (superior) registrando a distribuição de fraturas em arranjo ortogonal; sequência esquemática (inferior) ilustrando os estágios de nucleação das juntas de alívio de pressão nos estratos menos competentes segundo o modelo de Bai e Pollard (2000) e Bai et al. (2002). Fonte: Araújo et al, 2026.

5.3 A Viga em Balanço: Geometria com Mergulho e Dinâmica de Colapso

A convergência dos controles descritos anteriormente culmina no mecanismo central de formação dos abrigos (Figura 13). Esse mecanismo integra geologia estrutural, estratigrafia mecânica e geomorfologia em um modelo que explica não apenas a existência dos abrigos, mas também sua geometria específica e os padrões de estabilidade e colapso observados em campo (Wu et al., 2018; Young e Young, 1992; Young et al., 2009; Gleadow et al., 2025).



Figura 13. Modelo conceitual de viga em balanço aplicado à gênese de abrigos rochosos em seqüências sedimentares. Componentes de tensão atuantes sobre a viga em balanço: momento fletor, tração na face superior e alongamento da camada — e o ciclo de propagação de fraturas por tração (Modo I) e por cisalhamento (Modo II), com os respectivos fatores de intensidade de tensão que condicionam o colapso progressivo por queda de blocos (*slab fall*). Fonte: Araújo et al, 2026.

O modelo integra: (I) o contexto morfológico do abrigo com indicação de fraturas e queda de blocos (*slab fall*); (II) o diagrama de esforços sobre a viga em balanço, com momento fletor, tração na face superior e alongamento da camada, fundamentado na teoria de vigas de Euler-Bernoulli; e (III) o ciclo de propagação de fraturas por tração (Modo I) e por cisalhamento (Modo II), com os fatores de intensidade de tensão que condicionam a progressão até o colapso. Intemperismo e variações térmicas atuam como agentes de enfraquecimento progressivo do sistema.

A estabilidade de abrigos rochosos é condicionada pela *orientação dos planos de estratificação*, conforme os modelos de mecânica de rochas de Hoek e Bray (1981) e de Goodman e Bray (1976). Em tetos compostos por camadas inclinadas (ângulo δ), a carga gravitacional (W) *se divide em momentos fletores, que geram flexão no bloco, e em forças tangenciais, que favorecem o cisalhamento nas interfaces de acamamento*. Como a rigidez e o momento fletor governam a deformação desses estratos, o aumento do mergulho estrutural potencializa as tensões *desestabilizadoras*. Na prática, esse comportamento mecânico limita a extensão máxima a que um teto em balanço pode chegar antes do colapso, estabelecendo uma restrição geométrica rigorosa aos vãos livres (Figura 14).

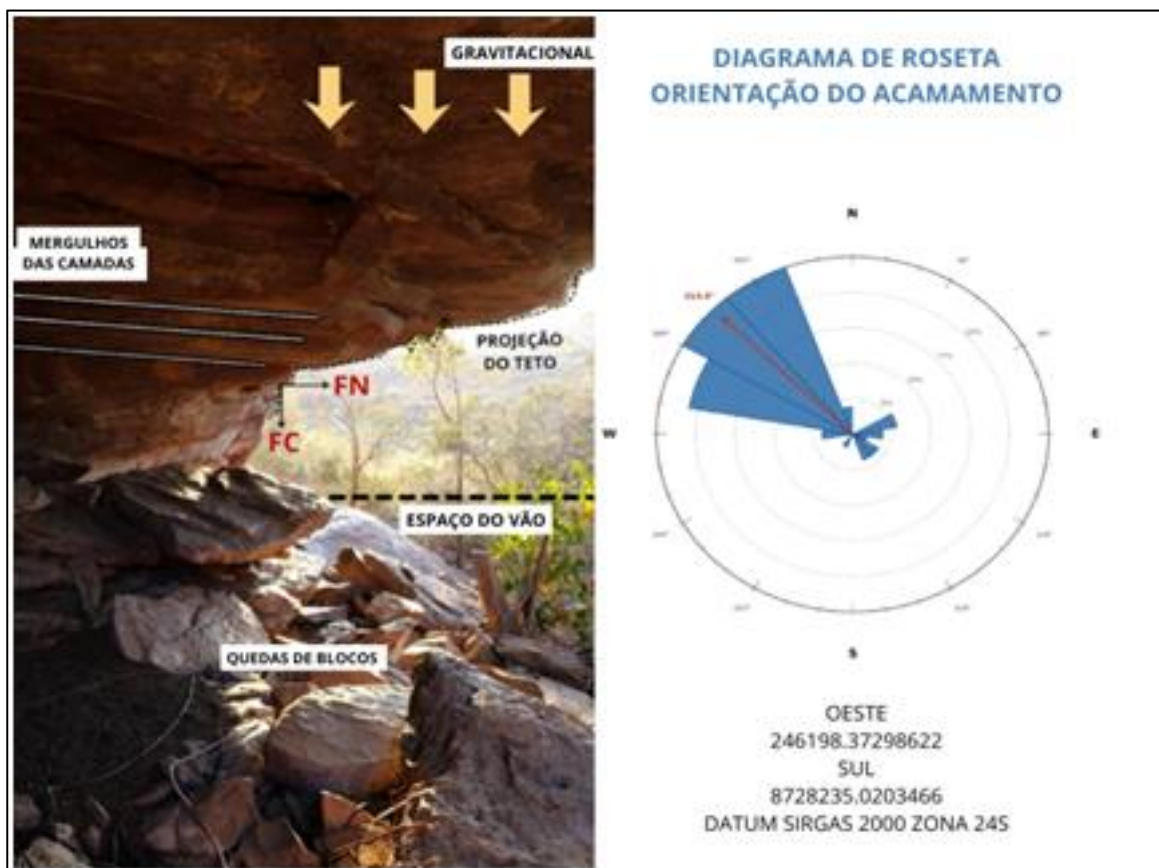


Figura 14. Condicionamento estrutural da estabilidade do teto em abrigo rochoso no Complexo Arqueológico Lagoa da Velha. Fonte: Araújo et al, 2026.

A distribuição dos abrigos no Complexo Lagoa da Velha revela uma orientação sistemática das aberturas em relação ao plano axial da dobra, decorrente da deformação brasileira que controla a morfoestrutura, influenciando o direcionamento das fraturas e potencializando o colapso dos abrigos. Embora cada desabamento do teto represente uma ruptura, o efeito cumulativo de eventos sucessivos é estabilizador: cada queda de bloco reduz o comprimento do balanço, redistribui o momento fletor e estabelece um novo estado de equilíbrio metaestável de menor vão.

5.4 Síntese do Modelo Morfoestrutural

A análise da morfologia dos abrigos do Complexo Lagoa da Velha segue uma hierarquia de controles e processos que atuam em escalas espaço-temporais distintas. A escolha da escala de análise condiciona diretamente as estratégias metodológicas e os procedimentos técnicos adotados na investigação geomorfológica (Kohler, 2002). Partindo desta premissa, observam-se três mecanismos de controle para essa feição (Figura 15). O controle de primeira ordem é exercido pela estratigrafia mecânica da Formação Morro do Chapéu, que define os níveis estratigráficos específicos nos quais os abrigos se desenvolvem. O escalonamento vertical observado nos estratos é a expressão geomorfológica dessa heterogeneidade litológica. O controle de segunda ordem que define a morfoestrutura regional, composta por dobramentos de grande raio. Nessa escala, o modelo explica a distribuição espacial dos abrigos no município de Morro do Chapéu e a consistência de suas orientações preferenciais. O controle de terceira ordem é definido pelo sistema de fraturas desenvolvido pelo campo de tensões ao longo do tempo geológico, determinando a velocidade do intemperismo entre as estratificações da litologia. Esses sistemas de fraturas ocorrem geralmente em padrões: grade (longitudinais e transversais ao eixo) e o padrão em escada que ocorre nos contatos entre o acamamento.

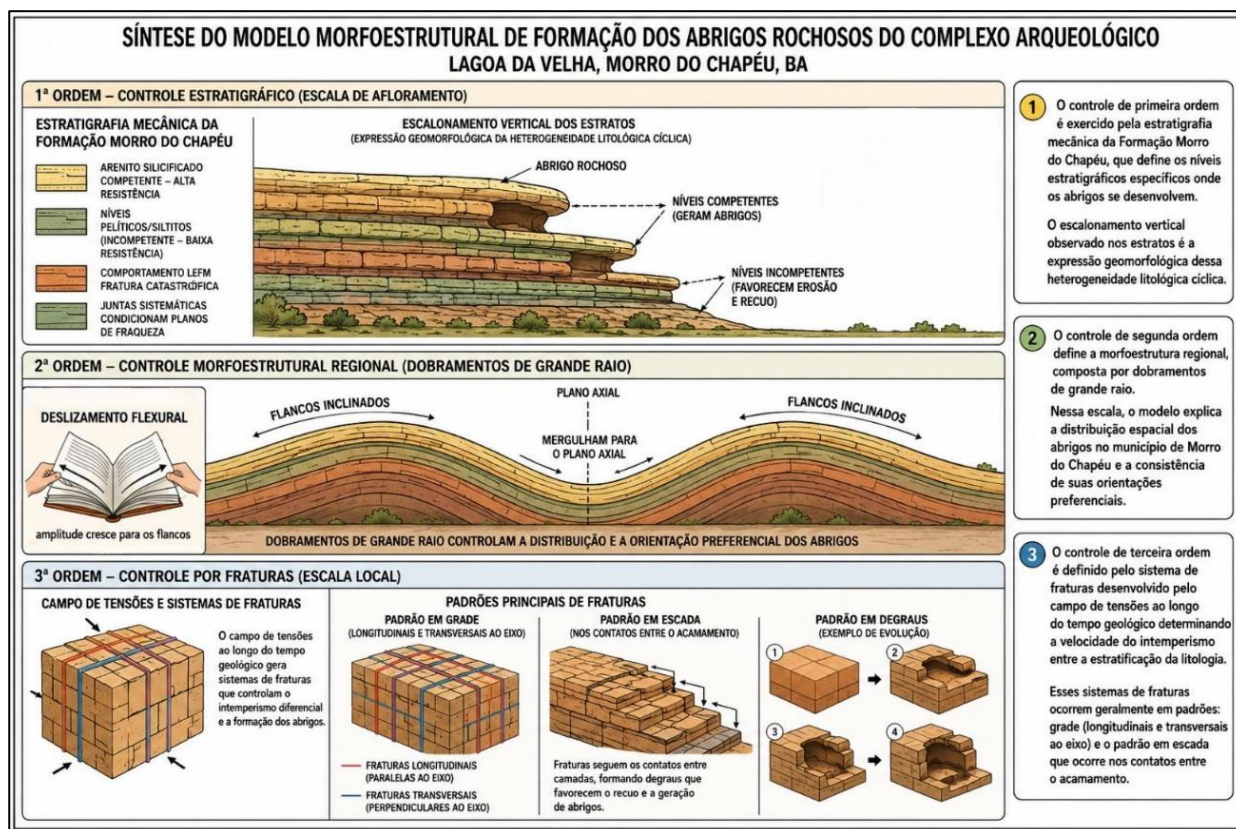


Figura 15. Síntese do modelo morfoestrutural de formação dos abrigos rochosos do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, Morro do Chapéu, BA. Fonte: Araújo et al, 2026.

O Modelo organiza os controles em três ordens hierárquicas: (1ª ordem) estratigrafia mecânica da Formação Morro do Chapéu com escalonamento vertical dos estratos competentes e incompetentes; (2ª ordem) controle morfoestrutural regional por dobramentos de grande raio, que governam a distribuição espacial e as orientações preferenciais dos abrigos; (3ª ordem) sistemas de fraturas em padrões de grade, escada e degraus, condicionados pela herança do campo de tensões geológico, alívio de carga e os processos de erosão diferencial e o recuo das paredes.

Conclui-se que a abordagem multiescalar é indispensável ao estudo das paisagens. No Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, a análise demonstra que a morfologia dos abrigos resulta de uma hierarquia de processos, integrando mecanismos morfoestruturais regionais ao fraturamento local, evidenciando a sobreposição de processos na escultura do relevo. Essa organização dos controles geológicos e geomorfológicos confirma que a modelagem multidimensional do relevo decorre da interação entre eventos tectônicos, especificidades litoestratigráficas e processos superficiais.

6. Discussão

6.1. A Morfoestrutura como Palimpsesto Temporal

A morfoestrutura dos abrigos no Complexo Arqueológico da Lagoa da Velha constitui um palimpsesto temporal em sentido estrito. Neles, o espaço físico revela a sobreposição e a interação de heranças geológicas em escalas de tempo radicalmente distintas. A rocha é Mesoproterozóica (~1,4-1,1 Ga); a estrutura tectônica deriva de processos associados ao ciclo Brasileiro (~640-480 Ma); o relevo atual é Cenozoico, condicionado por mecanismos denudacionais. A documentação em escala de afloramento — por meio de fotografias de campo, medições de fraturas e planos de acamamento — é necessária para evidenciar diretamente as estruturas que testemunham cada etapa desse palimpsesto (Figura 16).

Essas feições, por sua vez, resultam da conjunção contemporânea entre os processos superficiais e o arcabouço estrutural herdado. Essa hierarquia temporal é compatível com a perspectiva da geomorfologia histórica de Phillips (1992), que demonstra como sistemas não lineares geram trajetórias sensíveis às condições iniciais, tornando as formas atuais expressões contingentes de heranças geológicas distintas. Complementarmente, Phillips (2003) detalha as fontes dessa não linearidade (limiares, histerese, *feedbacks* competitivos, auto-organização), reforçando a premissa da contingência histórica em vez de substituí-la.

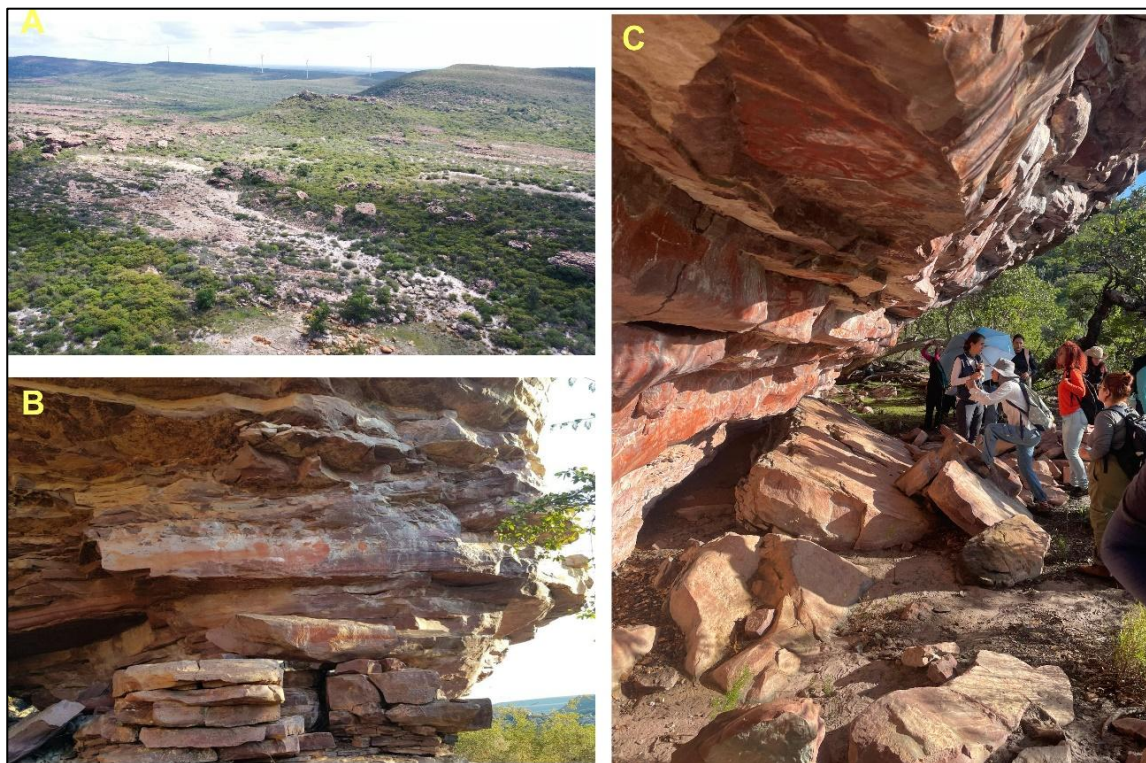


Figura 16. O registro imagético do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, em Morro do Chapéu, BA, ilustrando o caráter de palimpsesto temporal do sítio. (A) Vista panorâmica do contexto geomorfológico, evidenciando a distribuição dos afloramentos da Formação Morro do Chapéu na paisagem. (B) Detalhe da face do afloramento, com estratificação subhorizontal e blocos deslocados na base, indicando processos de colapso ativos. (C) Interior de abrigo rochoso com teto em projeção e arte rupestre em pigmento vermelho preservada no suporte rochoso, com grupo de pesquisadores em escala, evidenciando a sobreposição das heranças geológicas, estruturais e culturais que caracterizam o palimpsesto temporal do sítio. Fonte: Araújo et al, 2026.

O emprego do modelo de viga em balanço é fundamental para a análise geométrica e mecânica, permitindo a quantificação das formas, a modelagem de estabilidade e a previsão de mecanismos de ruptura com precisão técnica. Todavia, a aplicação desse modelo evidencia as fronteiras entre a análise mecanicista da morfologia e a complexidade intrínseca de sua gênese. A limitação dessa abordagem processual demanda a integração holística da escala espaço-temporal, combinada a métodos geocronológicos e geoquímicos, e ao monitoramento direto de processos ativos.

6.2. Sensibilidade da Paisagem e Dinâmica dos Abrigos

O conceito de sensibilidade da paisagem, aplicado por Brunnsden e Thornes (1979) no contexto da área de estudo, estabelece que a estabilidade morfológica é assegurada pela competência mecânica do arenito silicificado. Essa propriedade litoestrutural da Formação Morro do Chapéu determina a capacidade de resposta da morfologia dos abrigos a perturbações externas, definindo sua resistência ao tempo de recorrência desses eventos. Os abrigos remanescentes que resistiram às perturbações externas evidenciam resiliência sistêmica: sua persistência atesta que as forças perturbadoras não ultrapassaram os limiares de colapso irreversível, ou que rupturas parciais resultaram em reequilíbrios para estados de menor vão. Em termos, Schumm (1979) trata de limiares intrínsecos, cruzados pela evolução interna do sistema, independentemente de perturbações climáticas

externas, o que implica que a sensibilidade extrínseca a variáveis climáticas (Brunsden e Thornes, 1979; Brunsden, 2001) é insuficiente para antecipar colapsos determinados pela dinâmica interna.

A longevidade da morfologia dos abrigos do Complexo Arqueológico da Lagoa da Velha não deve ser interpretada como ausência de dinamismo dos processos, mas sim como resultado da robustez mecânica da litologia, que modula a resposta do relevo às variações ambientais. A predominância de limiares intrínsecos sugere que a evolução dessas formas segue uma trajetória de auto-organização, na qual a ampliação do teto se ajusta progressivamente à capacidade de carga do suporte rochoso. Portanto, a estabilidade observada é uma manifestação verificável do equilíbrio metaestável, na qual a persistência morfológica atesta que a magnitude energética do sistema ainda não superou a resistência estrutural herdada. Consequentemente, modelos preditivos baseados exclusivamente em oscilações climáticas mostram-se limitados, exigindo uma análise mais profunda, que priorize o comportamento geomecânico e a história interna do sistema para explicar a gênese dos abrigos.

6.3. A Complexidade como Fundamento Analítico

O modelo de viga em balanço, em sua descrição simplista, refere-se a um sistema composto por dois componentes: o elemento projetado e a base de apoio. A realidade dos abrigos é radicalmente mais complexa, pois envolve o comportamento de uma sequência litológica heterogênea, sujeita a campos de tensão decorrentes de múltiplas histórias de deformação, em um ambiente climático com variações ao longo de escalas temporais, sobre um substrato cujas propriedades mecânicas variam de proporções centimétricas a métricas. A não linearidade dos sistemas geomorfológicos (Phillips, 1992; 2003) implica a inexistência de uma trajetória evolutiva previsível para cada abrigo: unidades em condições aparentemente idênticas podem responder de forma distinta à mesma perturbação, o que evidencia a sensibilidade às condições iniciais. Os colapsos catastróficos correspondem a limiares intrínsecos, resultado da evolução interna do sistema, sem necessidade de mudança nos controles externos; a degradação por *stress corrosion cracking*, ao contrário, é uma trajetória de fadiga contínua, que não constitui um limiar no sentido estrito de colapso abrupto, mas um condicionante que reduz progressivamente a tenacidade efetiva da rocha e, por isso, amplia a predisposição ao colapso catastrófico.

Dessa forma, a gênese dos abrigos do Complexo Lagoa da Velha não pode ser reduzida a um modelo mecânico de viga em balanço (*cantilever*), devendo ser compreendida como um sistema dinâmico de limiares acoplados. A transição entre o desgaste contínuo por *stress corrosion cracking* e a ruptura catastrófica exemplifica como processos de diferentes magnitudes e temporalidades se retroalimentam, transformando a estabilidade aparente em um estado de equilíbrio metaestável. Sob essa ótica, a complexidade geomorfológica inerente ao substrato rochoso, à herança estrutural e aos processos contemporâneos impõe uma incerteza intrínseca à modelagem do relevo, na qual a forma resultante transcende a mera expressão da memória estrutural da rocha. Conclui-se, portanto, que a análise geomorfológica desses abrigos exige a superação do determinismo mecânico e o reconhecimento da não linearidade como regra, e não como exceção, em suas morfologias. Para avaliar o campo de tensões atual e a evolução temporal dos processos, futuras investigações deverão empregar modelagem numérica (elementos finitos), datação por cosmonuclídeos ou por luminescência e monitoramento direto de deslocamentos nos tetos dos abrigos.

7. Conclusões

O estudo propõe uma abordagem geomecânica da morfologia dos abrigos do Complexo Arqueológico Lagoa da Velha, simulando a sustentação dos tetos rochosos por meio do modelo de viga em balanço (*cantilever beam*), correlacionando a estabilidade estrutural à não linearidade dos processos morfológicos, subordinada a uma hierarquia espaço-temporal. A partir das análises desenvolvidas, conclui-se que:

1 A morfoestrutura atua como um palimpsesto da paisagem: a configuração atual dos abrigos não surge de um evento isolado, mas da sobreposição de eventos ao longo do tempo, em que o dinamismo sinérgico dos processos foi fundamental para a formação dessas feições, por meio da entrada de energia e matéria no sistema, não aleatória, mas da própria dinâmica de evolução da paisagem. Essa contingência histórica revela que a forma final é o resultado de processos que operam em escalas temporais distintas, em que o relevo atual preserva memórias de tensões tectônicas herdadas, integradas à dinâmica superficial contemporânea. A reconstituição da escala temporal envolvida demanda técnicas como datação por cosmonuclídeos (^{10}Be), termocronologia de baixa

temperatura e levantamentos geomorfométricos detalhados, a serem incorporadas em fases subsequentes da pesquisa.

2 Embora o modelo de *cantilever* seja eficaz na quantificação geométrica e na previsão de colapsos iminentes, sua capacidade de explicação genética é limitada. O determinismo físico da viga deve ser integrado a uma abordagem sistêmica, visto que a estratificação mecânica e processos físico-químicos, como o *stress corrosion cracking*, alteram dinamicamente as propriedades de resistência, que são tratadas como estáticas em modelos puramente mecanicistas. A gênese dos abrigos revela-se um fenômeno complexo e não linear, no qual a multiplicidade de variáveis e o princípio da equifinalidade demonstram que trajetórias evolutivas distintas podem convergir para morfologias semelhantes.

3 A análise multiescalar e a hierarquia de processos estabelecem que a evolução morfológica é complexa, regida por múltiplos mecanismos operantes em diversas escalas, com *inputs* de energia oscilantes que determinam respostas desiguais. Em nível regional, a morfoestrutura define o arcabouço geológico; no nível local, a estratificação mecânica, caracterizada pela alternância de competência das camadas, dita a predisposição ao recuo basal; na escala da feição e de curto prazo, o sistema de fraturas associado ao intemperismo atua como gatilho para a superação de limiares de resistência.

4 O equilíbrio metaestável e a não linearidade influenciam a longevidade da morfologia dos abrigos, caracterizando um sistema que acumula tensões de forma não linear até atingir limiares intrínsecos. A superação desses limiares resulta em reajustes episódicos que estabelecem novos estados de equilíbrio. A persistência destas formas não indica estagnação da dinâmica superficial contemporânea, mas sim uma resiliência derivada da robustez mecânica da silicificação dos estratos areníticos da Formação Morro do Chapéu, que modula a sensibilidade da paisagem às flutuações ambientais.

A gênese e a evolução dos abrigos do Complexo Lagoa da Velha emergem do acoplamento entre o rigor das leis mecânicas e a incerteza da dinâmica não linear. A compreensão destas feições exige a superação da visão meramente descritiva, reconhecendo-as como sistemas dinâmicos cuja estabilidade é uma manifestação temporária da resistência estrutural herdada à complexidade da evolução morfológica.

Disponibilidade de Dados: Os dados que fundamentam este estudo, incluindo os mapeamentos realizados e pontos amostrais, encontram-se disponíveis mediante solicitação aos autores. Pesquisadores interessados poderão solicitar acesso aos conjuntos de dados por meio de contato direto, garantindo a reprodutibilidade e a transparência das análises apresentadas.

Declaração de uso de IA (na análise de dados e metodologia): Nenhum resultado analítico, numérico ou inferencial foi gerado por ferramentas de inteligência artificial; todas as análises e conclusões derivam dos dados coletados e processados pelos autores. As imagens produzidas por IA têm caráter exclusivamente ilustrativo e foram geradas a partir dos dados de campo, do processamento em gabinete e da literatura de referência. A IA foi utilizada apenas para a criação de figuras; a validação, interpretação e qualquer modificação das imagens foram realizadas pelos pesquisadores.

Conflito de Interesses: Os autores declaram que não há conflito de interesse na realização desta pesquisa, não havendo qualquer relação financeira, institucional ou pessoal que possa ter influenciado os resultados ou as interpretações apresentadas no estudo.

Financiamento: A pesquisa não recebeu nenhum financiamento externo.

Agradecimentos: Os autores agradecem o apoio do Laboratório de Geoarqueologia da UFPE pela disponibilidade dos computadores necessários para o processamento de dados, e agrade à Universidade Federal de Pernambuco pela disponibilidade de transporte para visita à área de estudo a fim de coletar os dados em campo que possibilitaram o desenvolvimento da pesquisa.

Referências

1. ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, v. 149, n. 1-2, p. 43-64, 2006.
2. ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007.
3. Anderson, T. L., *Fracture mechanics: fundamentals and applications*. CRC Press. 2005.
4. ATKINSON, B. K. (Ed.). *Fracture Mechanics of Rock*. London: Academic Press, 1987. 534 p.

5. BAI, T.; POLLARD, D. D. Fracture spacing in layered rocks: a new explanation based on the stress transition. *Journal of Structural Geology*, v. 22, n. 1, p. 43-57, 2000.
6. Bai, T., Maerten, L., Gross, M. R., & Aydin, A. Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation?. *Journal of Structural Geology*, 24(1), 77-88. 2002.
7. BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archaean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, v. 133, p. 1-27, 2004.
8. Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F., Correa-Gomes, L. C., Dominguez, J. M. L., & Souza, J. S. *Geologia da Bahia Pesquisa e Atualização*, vol. 1. 2012.
9. BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Cham: Springer International Publishing, 2016. p. 57-69.
10. BATTILANI, G. A.; GOMES, N. S.; GUERRA, W. J. Evolução diagenética dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, na região de Morro do Chapéu, Bahia. *Geonomos*, v. 4, n. 2, p. 81-89, 1996.
11. Bertalanffy, L. V. (1969). *General system theory*, New York (George Braziller) 1969.
12. BRADY, B. H. G.; BROWN, E. T. *Rock Mechanics for Underground Mining*. London: George Allen & Unwin, 1985. 527 p.
13. BRITO NEVES, B. B. Estudos geológicos no nordeste da Chapada Diamantina. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 16, n. 1, p. 5-21, 1967.
14. BRUNSDEN, D. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena*, v. 42, p. 99-123, 2001.
15. BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, n.s., v. 4, n. 4, p. 463-484, 1979.
16. CHORLEY, R. J. *Geomorphology and General Systems Theory*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 500-B, 1962.
17. CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. *Physical Geography: A Systems Approach*. London: Prentice-Hall International, 1971. 370 p.
18. COOKE, M. L.; UNDERWOOD, C. A. Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 223-238, 2001.
19. CPRM — Serviço Geológico do Brasil. *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*. Salvador: CPRM, 2012.
20. DOMÍNGUEZ, J. M. L. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Ed.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 137-159.
21. DIAS, A. N.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; PEREIRA, V. Q.; SALES, A. S. W.; CHEMALE JR., F. Insights into the Phanerozoic evolution of the São Francisco Craton based on detrital zircon thermochronology and U-Pb-Hf geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 136, n. 11-12, p. 5109-5122, 2024.
22. ETCHEVARNE, C. *O patrimônio arqueológico rupestre da Bahia: sítios registrados, diagnósticos de conservação e perspectivas de gestão*. Salvador: IPAC-BA, 2007.
23. FERRILL, D. A.; MORRIS, A. P.; MCGINNIS, R. N.; SMART, K. J.; WIGGINTON, S. S.; HILL, N. J. Mechanical stratigraphy and normal faulting. *Journal of Structural Geology*, v. 94, p. 275-302, 2017.
24. FISCHER, M. P.; GROSS, M. R.; ENGELDER, T.; GREENFIELD, R. J. Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks. In: AMEEN, M. S. (Ed.). *Fractography*. London: Geological Society, 1995. p. 215-233.
25. FOSSEN, H. *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 463 p.
26. GLEADOW, A.; GREEN, H.; FINCH, D.; BOONE, S.; FINK, D.; FÜLÖP, R. H.; CODILEAN, A.; UNGHANGO, A. The origin, evolution and life cycle of rock art shelters in the Kimberley Basin of NW Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 50, n. 9, e70124, 2025.
27. GOODMAN, R. E.; BRAY, J. W. Toppling of rock slopes. In: *Proc. Specialty Conf. on Rock Engineering for Foundations and Slopes*. ASCE, Boulder, CO, v. 2, p. 201-234, 1976.
28. GROSS, M. R. The origin and spacing of cross joints. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 737-751, 1993.
29. GUADAGNIN, F.; CHEMALE JR., F.; MAGALHÃES, A. J. C.; SANTANA, A.; DUSSIN, I.; TAKEHARA, L. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup. *Gondwana Research*, v. 27, n. 1, p. 363-376, 2015.

30. HANCOCK, P. L.; ENGELDER, T. Neotectonic joints. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, n. 10, p. 1197-1208, 1989.
31. HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Cham: Springer, 2017.
32. HELGESON, D. E.; AYDIN, A. Characteristics of joint propagation. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 897-911, 1991.
33. Irwin G. R. Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. *J Appl Mech* 24:361-364. 1957.
34. HOEK, E.; BRAY, J. D. *Rock Slope Engineering*. CRC Press, 1981.
35. KOHLER, H. C. A escala na análise geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 3, n. 1, 2002. <https://doi.org/10.20502/rbg.v3i1.12>
36. MARCHIORI, D. G. A mecânica da fratura elástica linear e o modelo coesivo na previsão do fraturamento de rochas. 1997. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
37. NARR, W.; SUPPE, J. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 1037-1048, 1991.
38. PEDREIRA, A. J. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
39. PHILLIPS, J. D. Nonlinear dynamical systems in geomorphology. *Geomorphology*, v. 5, p. 219-229, 1992.
40. PHILLIPS, J. D. Sources of nonlinearity. *Progress in Physical Geography*, v. 27, n. 1, p. 1-23, 2003.
41. POLLARD, D. D.; FLETCHER, R. C. *Fundamentals of structural geology*. Cambridge University Press, 2005.
42. PRICE, N. J.; COSGROVE, J. W. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.
43. RAMSAY, J. G. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: McGraw-Hill, 1967.
44. SAMPAIO, A. R., ROCHA, A. J. D., SANTOS, R. A. D., & GUIMARÃES, J. T. *Projeto Jacobina, Folha SC. 24-YC*. CPRM. 2001.
45. SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds. *Transactions of the Institute of British Geographers*, v. 4, n. 4, p. 485-515, 1979.
46. SCHUMM, S. A. *To Interpret the Earth*. Cambridge: Cambridge University Press, 1991.
47. SGB-CPRM; CBPM. Mapa Tectônico-Geocronológico do Estado da Bahia: implicações metalogenéticas. Escala 1:1.000.000. Salvador: CBPM; SGB-CPRM, 2020.
48. Souza, G. P. D. Evolução tectônica Toniana da margem sudoeste do Paleocôntinente São Francisco: geoquímica e geocronologia U-Pb de rochas metassedimentares da nappe de passos e magmatismo félsico contemporâneo, Orógeno Brasília meridional. 2025.
49. SRIVASTAVA, N. K.; ROCHA, A. J. D. Fazenda Cristal, BA. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, p. 87-93, 2002.
50. STEARNS, D. W.; FRIEDMAN, M. Reservoirs in fractured rock. In: KING, R. E. (Ed.). *Stratigraphic Oil and Gas Fields*. Tulsa: AAPG, 1972. p. 82-106.
51. TANNER, P. W. G. The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 635-655, 1989.
52. TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M. C. H. Early Proterozoic crustal evolution. *Precambrian Research*, v. 53, p. 1-22, 1991.
53. TEIXEIRA, J. B. G.; DA SILVA, M. D. G.; MISI, A.; CRUZ, S. C. P.; DA SILVA SÁ, J. H. Geotectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 30, n. 2, p. 71-83, 2010.
54. TWISS, R. J.; MOORES, E. M. *Structural Geology*. 2. ed. New York: W. H. Freeman, 2007.
55. UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. Rifteamentos superpostos. *Geonomos*, 1995.
56. VILES, H. A. Synergistic weathering processes. In: SHRODER, J. F. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego: Academic Press, 2013. p. 12-32.
57. Wang, T., Ye, W., Liu, L., Liu, X., & Sun, X. . Pioneering insights into High-Temperature sandstone fracture Mechanics: Integrating damage evolution modeling with experimental validation. *Engineering Fracture Mechanics*, 111599. 2025.
58. Whittaker, B. N., Singh, R. N., & Sun, G. *Rock fracture mechanics. Principles, design and applications*. 1992.
59. WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency. *Journal of Geology*, v. 68, n. 1, p. 54-74, 1960.
60. WU, L. Z.; SHAO, G. Q.; HUANG, R. Q.; HE, Q. Overhanging rock modeling. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, v. 51, n. 12, p. 3585-3597, 2018. <https://doi.org/10.1007/s00603-018-1543-9>
61. YOUNG, R. W.; WRAY, R. A. L.; YOUNG, A. R. M. *Sandstone Landforms*. Cambridge: Cambridge University Press, 2009.

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



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.