

MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHORÓ - CEARÁ, BRASIL

GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF THE CHORÓ RIVER HYDROGRAPHIC BASIN - CEARÁ, BRAZIL

CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO CHORÓ - CEARÁ, BRASIL

PATRÍCIA ANDRADE DE ARAÚJO¹
MARCOS JOSÉ NOGUEIRA DE SOUZA²
FRANCISCO LEANDRO DE ALMEIDA SANTOS³
MARIA TAYLANA MARINHO MOURA⁴

¹ Doutora em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará.
E-mail: araujogeografia@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8818-5454>

² Professor Doutor do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará.
E-mail: marcos.nogueira@uece.br, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1256-6453>

³ Doutorando em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará.
E-mail: leogeofisico@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9601-839X>

⁴ Mestre em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará.
E-mail: prof.taylana.marinho@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4403-8281>

Recebido 15/06/2021

Enviado para correção 22/06/2021

Aceito 03/07/2021

RESUMO

O presente trabalho apresenta o mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Choró, seguindo os critérios estabelecidos por Ross (1992), com base em condicionantes morfoestruturais e morfoesculturais. A escala de mapeamento (1:75.000) permitiu a delimitação das seguintes unidades: 1º Táxon - Unidades Morfoestruturais (Embasamento Cristalino, Grupo Barreiras, Depósitos Aluviais e Costeiros); 2º Táxon - Unidades Morfoesculturais (Maciços Residuais, Depressão Sertaneja, Tabuleiros, Planícies Fluviais, Lacustres e Litorânea); 3º Táxon (Depressão Sertaneja Aplainada e Dissecada, Cristas Residuais e Inselbergs, Vertente Oriental da Serra de Baturité e Serras do Estevão e Falcão, Tabuleiros Pré-Litorâneos e Interiores, Campos de Dunas e Faixa Praial, Planície Fluviomarina, Planície Fluviais do rio Choró e seus principais Tributários, Planície Lacustre e Áreas de Inundação Sazonal).

Palavras-chave: Mapeamento Geomorfológico. Unidades Morfoesculturais. Unidades Morfoestruturais.

ABSTRACT

The present work presents the geomorphological mapping of the Choró river hydrographic Basin, following the criteria established by Ross (1992), based on morphostructural and morpho-sculptural conditions. The mapping scale (1: 75,000) allowed the delimitation of the following units: 1st Taxon - Morphostructural Units (Crystalline Basement, Barreiras Group, Alluvial and Coastal Deposits); 2nd Taxon - Morpho-sculptural Units (Residual Massifs, Sertaneja Depression, Trays, Fluvial, Lake and Coastal Plains); 3rd Taxon (Flattened and Dissected Sertaneja Depression, Residual Crests and Inselbergs, Eastern Slope of the Serra de Baturité and Serra do Estevão and Falcão, Pre-Coastal and Indoor Trays, Fields of Dunes and Beach Strip, Fluviomarina Plain, Fluvial Plain of the Choró river and its Main Tributaries, Lacustrine Plain and Seasonal Flood Areas).

Keywords: Geomorphological Mapping. Morpho-sculptural Units. Morphostructural Units.

RESUMEN

El presente trabajo presenta el mapeo geomorfológico de la cuenca hidrográfica del río Choró, siguiendo los criterios establecidos por Ross (1992), con base en condiciones morfoestructurales y morfoescolturales. La escala cartográfica (1:75.000) permitió delimitar las siguientes unidades: 1º Taxón - Unidades Morfoestructurales (Sótano Cristalino, Grupo Barreiras, Depósitos Aluviales y Costeros); 2º taxón - Unidades Morfoescolturales (Macizos Residuales, Depresión Sertaneja, bandejas, Llanuras Fluviales, Lacustres y Costeras); 3º taxón (Depresión Sertaneja Aplanada y Disecada, Crestas Residuales e Inselbergs, Vertiente Oriental de la Serra de Baturité y Serra do Estevão y Falcão, Bandejas Pre-Costeras e Interiores Campos de Dunas y Franja de Playas, Llanura de Fluviomarinha, Llanura Fluvial del río Choró y sus principales Afluentes, Llanura Lacustre y Áreas de Inundación Estacional).

Palabras clave: Cartografía Geomorfológica. Unidades Morfoescolturales. Unidades Morfoestructurales.

INTRODUÇÃO

As características geológicas, geomorfológicas, disponibilidade hídrica e condições climáticas sempre influenciaram a ocupação da terra. Os conhecimentos geomorfológicos são essenciais, pois orientam o uso/ocupação perante as limitações impostas pelo relevo. A partir dessa ótica, a questão ambiental atualmente é o grande agente articulador das pesquisas geomorfológicas no Brasil, ou seja, o que está sustentando a existência da geomorfologia no contexto da ciência geográfica (VITTE, 2010). Os estudos geomorfológicos ganham importância à medida que tentam solucionar a espacialização, hierarquização e explicação das formas e seus antecedentes geomórficos, uma vez que trazem à tona as possibilidades de evolução e dinâmica do relevo, o que é valioso tanto para a academia científica, quanto para os setores de planejamento e gestão do território (MARTINS; RODRIGUES, 2016).

A geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo. As formas de relevo representam a expressão espacial de uma superfície, compondo diversas configurações da paisagem morfológica. É o seu aspecto visível, a sua configuração, que caracteriza o modelado topográfico de uma área (CHRISTOFOLETTI, 1980). Para tanto, a geomorfologia se dedica ao estudo do modelado da superfície terrestre, investigando suas formas, processos e materiais formadores. Sabe-se que os cursos d'água atuam diretamente na configuração do relevo e das paisagens, constituindo-se como níveis de base controladores dos processos modeladores de vertentes, como a erosão pluvial e movimentos de massa, cuja dinâmica fornece materiais para a agradação dos fundos de vale (BARROS; MAGALHÃES JUNIOR, 2020).

Sobre mapeamento geomorfológico no Brasil, Barbosa et al., (1984) registrou no Boletim Técnico do projeto RADAMBRASIL que até o ano 1968, a experiência brasileira sobre mapas geomorfológicos era insignificante, geralmente pautada em modelos estrangeiros. A grande maioria dos mapas era baseada em aerofotos elaboradas pelas universidades. Uma avaliação dessa experiência foi feita na I Conferência Nacional de Geografia e Cartografia, organizada pelo IBGE em 1968. A súmula dos resultados foi discutida por Ab'Saber (1969) e Moreira (1969), lançando as bases para uma cartografia geomorfológica no país. Para estes autores, um mapa geomorfológico deveria conter: base geológica como elemento essencial; fixação, delimitação e descrição precisa das formas de relevo; fixação da altimetria; representação dos domínios morfoclimáticos e morfoestruturais e a representação da dinâmica da evolução geomorfológica atual. Baseado nesses princípios, o Projeto RADAMBRASIL (1981) elaborou os primeiros ensaios para a aplicação cartografia geomorfológica no relevo brasileiro.

Em 1992, o geógrafo Jurandir Ross em sua publicação “o registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo”, sugere uma proposta metodológica para o mapeamento do relevo, a partir do estabelecimento de seis ordens de grandeza têmporo-espaciais, organizadas em seis táxons distintos. Destaca-se que esta proposta ganhou ampla difusão nacional. Importante lembrar que Ross (1992) adaptou a metodologia idealizada e aplicada pelo diretor da divisão do Projeto RADAMBRASIL, o geomorfólogo Getúlio Vargas Barbosa. Além das orientações sobre a classificação taxonômica dos fatos geomorfológicos

de Tricart (1965), bem como nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura estabelecidos pelos trabalhos de Demek (1967), Gerasimov; Mescherikov (1968) e Mescerjakov (1968).

À luz dessas considerações, esta pesquisa apresenta o mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Choró com base nos critérios definidos por Ross (1992), com ênfase na convergência de processos morfoestruturais e morfoesculturais que se manifestam ao longo do tempo geológico. Os produtos de sensoriamento remoto foram utilizados para fins de produção geocartográfica, permitindo interpretar os processos envolvidos na evolução das geoformas e dimensionar o recorte espacial das unidades de relevo.

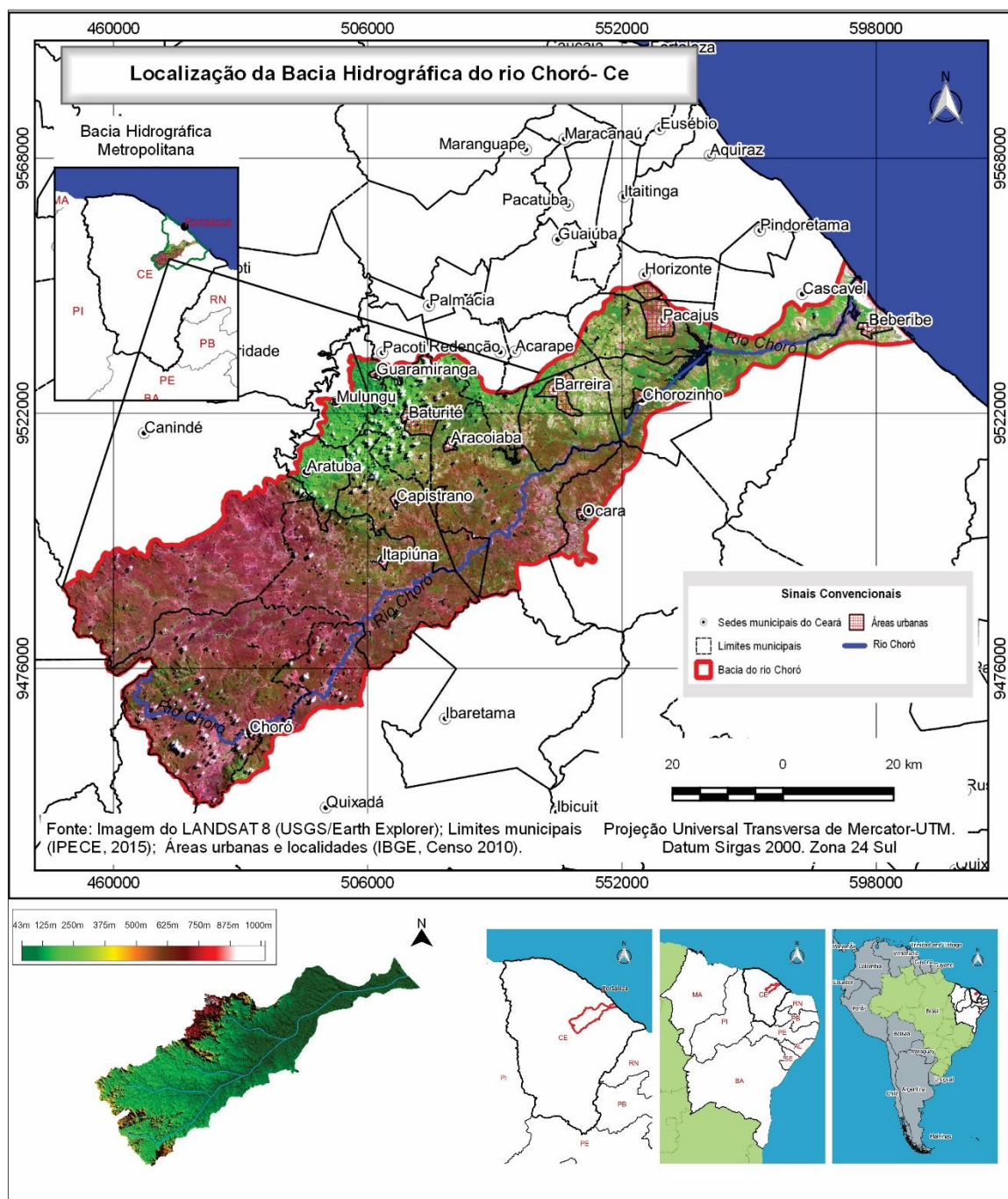
No que concerne ao recorte espacial (Figura 1) da pesquisa “A bacia do rio Choró constitui ao lado das bacias do Pirangi, Pacoti, Cocó e Ceará, um dos pequenos sistemas hidrográficos do Nordeste cearense, encravadas entre os rios Jaguaribe e o Acaraú” (SOUZA, 1975). A referida bacia possui extensão 4.873 km² e fica localizada na parte oriental da bacia da Região Metropolitana de Fortaleza. Souza (1975) descreve que o rio principal tem suas nascentes em altitudes pouco superiores a 600 m e deságua a nordeste da vila da Jacarecoara no município de Cascavel. O rio Choró apresenta-se como um rio de padrão consequente, coletando as águas de grande parte das serras do Estevão e Falcão e do setor úmido que integra a vertente oriental do Maciço de Baturité.

MATERIAIS E MÉTODO

A compartimentação geomorfológica segue as recomendações da taxonomia do relevo elaborado por Ross (1992), sendo aplicados nesta pesquisa os três primeiros táxons. 1º Táxon - Unidades Morfoestruturais – Relacionado com a estrutura; 2º Táxon – Unidades Morfoesculturais - Corresponde ao modelado, ou seja, trata-se do comportamento escultural das formas de relevo; 3º Táxon - Padrões de formas semelhantes – agrupamento das formas contidas nas unidades morfoesculturais. A escala de trabalho adotada foi de 1:75.000 com base nos objetivos propostos da pesquisa e na dimensão espacial da bacia.

O levantamento de literatura conduziu todas as fases da pesquisa, sendo assim, gerou-se um inventário das pesquisas desenvolvidas no contexto do mapeamento geomorfológico e os avanços das técnicas de mapeamento ao longo dos anos. Foram utilizados produtos e materiais cartográficos gratuitos. Dentre os produtos obtidos destaca-se a Imagem do LANDSAT 8 do ano/2017, nas cenas (LC08_L1TP_216063_20170822_20170911 e a LC08_L1TP_217063_20170813_20170825 - USGS/Earth Explorer), Modelo Digital de Elevação (MDE) do Projeto Topodata - cenas 04S39 e 04S405 de imagens SRTM com resolução de 30 metros (INPE, 2020), mapa geológico da base do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2020), limites municipais (IPECE, 2015) e recursos hídricos (CPRM, 2014).

Figura 1 – Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Choró.



Fonte: IBGE (2020); INPE (2020), elaborado pelos autores (2020).

A base cartográfica foi estruturada em ambiente de Sistema de Informação Geográfica - SIG e os produtos cartográficos foram elaborados no software livre Qgis 3.10.8 a partir do sistema de projeção cartográfica - Universal Transversa de Mercator - UTM, Zona 24S e Datum o Sirgas 2000. Os modelos 3D e blocos diagramas foram elaborados no Corel Draw 2020 a partir de imagens SRTM processadas no Global Mapper 1.9. Destaca-se que o bloco diagrama da Vertente Oriental da Serra de Baturité foi modificado do trabalho de Santos et. al (2021, no prelo), sendo incorporada a dissecação do relevo pela drenagem da sub-bacia do rio Aracoíaba, bem como a delimitação dos anfiteatros erosivos e esporões terminais.

O trabalho de campo foi de fundamental importância para a análise empírica da paisagem e na validação dos dados obtidos pelas técnicas de geoprocessamento. Foram realizadas diversas expedições na área para fins de reconhecimento da verdade terrestre.

No que pertence aos procedimentos metodológicos, explana-se que o processamento digital de dados raster foi feito através das bandas multiespectrais (coloridas) de 30 metros e composição RGB (654) falsa cor. Após o pré-processamento e processamento da imagem de radar foram utilizadas técnicas de vetorização para alcançar o mapeamento geomorfológico. Utilizou-se como auxílio o Modelo Digital de Elevação (MDE) a partir de imagens SRTM do projeto Topodata, com resolução espacial de 30 metros (INPE, 2020), que possibilitou a geração do relevo sombreado, a hipsometria e a declividade da bacia hidrográfica.

A confecção dos mapas cartográficos foi organizada nos seguintes segmentos: os produtos gerados - sombreamento do relevo, hipsometria, declividade e mapa geomorfológico; os produtos compilados - mapa geológico organizado a partir da base cartográfica da CPRM (2020) e o mapa de localização com base em IPECE (2015). Ressalta-se que foi pertinente para a discussão da temática a dissertação de mestrado defendida na Universidade São Paulo - USP “Geomorfologia do vale do Choró – Ce” de autoria de Souza (1975) sob orientação de Aziz Ab'Saber.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

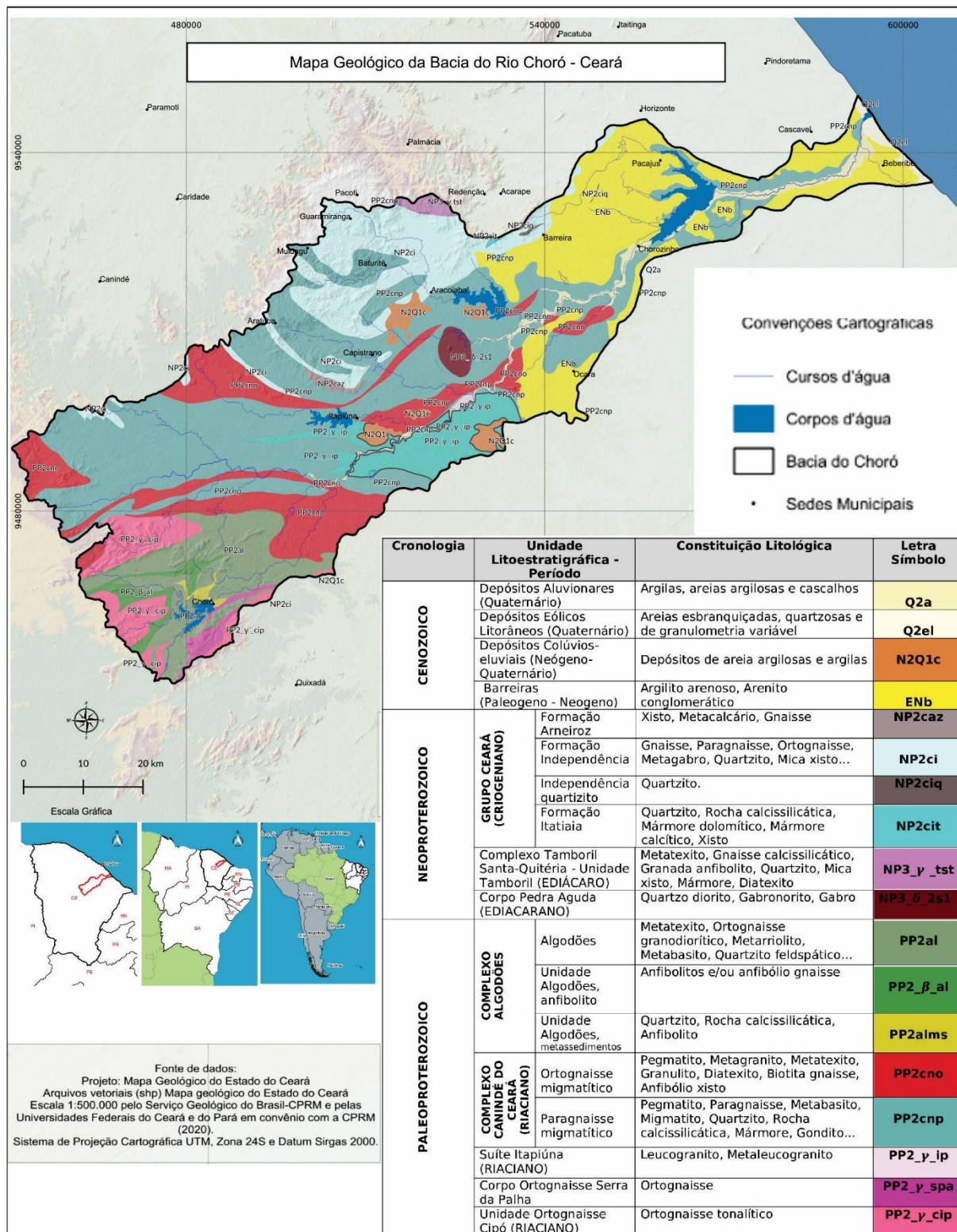
Aspectos geológicos e geomorfológicos da bacia hidrográfica do Rio Choró

Em relação ao contexto tectônico-estrutural, a bacia está inserida na Província Borborema, no Domínio Ceará Central. As litologias são muito variadas abrangendo desde o substrato cristalino pré-cambriano até as coberturas sedimentares cenozoicas. As litologias do substrato cristalino pré-cambriano representam uma grande área da bacia.

A geologia abrange: Grupo Ceará - Formação Arneiroz (NP2caz), Formação Independência (NP2ci), Independência quartizito (NP2ciq) e Formação Itatiaia (NP2cit); Complexo Tamboril Santa-Quitéria - Unidade Tamboril (NP3_γ_tst); Complexo Algodões – Unidade Algodões (PP2_α), Unidade Algodões Anfíbolito (PP2_β_al) e Unidade Algodões Metassedimentos (PP2_αlms). Além do Complexo Canindé do Ceará - Ortognaisse Migmatítico (PP2cno) e Paragnaisse migmatítico (PP2cnp); Unidade Ortognaisse Cipó (PP2_γ_cip); Suíte Itapiúna (PP2_γ_ip); Corpo Ortognaisse Serra da Palha (PP2_γ_spa) e Corpo Pedra Aguda (NP3_δ_2s1). Sobre as formações cenozoicas encontram-se os Depósitos Aluviais (Q2a), Depósitos Eólicos Litorâneos (Q2el) Depósitos Colúvio-eluviais (N2Q1c) e Grupo Barreiras (ENb) (CPRM, 2020). Conforme registrado no mapa geológico (Figura 2).

A bacia hidrográfica do rio Choró apresenta uma base geológica bastante diversificada, com uma rica variedade litológica (ARAÚJO, 2021). O substrato geológico em conjunto com o clima, hidrografia e os controles estruturais resultam na formação das feições geomorfológicas. Especificamente, na área em análise, deu origem a diferentes formas de relevo como maciços residuais, cristas e inselbergs, depressões dissecadas e aplainadas em litologias cristalinas e de feições de acumulação como tabuleiros e planícies nas coberturas sedimentares.

Figura 2 - Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Rio Choró.



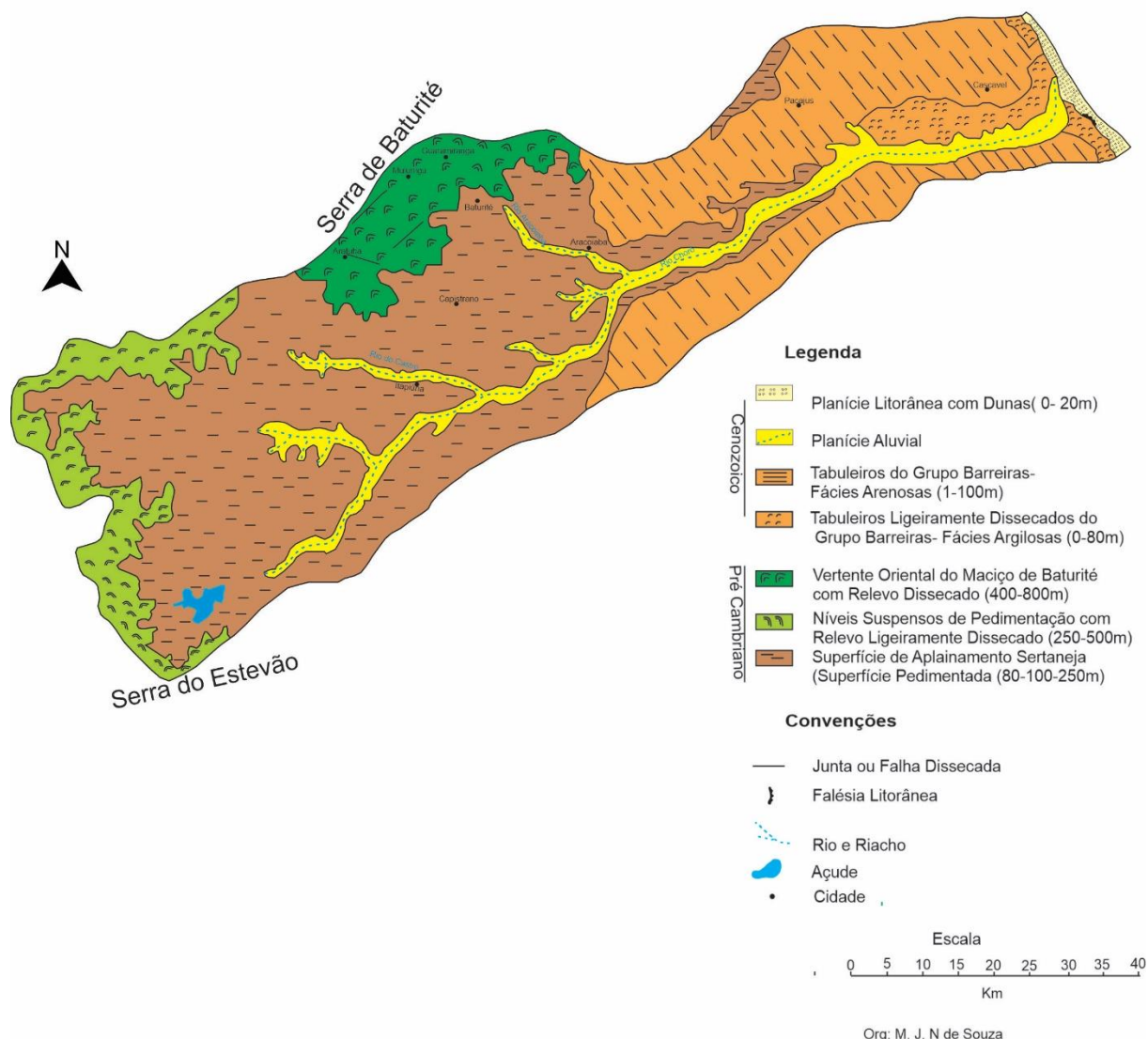
Fonte: CPRM (2020), organizado pelos autores.

Araújo (2021) destaca que o trabalho de Souza (1975) foi o pioneiro no mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Choró. No mapeamento, o autor ilustra traços relevantes das unidades geomorfológicas verificadas na bacia: Planície Litorânea com dunas, Planície Aluvial, Tabuleiros do Grupo Barreiras – Fácies Arenosas, Tabuleiros ligeiramente dissecados do Grupo Barreiras – Fácies Argilosas, Vertente Oriental do Maciço de Baturité,

Níveis Suspensos de Pedimentação com Relevo Ligeiramente Dissecado e Superfície de Aplainamento Sertaneja (Figura 3).

Acentua-se que as condições de elaboração do trabalho foram muito restritas para possibilitar uma cartografia mais precisa, uma vez que, naquela época era bastante difícil a obtenção de cartas básicas em escalas apropriadas e de material aerofotogramétrico. Os diversos esboços organizados foram frutos das inúmeras viagens de reconhecimento pela área de estudo (SOUZA, 1975; ARAÚJO, 2021).

Figura 3 – Mapa de Geomorfologia do Vale do Choró – CE/digitalizado 2020.



Fonte: Souza (1975), digitalizado pelos autores.

Em termos gerais, a declividade da bacia é influenciada por um relevo predominantemente plano, suave ondulado e ondulado com médias entre (0 – 20%) de declividade. As declividades mais acentuadas (20 > 75%) distinguem-se por segmentos descontínuos ligados a relevo residuais dissecados. A análise hipsométrica da bacia permite uma abordagem mais objetiva dos aspectos geomorfológicos, evidenciando níveis de ruptura topográfica entre os contatos dos maciços residuais com a depressão sertaneja. As cotas altimétricas menores estão situadas entre as cotas de 50 a 100 metros, encontram-se na porção do baixo curso do rio Choró na área dos Tabuleiros Pré-Litorâneos (Figura 4).

A compartimentação geomorfológica (Figura 4) apresenta no 1º Táxon - Unidades Morfoestruturais (Embasamento Cristalino, Grupo Barreiras, Depósitos Aluviais e Costeiros); no 2º Táxon – Unidades Morfoesculturais (Maciços residuais, Depressão Sertaneja, Tabuleiros, Planícies Fluviais e lacustres e Planície Litorânea) e no 3º Táxon (Depressão Sertaneja Aplainada, Depressão Sertaneja Dissecada, Cristas Residuais e Inselbergs, Vertente Oriental da Serra de Baturité, Serras do Estevão e Falcão, Tabuleiros Pré-Litorâneos, Tabuleiros Interiores, Campos de Dunas e Faixa Praial, Planície Fluviomarinha, Planície Fluviais do rio Choró e seus principais Tributários e Planícies Lacustres e Áreas de Inundação Sazonal).

Unidade Morfoescultural de 2º Táxon: Maciços Residuais

Na bacia encontram-se maciços residuais, com cotas entre (500m – 800m). Correspondem a Vertente Oriental da Serra de Baturité, Serra do Estevão e Serra do Falcão, na forma de relevos dispersos pelas depressões sertanejas como resíduos da erosão diferencial.

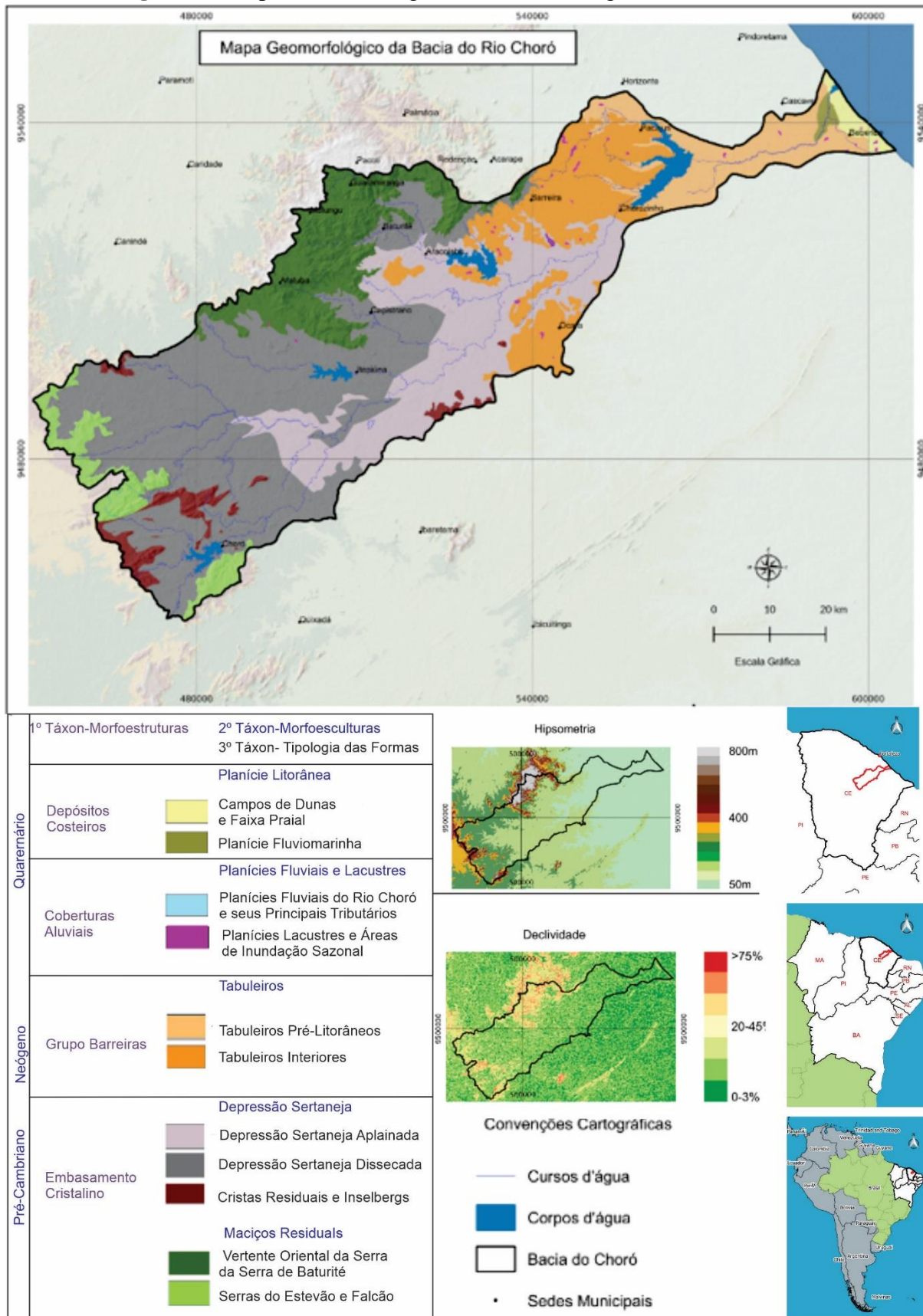
Estas altimetrias estão em relevo ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado. Souza (1988) indica que o domínio dos escudos cristalinos, cristas e maciços antigos pertencem ao Complexo Nordeste (RADAMBRASIL, 1981). Estas formas do relevo na bacia satisfazem aos modelados dissecados sustentados por várias litologias e exibem maior declividade e altimetria em relação a outras unidades geomorfológicas mapeadas.

Os movimentos tectônicos pretéritos e as flutuações climáticas do cenozoico influenciaram o mecanismo da evolução dos maciços cristalinos explicando suas características geomorfológicas. A semiaridez proferida durante o pleistoceno causou complexos esquemas de erosão diferencial no nordeste brasileiro, havendo aplainamento de grandes compartimentos do relevo. Entretanto, o comportamento desigual das rochas proporcionou a existência de planaltos residuais dispersos pela depressão sertaneja, diversificando a paisagem (SOUZA; OLIVEIRA, 2006; SANTOS et al., 2012). Nesta Unidade Morfoescultural foram mapeadas as seguintes feições de 3º táxon: Vertente Oriental da Serra de Baturité, serras do Falcão e Estevão.

Unidade Morfoescultural de 3º Táxon: Vertente Oriental da Serra de Baturité

A Serra de Baturité (Figura 5) constitui um dos mais expressivos compartimentos de relevos elevados próximo ao litoral do Ceará e tem orientação no sentido NNE/SSW. A vertente oriental do maciço representa um importante ambiente de exceção através da existência de um enclave de mata úmida em meio ao bioma caatinga. Corresponde ao principal dispersor de drenagem que converge para a Região Metropolitana de Fortaleza (SOUZA, 1975, 2000, 2011). O relevo tem um papel decisivo através da altimetria e/ou exposição como barreira orográfica em relação às massas de ar úmidas do Oceano Atlântico, é esse o componente que condiciona às características de um mesoclima de altitude ao ambiente (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

Figura 4 - Mapa Geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio Choró.



Fonte: Baseado na metodologia de Ross (1992), elaborado pelos autores (2020).

Em termos geológicos, o relevo da Vertente Oriental da Serra de Baturité, exibe a ocorrência do Paragneisse Migmatito no interior do maciço, pertencente ao Complexo Canindé do Ceará. Essa unidade foi identificada por Torres et al., (2007) como parte do embasamento paleoproterozoico (Riaciano). A lineação tem direção geral NE, na unidade em que o gnaiss é a rocha predominante e NW-SE, quando o migmatito se destaca. A brusca variação na direção das lineações é explicada pela presença de rochas intrusivas ao norte (SOUZA, 1975).

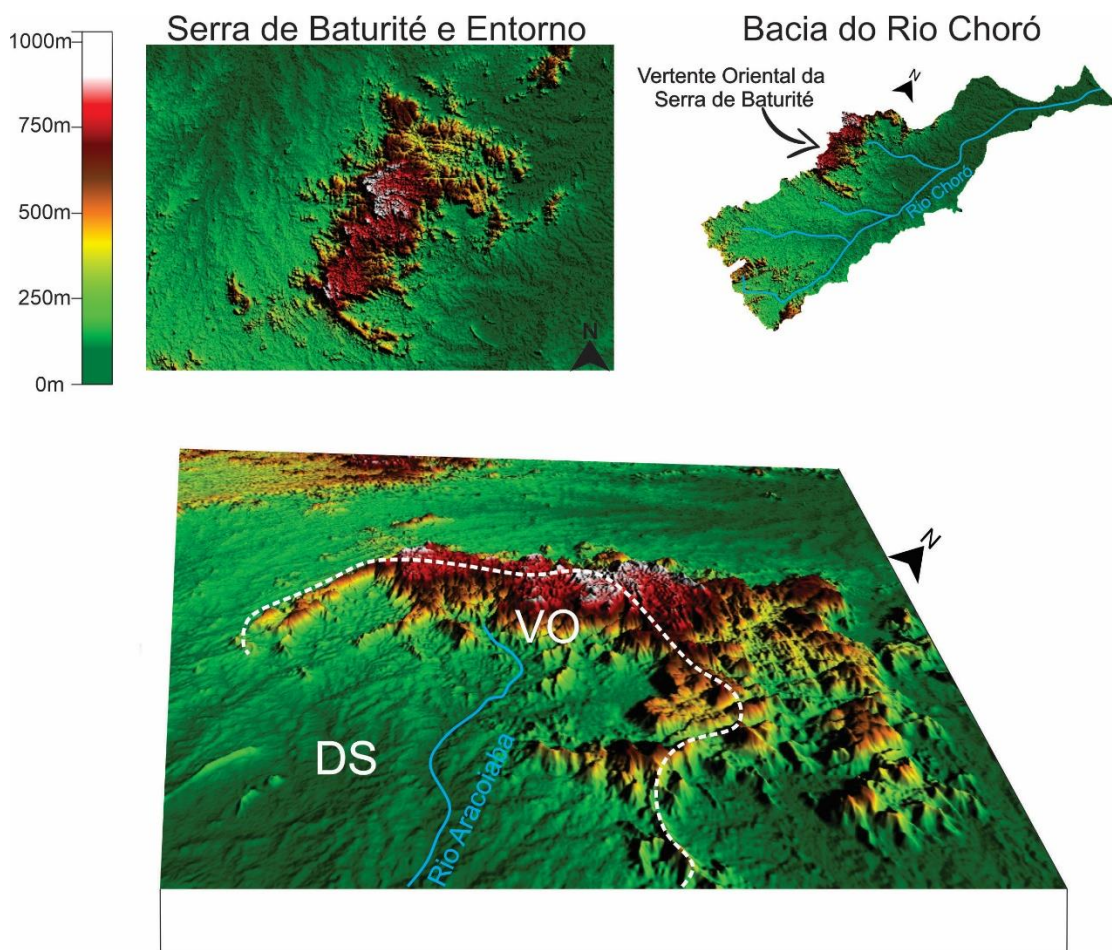
O maciço está situado sob o ponto vista tectônico, na porção setentrional da Província Borborema (Domínio Ceará Central), representando o ombro oeste do *rifte* Potiguar, cujo soerguimento está associado à reativação de zonas de cisalhamento brasileiras em resposta a abertura transformante da Margem Equatorial Atlântica durante o Cretáceo (MATOS, 2000, BÉTARD; PEULVAST, 2011). A área foi submetida a tectonismo intenso que se configura através de zonas fraturadas, dobradas e falhadas. As consequências das manifestações tectônicas se traduzem em feições morfológicas escarpadas (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

Ocorrem rochas intrusivas que pertencem ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria através de dioritos, gabros e granitóides diversos, formados no Neoproterozoico durante a Orogênese Brasileira (ARTHAUD, 2007). A maior parte da área é mantida pela Unidade Independência, que conforme os trabalhos de Fetter et al., (1997, 1999) e Arthaud et al., (2015). São seqüências supracrustais neoproterozoicas que foram depositadas a partir da abertura de uma pequena bacia oceânica no interior da Província Borborema, entre os domínios Ceará Central e Médio Coreaú, em resposta ao rifteamento que precedeu a Orogênese Brasileira. São compostas por quartzitos, paragneisses, mármore e anfibólitos (CPRM, 2020). Os quartzitos por conta de suas propriedades químicas e mineralógicas têm uma maior resistência litológica, dispendo-se em faixas estreitas e dobradas, que sustentam os principais escarpamentos, cristas elevadas e picos culminantes da serra de Baturité (BÉTARD, 2007; BÉTARD; PEULVAST, 2011).

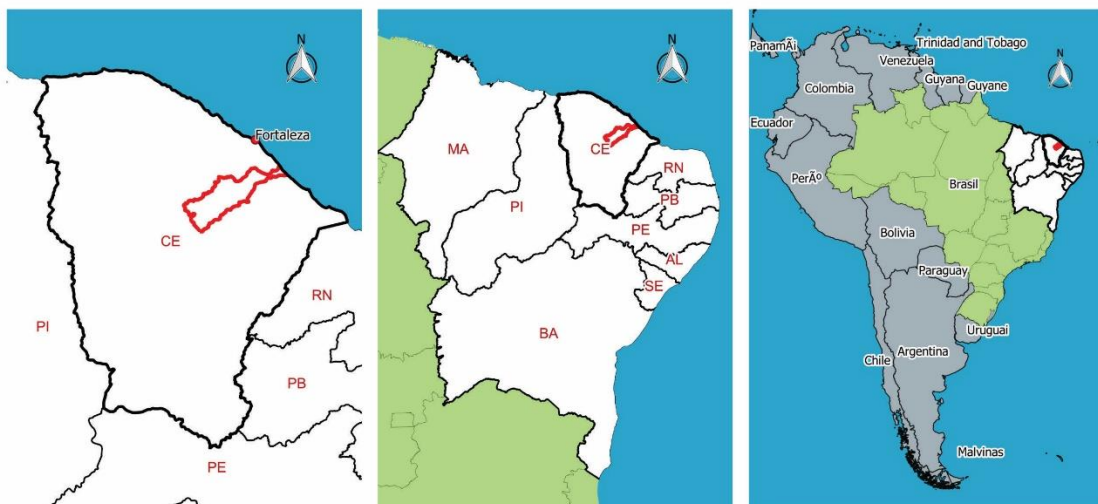
As cristas quartzíticas que se destacam na paisagem geomorfológica como importantes divisores topográficos para a rede hidrográfica regional, orientam a dissecação e aprofundamento dos vales. A vertente é demarcada por um expressivo anfiteatro erosivo, delimitado por esporões em cristas no contato com a depressão sertaneja dissecada, resultante da erosão regressiva no processo de estruturação da drenagem da sub-bacia do rio Aracoiaba.

Desta forma, pode-se afirmar que a gênese desse relevo está vinculada aos processos tectônicos remotos e erosão diferencial (BASTOS, 2011). Na vertente, o entalhe da drenagem forma inúmeras cachoeiras e corredeiras com escalonamento topográfico associado à dissecação dos gnaisses do Complexo Canindé com knickpoints, além de microformas de corrasão fluvial, como as marmitas (SILVEIRA et al., 2019).

Figura 5- Bloco Diagrama da Vertente Oriental do Maciço de Baturité.



VO- Vertente Oriental DS- Depressão Sertaneja



Fonte: Modificado de Santos et al., (2021, no Prelo). Imagens SRTM (INPE, 2020).

O estudo da petrografia é de fundamental importância na compreensão da distribuição das formas desse relevo, tendo em vista a relação morfoestrutural existente entre as litologias mais resistentes ao intemperismo e as feições mais aguçadas, que são sustentadas por cristas de quartzitos mais resistentes. As faixas de dobramentos quartzíticos limitam uma maior ação da erosão regressiva, servindo como escudo protetor para as rochas menos resistentes, localizadas no setor central do maciço, como gnaisses e micaxistos (BASTOS, 2011).

Além disso, a presença de metacalcários da Unidade Independência em alguns setores subúmidos justifica a ocorrência de feições de dissolução de rochas carbonáticas (dolomita), como é o caso de alguns pináculos com *lapiez* que ocorrem nos municípios de Acarape e Barreira. Com relação à rede de drenagem, a impermeabilidade das rochas cristalinas condiciona a instalação de uma rede de drenagem extremamente ramificada com predomínio de padrões dendríticos (BASTOS et al., 2017). A morfologia da porção úmida, sujeita à morfogênese química, é muito dissecada com formas convexas, lombas, cristas, interflúvios tabulares e vales. O contato com a depressão sertaneja ocorre através de pedimentos ora mais dissecados, ora mais suaves. Próximo aos municípios de Baturité, Aracoiaba e Redenção, o contato é bastante acidentado e com vertentes ligeiramente convexas. Para o sul em direção a Capistrano e Itapiúna a topografia torna-se suave (SOUZA, 1975).

Unidade Morfoescultural de 3º Táxon; Serras do Falcão e Estevão

Os maciços centrais do Ceará alinham-se na direção preferencial SSW-NNE. Corresponde a um conjunto de relevos residuais elevados que abrigam litologias do embasamento cristalino. Os efeitos da dissecção promovem a ocorrência de cristas e hogbacks, colinas rasas e declives superiores a 15°. Em alguns setores, os dobramentos antigos se refletem na morfologia através da ocorrência de cristas alternadas com vales alinhados, dispostos paralelamente, como o relevo apalacheano. Nas encostas mais íngremes há uma concentração acentuada de matações (SOUZA, 2000). Por vezes, os topos apresentam uma topografia plana, resultado principalmente da pouca efetivação dos processos lineares, que não são capazes de escavar vales profundos, em decorrência das condições hidroclimatológicas serem homólogas ao semiárido (COSTA et al., 2020).

No alto curso da bacia hidrográfica do rio Choró estão situadas às serras do Estevão e Falcão, onde nasce o rio Choró. Trata-se de relevos com altimetria acima de 600m e com características bastante diferenciadas do Maciço de Baturité. Para Souza (1975), as serras do Estevão e Falcão são consideradas serras secas com predominância de processos de intemperismo mecânico. Certamente, trata-se de resíduos de erosão, pois estão relacionadas a rochas mais resistentes em relação aos processos erosivos que vigoraram no Quaternário. A semiaridez prepondera nestas serras, justificando o baixo poder de entalhe dos vales que se expressam na forma de U. Para tanto nos níveis mais elevados (700-800m), os processos de dissecção se acentuam, justificando a ocorrência de solos rasos a medianamente profundos como os Neossolos Litólicos e Argissolos Vermelho Amarelos.

Em termos geológicos, a serra do Estevão é sustentada por núcleos ortoderivados do embasamento paleoproterozoico que pertencem às unidades Ortognaisse Cipó e Corpo Ortognaisse Serra de Palha. O Ortognaisse Cipo é composto por ortognaises dioríticos e raramente tonalíticos (COSTA et al., 2015). A Unidade Serra de Palha é composta por ortognaises graníticos (COSTA; PALHETA, 2017). Desta forma, o escarpamento da serra é delimitado por ortognaises graníticos como núcleos mais resistentes que mantém os ortognaises da Unidade Cipó à retaguarda da frente de erosão. O relevo é mais dissecado em sua porção central, devido à pré-disposição estrutural dos planos de faturamento em relação ao entalhe da drenagem que forma vales e degraus embutidos por erosão regressiva. O escarpamento oriental é menos desgastado e mais conservado, expondo paredões rochosos (Ortognaises Graníticos), em níveis altimétricos mais elevados, acima de 700 m.

A Serra do Falcão também possui relevos sustentados pelo Ortognaisse Cipó, correspondendo ao principal anfiteatro erosivo que demarca os trechos de cabeceira de drenagem da bacia superior, integrando as nascentes do rio Choró. Em seu prolongamento oriental, o relevo se expõe através de cristas rebaixadas que não ultrapassam 500 m. Conforme a CPRM (2020), esse setor possui litologias pertencentes às Unidades Paragnaisse Migmatito e Ortognaisse Migmatito, ambas incluídas no Complexo Canindé do Ceará (Riaciano).

Quanto às precipitações embora superiores do que na depressão sertaneja, não atingem médias totais anuais acima de 800 mm, o que impede a fixação de uma mata úmida em semelhança ao brejo de altitude da Vertente Oriental da Serra de Baturité. Os solos são de tênue evolução pedogenética com espessuras que não ultrapassam 1,00 -1,30 m, tendo revestimento vegetal dominado pela caatinga arbórea, bem estratificada e com espécies mais diversificadas do que as verificadas no contexto regional do semiárido brasileiro. Solos com horizonte B textural dominam extensivamente, sendo substituídos na baixa encosta pelos Vertissolos. A drenagem apresenta-se com padrões dendríticos dominada por pequenos cursos intermitentes, que se orientam em direção ao curso fluvial principal (SOUZA, 1975).

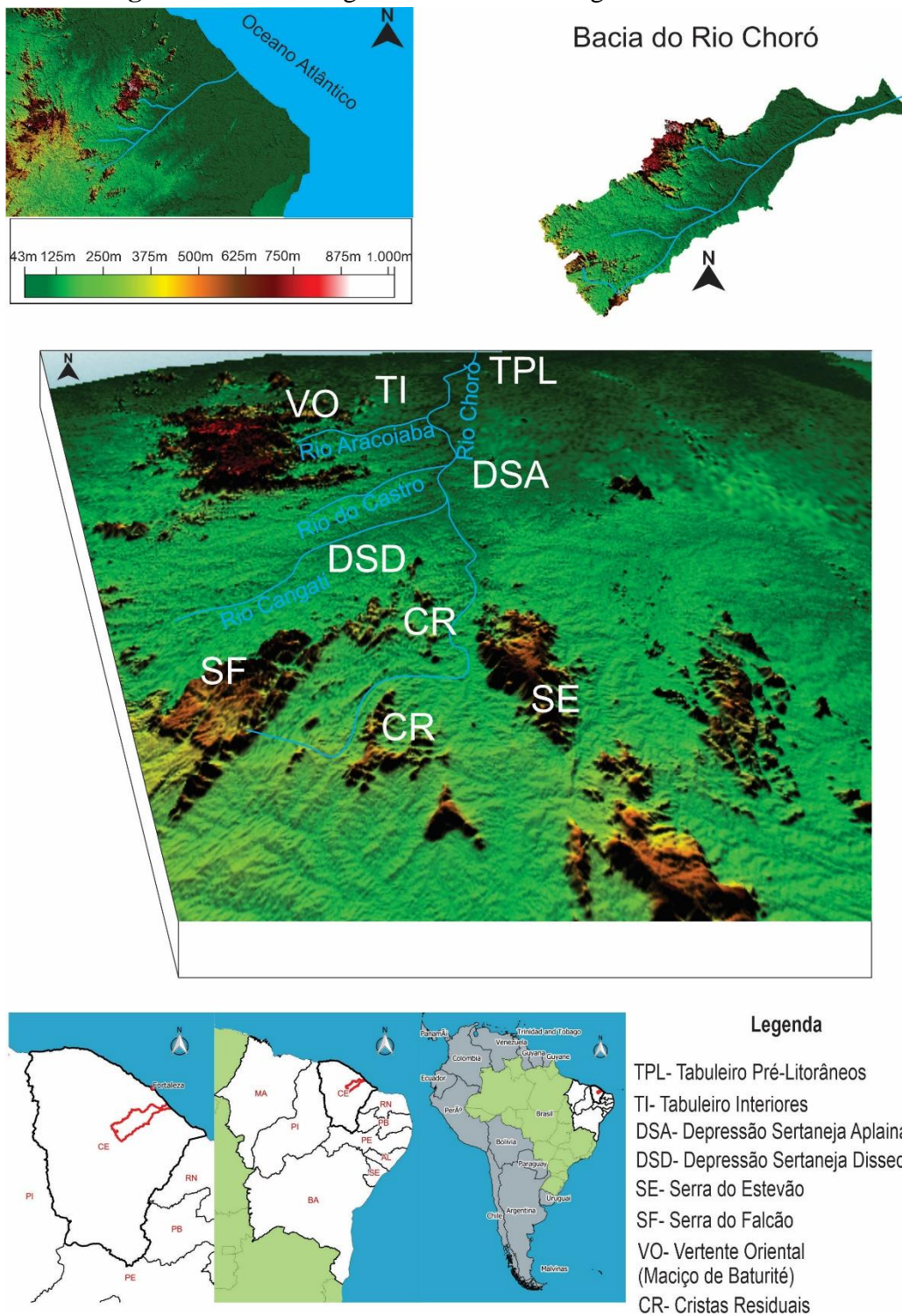
A figura 6 ilustra em 3D a disposição das serras do Estevão e Falcão e das unidades geomorfológicas presentes ao longo do recorte espacial da bacia:

Unidade Morfoescultural de 2º Táxon: Depressão Sertaneja e 3º Táxon – Depressão Sertaneja Aplainada/Dissecada e Cristas Residuais/Inselbergs

Essa unidade é marcada pela existência de extensas superfícies de aplainamento. Estas superfícies aplainadas e/ou dissecadas chegam a níveis altimétricos de até 400m e são interrompidas pela ocorrência de pequenas elevações isoladas com vertentes abruptas (cristas e inselbergs). Apresenta acentuada diversificação litológica, amplamente submetida às condições semiáridas quentes, com forte irregularidade pluviométrica e com canais fluviais dotados de intermitência sazonal. A região possui um mosaico de solos com grande variedade de associações, sendo comuns a existência de solos rasos, afloramentos rochosos e chãos pedregosos, extensivamente recobertos por vegetação de caatinga (SOUZA, 2000).

A Depressão Sertaneja Dissecada predomina no alto curso do rio Choró e de seus principais coletores de drenagem, dentre eles: rio Aracoiaba, Castro e Cangati. Desenvolve-se a partir da base dos maciços residuais através de glaciais ligeiramente dissecados com entalhe mais marcante próximo ao maciço de Baturité, devido ao clima mais úmido, justificando o maior poder de incisão dos rios (SOUZA, 1975). No alto curso da bacia, o relevo é mantido por rochas paleoproterozoicas do Complexo Algodões. É composto por metagrauvas, quartzitos, rochas metavulcânicas intermediárias e anfibolitos (COSTA; PALHETA, 2017; CPRM, 2020). Corresponde a uma superfície sertaneja de piso regional mais elevada que compõe a bacia superior, com altitudes de 300m em média. A incisão fluvial dos canais forma patamares dissecados em torno de um anfiteatro delimitado por maciços residuais, cristas e inselbergs.

Figura 6 - Bloco Diagrama da Bacia Hidrográfica do Rio Choró.



Fonte: Elaborado pelos autores a partir de imagens SRTM disponibilizadas pelo INPE (2020).

Entre as serras do Estevão e Falcão, os inselbergs e cristas residuais são mantidos por rochas paleoproterozoicas, identificadas por Costa et al., (2015), como parte do Ortognaisse Cipó (Riaciano). Na porção mais central da bacia superior, os inselbergs são constituídos por rochas identificadas por Torres et al., (2007) como Complexo Canindé do Ceará (Ortognaisse Migmatito). Correspondem a núcleos do embasamento paleoproterozoico (Riaciano) mais resistentes à erosão em relação ao entorno da depressão sertaneja, constituídas por rochas do Complexo Algodões e Paragnaisse Migmatito (Complexo Canindé do Ceará).

As cristas residuais que são sustentadas por quartzitos e gnaisses da Formação Independência (FETTER, 1997; CPRM, 2020) configuram-se como resquílios dos maciços centrais do Ceará através de blocos resistentes, que também possuem a mesma identidade geológica dos setores escarpados da serra de Baturité, expressando o controle litológico dessa unidade geológica na formação de relevos residuais encravados na depressão sertaneja.

RIBEIRO et al., (2010) expõem que os processos morfogenéticos atuantes no semiárido, dependem do rigor do clima, uma das características é a elevada taxa de descarga pluvial em um curto lapso de tempo nestas áreas. Esse tipo de precipitação influi diretamente na morfogênese do relevo, sendo a alteração pela erosão proporcional ao grau de proteção do solo propiciado pelas diferentes classes de vegetação e seu adensamento, gerando formas de relevo marcadas pela presença afloramentos rochosos nas superfícies pediplanadas.

Nas altitudes superiores a 300 m, a dissecação é mais evidente, isolando interflúvios de feições colinosas, tabuliformes ou lombadas, constituindo os níveis mais elevados da depressão sertaneja. Os solos são mais espessos com a dispersão da caatinga arbórea (SOUZA, 2000). Nas depressões circunjacentes ao maciço de Baturité, as condições edafoclimáticas são menos severas em termos de semiaridez, se comparado com demais setores sertanejos que são extensivamente ocupados por caatingas hiperxerófitas (BASTOS et al., 2017).

A Suíte Itapiúna é composta por Leucogranitos e Metaleucogranito (CPRM, 2020), sustentando também às pequenas ocorrências de inselbergs encravados na superfície de aplainamento. O corpo intrusivo Pedra Aguda registra os efeitos da Orogênese Brasileira na área, vinculados ao dobramento jaguaribano (BESSA, 2000). Vale ressaltar, que essa unidade não forma relevos residuais, à medida que a erosão truncou as rochas Neoproterozoicas em níveis de depressões sertanejas aplainadas da bacia do rio Choró

Dentre as características que integram a geomorfologia das depressões sertanejas aplainadas pode-se destacar: acentuadas variações litológicas; truncamento das litologias por processos de morfogênese mecânica; revestimento generalizado por caatingas; pequena espessura do manto de alteração das rochas; ocorrência frequente de pavimentos e paleopavimentos dentríticos; deficiente capacidade de erosão linear face à intermitência sazonal dos cursos d'água, justificando a pequena amplitude altimétrica entre os interflúvios e os fundos de vales; ocorrência dispersa de "inselbergs" e cristas residuais; desenvolvimento de áreas de acumulação inundáveis sazonais à jusante das rampas pedimentadas (CEARÁ, 2007).

As rochas trabalhadas pela denudação cenozoica na depressão aplainada expõem unidades paleoproterozoicas do Complexo Canindé do Ceará (TORRES et al., 2007). A Depressão Sertaneja Aplainada possui pedimentos suaves que coalescem em direção aos fundos dos vales. O desmonte do relevo durante o Cenozoico foi capaz de promover um aplainamento progressivo da superfície regional, com pouca ocorrência de inselbergs e cristas residuais. Destaca-se que não há nítidas rupturas topográficas no contato com os tabuleiros.

Unidade Morfoescultural de 2º Táxon: Tabuleiros e 3º Táxon - Tabuleiros Interiores e Pré-Litorâneos

Os Tabuleiros pré-litorâneos e interiores são compostos por depósitos cenozoicos da Formação Barreiras. Essa cobertura sedimentar tem idade miocênica (LIMA, 2008). É formada por sedimentos arenoargilosos de tons esbranquiçados, vermelho-amarelados e cremes. O material é mal selecionado e tem variação textural de fina a média e estratificada indistinta. Corresponde ao mais expressivo depósito correlativo de origem continental do semiárido brasileiro, justificando o mecanismo de evolução das superfícies de aplainamento sertanejas a partir da coalescência dos pedimentos e a consequente deposição do material constituinte ao longo da história recente do Cenozoico. A ocorrência desses eventos testemunha variações climáticas que tenderam para condições de semiaridez agressiva no Nordeste do Brasil, cujas heranças manifestam-se na configuração relevo regional (SOUZA, 2000).

De acordo com Souza et al., (2009), o sistema deposicional da Formação Barreiras é variado e inclui desde leques aluviais coalescentes até planícies de maré. As fácies sedimentares superficiais têm, igualmente, variações que dependem de condições diversas, tais como: da área fonte dos sedimentos, dos mecanismos de mobilização e das condições de deposição.

Assim, os Tabuleiros Pré-Litorâneos se configuram como verdadeiros *glacis* de acumulação, que possuem correlação com a elaboração das superfícies de erosão sertanejas. Dispõem-se em posição paralela à linha de costa e à retaguarda dos sedimentos eólicos, marinhos e fluviomarinhos que compõem a planície litorânea. A morfologia apresenta-se através de rampas suaves, possuindo altitudes que variam normalmente entre 30 a 50 m e raramente ultrapassando 80 m com declividade de 0 a 5%. A rede de drenagem assume padrão paralelo devido à permoporosidade do capeamento sedimentar. (SOUZA et al., 2009).

Os interflúvios possuem feições retilíneas com caimento topográfico suave em direção as planícies fluviais, expondo, eventualmente, material ferralítico. Grande parte dos tabuleiros é recoberta por uma espessa cobertura arenosa, da ordem de 1,50 - 2,00 m. Em porções esparsas, a cobertura superficial apresenta maior percentagem de argila. Isto contribui para uma dissecação incipiente do relevo que contrasta com os topos horizontais das áreas recobertas pelas areias. As condições favoráveis à percolação da água imprimem uma drenagem interna excessiva, que acentua os efeitos da lixiviação e limita o trabalho erosivo da pluviação. O desgaste superficial só chega a intensificar-se na medida em que os sedimentos argilosos afloram, permitindo o escoamento difuso (CEARÁ, 2007).

No mapa geológico da bacia, há a exposição de rochas metassedimentares do Complexo Canindé que foram interpretadas no mapa geomorfológico como áreas intercaladas e/ou recobertas pelas coberturas sedimentares da Formação Barreiras e pelos depósitos aluviais provenientes do rio Choró. Assim, os tabuleiros pré-litorâneos são truncados em alguns setores por rochas que não pertencem a Formação Barreiras, devido ao alto poder de entalhe pretérito da dissecação fluvial, que exumou o embasamento cristalino e removeu por erosão parte da cobertura sedimentar miocênica. Este fato corrobora com as interpretações de Souza (1975), que identifica tabuleiros ligeiramente dissecados com fácies argilosas, em trecho de tabuleiro próximo a margem oeste do baixo curso do rio Choró, como resultado da decomposição química e entalhe da drenagem sobre rochas mais impermeáveis.

Os Tabuleiros Pré-Litorâneos possuem em média altitudes variando entre (30-50m) raramente ultrapassando o nível de 80m. Estes relevos penetram cerca de 40km em direção ao interior. Em alguns pontos, atingem o mar e são esculpidos em falésias funcionais (CEARÁ, 2007). Isto ocorre na planície costeira, no município de Beberibe, quando a Formação Barreiras está sob a influência da abrasão marinha formando escarpas de Falésias na praia de Morro Branco.

Geralmente a Formação Barreiras encerra certa complexidade de fácies sedimentares, distribuindo-se de forma contínua paralelamente à faixa de costeira, com larguras bem variáveis, mergulhando em direção ao litoral, com declives não superiores a 5° e morfologia com aspecto rampeado (SOUZA, 1988, 2000). À medida que a Formação Barreiras avança em direção ao continente, há a ocorrência de tabuleiros interiores que se dispõem ao longo do médio curso dos rios Aracoíaba e Choró. Os Tabuleiros Interiores ocorrem pelo aprisionamento de material erodido de outras áreas, possuindo características geoambientais diferentes das depressões sertanejas que os circundam (RADAM BRASIL, 1981). Apresentam-se através de superfícies planas e pouco onduladas, com bordas sinuosas e declives suaves em direção aos fundos de vale, chegando a ficar niveladas com rochas pré-cambrianas.

Unidade Morfoescultural de 2º Táxon: Planície Litorânea e 3º Táxon - Campos de Dunas/Faixa Praial e Planície Fluvio-marinha

A Planície Litorânea é constituída por sedimentos de neoformação com granulometria e origens variadas, vinculada aos fluxos intensos de matéria e energia resultantes de processos morfodinâmicos. Essa unidade é influenciada por processos de natureza marinha, eólica, fluvial originando formas de acumulação. De acordo com a taxonomia do relevo, destacam-se as unidades de 3º táxon como: Faixa Praial e Campo de Dunas e Planície Fluvio-marinha.

A Faixa de Praia resulta da acumulação de um grande depósito contínuo alongado que se estende ao longo da linha de costa, desde a linha de maré mais baixa até a base das dunas móveis (BRANDÃO et al., 1995). Christofolletti (1980) define a faixa de praia como um conjunto de sedimentos, depositados ao longo do litoral, que se encontra em constante movimento. Para Souza (1975) na faixa costeira da bacia em análise, os sedimentos holocênicos arenosos constituem a planície litorânea, tendo largura variável em função de uma maior ou menor penetração, em direção ao mar. Assim, a dinâmica do ambiente ocasionada pela ação dos ventos promove a formação do campo de dunas na margem direita rio Choró.

A dinâmica costeira está associada a sedimentos arenosos, cascalhos, pequenos seixos e conchas que foram transportados e retrabalhados pelos processos marinhos. Predominam areais quartzosas, com níveis de minerais pesados, fragmentos de conchas, e minerais micáceos. São moderadamente selecionados, com granulometria que varia de fina a média com tonalidades esbranquiçadas. Desta forma, pode-se concluir que a maioria dos sedimentos que compõe a Faixa Praial é de origem continental e foram transportados pela drenagem até o litoral, posteriormente retrabalhados pela abrasão marinha (SOUZA et al., 2009).

O rio Choró, na sua foz, possui padrão meandrante devido à ocorrência de bancos de areias que durante a maré baixa formam uma morfologia típica de um ambiente estuarino assoreado. A formação de dunas dificulta o trajeto do rio na desembocadura ao Oceano Atlântico, que por sua vez, faz um percurso paralelo à linha de costa antes de embocar no mar. O grande dinamismo que caracteriza a morfologia costeira próxima à foz do rio Choró possui estreita relação com a drenagem, que escoar em conformidade com a posição das dunas (SOUZA, 1975).

As Dunas Móveis são formadas na costa cearense por serem ambientes subordinadas aos processos de acumulação eólica de areia de origem marinha e da plataforma continental (MEIRELES et al., 2011). São compostas por sedimentos em constante mobilização, portanto, não apresentam processos pedogenéticos. Em função da ausência de solos, não há cobertura vegetal, sendo que por vezes, a colonização vegetal pode iniciar-se através da dispersão de uma vegetação pioneira psamófila. Trata-se de uma vegetação herbácea de pequeno porte, formando um estrato rasteiro que atua na fixação das dunas, contribuindo para o início do processo de pedogênese (SOUZA et al., 2009). Na área da bacia, as dunas

semifixas da praia de Morro Branco ocorrem uma incipiente ação pedogenética, iniciando a fitoestabilização do ambiente a partir da dispersão de plantas herbáceas.

A formação da Planície Fluvio-marinha resulta da deposição de sedimentos predominantemente argilosos e com grandes concentrações de matéria orgânica, sendo a sua disposição resultante da mistura de águas doce e salgada que colmatam um material escuro e lamacento. (SOUZA et al., 2009), associados à dinâmica das marés e influência do fluxo fluvial (MEIRELES, 2012). Esses ambientes por estarem sujeitos a quatro oscilações num período de 24 horas (duas de preamar e duas de baixamar), é estabelecida uma cobertura vegetal especializada. O manguezal (vegetação perene-fólia paludosa marítima de mangue) tem como característica principal suportar inundações periódicas e altos índices de salinidade associados aos Gleissolos e solos indiscriminados de mangue (SOUZA et al., 2009).

Unidade Morfoescultural de 2º Táxon: Planícies Fluviais e Lacustres. 3º Táxon: Planícies Fluviais do rio Choró e seus principais Tributários e Planícies Lacustres e Áreas de Inundação Sazonal

As Planícies Fluviais são as formas mais características de acumulação decorrentes de ação fluvial, denunciando evidência de uma evolução recente da paisagem. Para montante, onde o entalhe é mais efetivo notabiliza-se o trabalho da ação hidráulica e da corrosão fluvial. Isto se traduz na ocorrência de material imaturo e de maior calibre. Nos médios cursos, o material dentrítico é constituído por areias grosseiras em mistura com seixos rolados. Para jusante, à medida que os rios penetram nos Tabuleiros Pré-Litorâneos, o material fino de natureza arenoargilosa passa a ter primazia (SOUZA, 2000). O transporte fluvial atua de modo a remobilizar sedimentos mal retrabalhados, angulosos e predominantemente grosseiros, apesar da existência de sedimentos silte-argilosos que se depositam resultantes do espraiamento de grandes áreas de inundação ao longo da planície (CEARÁ, 2010).

Trata-se da porção mais típica de acumulação fluvial, onde a largura das planícies é sensivelmente ampliada. Nas faixas aluvionares, sobretudo próximo aos estuários, os rios tendem a divagar em canais anastomosados pelos quais flui e reflui a influência da maré (SOUZA, 2000). São áreas que abrigam melhores condições de solos e disponibilidade hídrica, constituindo-se, portanto, zonas de diferenciação no contexto das depressões sertanejas semiáridas (CEARÁ, 2010).

De modo geral, trata-se de coberturas sedimentares quaternárias localizadas sobre espaços peculiares no contexto semiárido. Referem-se aos depósitos sedimentares mais recentes, oriundos de acumulação de sedimentos aluviais do canal principal e afluentes da bacia. São compostos comumente, por argilas, areias e cascalhos resultantes dos ciclos mais recentes de sedimentação. No contexto da bacia, a planície fluvial do rio Choró merece maior destaque.

Souza (1975) explica que na bacia superior, onde a capacidade de erosão linear é mais notável, o encaixamento é dificultado pela maior resistência das rochas do embasamento. Para a jusante, a diminuição do gradiente fluvial na superfície dos tabuleiros possibilita um alargamento expressivo e espraiamento da planície fluvial do rio Choró.

No médio curso, a planície do rio Choró não excede a 500-1000 m, no baixo curso alcança 2000 m de largura. Afluentes como os rios do Castro e Cangati, bem como os tributários menores, possuem esboço de várzeas cujas larguras não superam 500 m e têm sua continuidade interrompida apenas nos baixos vales, próximo à confluência com o rio Choró. Da mesma forma, o maior espraiamento da planície do rio Aracoiaba ocorre próximo ao curso principal. Para montante do rio Aracoiaba, as planícies alveolares chegam a ser mais expressivas, justificando o estrangulamento da planície fluvial do rio Aracoiaba que, no setor contínuo, tem largura média de 1000 m (SOUZA, 1975).

Formam estreitas faixas de planícies que correspondem a áreas de disposição longitudinal dispersas na depressão sertaneja e tabuleiros, bordejando os rios Choró, Cangati, Castro, Aracoiaba e outros tributários com topografia variando de plana a ondulada. A planície fluvial do rio Choró alarga-se consideravelmente, à medida que vai entalhando terrenos da Formação Barreiras. Já no baixo curso, trata-se, de uma área de deposição ampliada por diminuição do gradiente fluvial. Os setores de planície sujeitos ao escoamento periódico são geralmente separados, por um baixo dique marginal, daqueles mais elevados e apenas atingidos pelas inundações em eventos de chuvas excepcionais (SOUZA, 1975).

Ocorrem terraços fluviais bem característicos, com uma camada mantenedora constituída de cascalheiros que limitam as planícies fluviais. Predominam Neossolos Flúvicos revestidos por matas ciliares com espécies arbóreas, onde as galerias de carnaubais emprestam um significado todo especial a essas formas de relevo (SOUZA, 1975, 1988, 2000).

As Planícies Lacustres e Áreas de Inundação Sazonal formam lagoas perenes e semiperenes. Estão presentes no litoral e nos Tabuleiros Pré-Litorâneos, com ou sem cobertura arenosa, submetidas às inundações periódicas e por vezes incorporadas à rede de drenagem (SOUZA et al., 2009). As Planícies Lacustres formam áreas planas com baixa declividade, favorecendo os processos de acumulação e deposição de sedimentos. Nos setores, próximos a linha de costa, ocorrem lagoas vinculadas a ressurgência do lençol freático, a exemplo das lagoas interdunares. Enquanto as Áreas de Inundação Sazonal ocorrem com maior frequência no interior do continente, vinculadas ao escoamento difuso da água no período chuvoso sobre solos argilosos de propriedades mais impermeáveis.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geomorfológico com proposta de hierarquização na escala de trabalho de 1/75.000 permitiu chegar à ordem do terceiro nível taxonômico, expondo unidades superiores e inferiores que expõem padrões singulares de relevo através de superfícies estruturais, erosivas e de acumulação. Assim, foram identificadas quatro unidades morfoestruturais de 1º táxon, são elas: **Embasamento Cristalino, Grupo Barreiras, Coberturas Aluviais e Depósitos Costeiros**, ressaltando o substrato geológico que sustenta e capeia os relevos. No interior dessas unidades foram identificadas cinco unidades morfoesculturais, expressando diferentes tipologias de formas.

As unidades morfoesculturais de 2º táxon correspondem aos: **Maçiços Residuais** totalizando (801 Km²- 16,4%), **Depressão Sertaneja** representando um total de área (2838 Km²- 52,2%), **Tabuleiros** com (915 Km²- 18,8%), **Planície Litorânea** com total de área (68 Km²- 1,4%) e **Planícies Fluviais e Lacustres** representando (251 Km²- 5,2%). Quanto às unidades morfológicas de 3º Táxon foram classificadas em: **Vertente Oriental da Serra de Baturité** (586 Km²- 12% de área), **Serras do Estevão e Falcão** (215 Km²- 4,4% de área), **Cristas Residuais e Inselbergs** (142 Km²- 2,9% de área), **Depressão Sertaneja Dissecada** (1731 Km² - 35,5% de área), **Depressão Sertaneja Aplainada** (965 Km²- 19,8% de área), **Tabuleiros Interiores** (525 Km²- 10,8% de área), **Tabuleiros Pré-Litorâneos** (390 Km²- 8% de área), **Campos de Dunas e Faixa Praial** (45 Km²- 0,9% de área), **Planície Fluviomarinha** (23 Km²- 0,5% de área), **Planícies Fluviais do Rio Choró e seus Principais Tributários** (227 km²- 4,7% de área), **Planícies Lacustres e Áreas de Inundação Sazonal** (25 Km²- 0,5% de área).

Os relevos estruturais são representados pela Vertente Oriental da Serra de Baturité e serras do Estevão e Falcão como núcleos residuais mais resistentes à erosão. São exemplos de controles estruturais na evolução das formas, a exposição de escarpas íngremes e picos elevados, constituídos por quartzitos da Formação Independência, como nas cristas da Serra de Baturité.

As superfícies erosivas foram formadas a partir do desmonte do relevo, revelando a configuração de níveis embutidos de depressões sertanejas, pontilhadas por maciços e cristas residuais e inselbergs. Por consequência, o material erodido na fase de denudação quaternária foi

depositado do continente em direção a linha de costa, formando a superfície dos tabuleiros do Grupo Barreiras, bem como de sedimentos mais finos que compõem a Planície Litorânea.

Para tanto, a geomorfologia tem colaborado cada vez mais no contexto da ciência geográfica, elucidando os processos que envolvem a gênese e evolução das geoformas, além de possibilitar propostas de planejamento ambiental compatíveis às condições de modelado do relevo. Desse modo, os conhecimentos geomorfológicos expostos na pesquisa se tornam indispensáveis para a sociedade, quando utilizados para o aproveitamento dos recursos naturais com fins sustentáveis.

REFERÊNCIAS

AB' SABER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. In: **Geomorfologia**, 18, São Paulo, IGEOG-USP, 1969, p. 1-23.

ARAÚJO, P. A. de. Compartimentação geossistêmica e vulnerabilidade socioambiental visando o ordenamento territorial na bacia do rio Choró-Ceará. **Tese de doutorado**. UECE, 2021, p. 239.

ARTHAUD M.H. **Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (domínio Ceará Central, NE do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. Brasília. (Tese Doutorado.). Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. p.121. 2007.

_____; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; SANTOS, T. J. S.; CABY, R.; ARMSTRONG, R. The Neoproterozoic Ceará Group Ceará Central Domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm- Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**. 58. 223-237. 2015.

BARBOSA, G. V. SILVA, T. C; NATALI FILHO, T; DEL'ARCO, D. M; COSTA, R. C. R. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do projeto RADAMBRASIL. Boletim Técnico. **Projeto RADAMBRASIL**. Série Geomorfologia. Salvador. Nº 1, p.187. out, 1984.

BARROS, L. F. P; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Morfogênese Fluvial In BARROS, L. F. P; MAGALHÃES JUNIOR, A. P (orgs). **Hidrogeomorfologia: Formas, Processos e Registros Sedimentares Fluviais**- 1º Edição – Rio de Janeiro. Bertrand Brasil. 2020. pp. 163-174.

BASTOS, F. H. **Guaramiranga: Caminhos para o Planejamento e Gestão Ambiental**- Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2011, pp. 139.

_____; SILVA, E. V, CORDEIRO, A. Aspectos geoambientais e contribuições para estratégias de planejamento ambiental da Serra de Baturité/CE. **Revista da Associação Nacional de Pós-graduação e Pesquisa em Geografia (Anpege)**, v. 13, n. 21, p. 163-198, 2017.

BESSA, M. D. M. R. **Caracterização petrológica e química do Complexo Pedra Aguda, CE – Brasil**. (Dissertação de Mestrado). Departamento de Geologia. UFC. 144p. 2000.

BÉTARD, F. Montagneshumidesaucoeurdu nordeste brésiliensemi-aride: Le casdumassif de Baturité (Ceará). Universidade de Paris IV – Sorbonne. **Tese de Doutorado**. Paris, 2007.

_____; PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural e morfopedológica do maciço de Baturité e de seu piemont: do Cretáceo ao Presente. In F.H. Bastos (org.): **Serra de Baturité: Uma Visão Integrada das Questões Ambientais**. Expressão Gráfica e Editora, Fortaleza, pp. 35 – 60. 2011.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SA24 (Fortaleza); geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. volume 21, Rio de Janeiro, 1981. 488 p.

_____; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. **Geodiversidade do Estado do Ceará. Hidrografia**. Fortaleza: CPRM, 2014.

_____; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. **Mapa geológico do Estado do Ceará**. Ceará. CPRM, 2020.

BRANDÃO, R. L et al., **Diagnóstico Geoambiental e os principais problemas de ocupação do meio físico da Região Metropolitana de Fortaleza**. Fortaleza: CPRM, 1995.

CEARÁ. **Zoneamento Ecológico-Econômico do Bioma Caatinga e Serras Úmidas do Estado do Ceará**. FCPC – Fortaleza: PETROBRÁS / FCPC / SEMACE / UFC, 2007.

_____; Secretaria de Recursos Hídricos. **Barragens sucessivas de contenção de sedimentos e seus impactos hidroambientais na microbacia do rio Cangati, Canindé-CE**-Fortaleza, 2010.

_____; INSTITUTO DE PESQUISA E ESTRATÉGIA ECONÔMICA DO CEARÁ- IPECE. **Sedes municipais do Estado do Ceará**. Fortaleza, 2015.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 2ª ed. 188p. 1980.

COSTA, F. G. D., PALHETA, E. S. D. M., CALADO, B. D. O., NALETO, J. L. C., PINÉO, T. R. G., LOPES, A. P.; SOUSA, F. R. **Área Troia-Pedra Branca, Maciço de Troia: carta de recursos minerais e de associações tectônicas**. CPRM. Fortaleza, 2015.

COSTA, F. G; PALHETA, E. S. M. **Geologia e recursos minerais das folhas Quixadá (SB. 24-VB-IV) e Itapiúna (SB. 24-XA-IV)**. CPRM, 2017.

COSTA, L. R. F; MAIA, R. P., BARRETO, L; CLAUDINIO-SALES, V. C. GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO: UMA PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO. GEOMORPHOLOGY OF THE NORTHERN BRAZILIAN NORTHEAST: A CLASSIFICATION PROPOSAL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2020. 21(1). pp. 185-208.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. **Progress made in Geomorphological mapping**, v. 9, p. 36-72, 1967.

FETTER, A. H. **U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana**. 1999. Tese de Doutorado. University of Kansas, Geology.

_____; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J.S.; ARTHAUD, M.; NOGUEIRA NETO, J. A. Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província da Borborema, NE Brasil. **XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza**.1997.

GERASIMOV, I. P; MESCHERIKOV, J. A. (1968) Morphostructure. In **The encyclopedia of geomorphology**. Ed. R.W. Fairbridge, 731-732, New York:Reinhold Book Co.

INPE (INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS) **Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA**. São José dos Campos: São Paulo, 2009. Disponível em: <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/> . Acesso em: 02 jan 2020.

LIMA, M. G. **História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**. (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2008. p.251

MARTINS, T. I. S.; RODRIGUES, S. C. Compartimentação geomorfológica da Folha Piumhi, região do alto São Francisco, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, n. 1, p. 145-162, 2016.

MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. **Atlantic Rifts and continental margins** (2000). pp 331-354.

MEIRELES, A. J. A. **Geomorfologia Costeira: funções ambientais e sociais**. Fortaleza: Edições UFC, 2012.

_____; DANTAS, E. W; SILVA, E. V. **Parque Nacional de Jericoacoara: trilhas para a sustentabilidade** – Fortaleza: Edições UFC, 2011.

MESCERJAKOV, J.P.- **Les concepts de morphostruture et de morphoscultures: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique**. Annales de Geographie, 77 années, 423, Paris,1968, 539-552p.

MOREIRA, A. A. N. **Cartas geomorfológicas**. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1969.

RIBEIRO, S. C; MARÇAL, M.S; CORREA, A. C. B. GEOMORFOLOGIA DE ÁREAS SEMI-ÁRIDAS: UMA CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DOS SERTÕES NORDESTINOS. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. 27, n. 1, jan/mar. 2010

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**. FFLCH-USP, n. 6. São Paulo, 1992.

SANTOS, F. L. A; MEDEIROS, E. M; SOUZA, M. J. N. Contexto Hidroclimático do Enclave Úmido do Maciço de Baturité–Ceará: Potencialidades e Limitações ao Uso da Terra. **Revista GeoNorte**, v. 3, n. 9, p. 1056–1065. 2012.

SANTOS, F. L. A; NASCIMENTO, F. R; HACKSPACHER, C. P; RIBEIRO, M. C. S; SILVA, B. V; GODOY, D. F. TERMOCRONOLOGIA APLICADA À EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL: UMA BREVE

REVISÃO In União da Geomorfologia Brasileira (UGB) (Org). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira** (2021, no Prelo).

SILVEIRA, A. C; BASTOS, F. H; MEIRA, S. A. LEVANTAMENTO DE POTENCIAIS LOCAIS DE INTERESSE GEOMORFOLÓGICO NO MACIÇO DE BATURITÉ (CEARÁ–BRASIL): APORTES PARA INICIATIVAS EDUCACIONAIS DE GEOCONSERVAÇÃO. In VIEIRA, A et al., (Orgs) **A geoconservação no contexto do Antropoceno: desafios e oportunidades**, p. 318-330. 2019.

SOUZA, M. J. N. Geomorfologia do vale do Choró, CE. **Tese de mestrado**. IGEOG – USP, N° 16, São Paulo, 1975.

_____. Contribuição ao estudo de unidades morfo-estruturais do Estado do Ceará. **Revista de Geologia V. 1/DEGEO/UFC**, Fortaleza, 1988, p.73-91.

_____. Bases Naturais e Esboço do Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará. In: LIMA, L. C; SOUZA, M. J. N; MORAES, J. O. **Compartimentação territorial e gestão regional do Ceará**. Fortaleza: FUNECE. 2000.p.13-98.

_____. OLIVEIRA, Vlândia Pinto Vital de. Os enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do nordeste brasileiro. Mercator – **Mercator**- Revista de Geografia da UFC, ano 05, número 09. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, 2006.

_____. **Diagnóstico Geoambiental do Município de Fortaleza: subsídios ao macrozoneamento ambiental e à revisão do Plano Diretor Participativo – PDPFor / Marcos José Nogueira de Souza.**[et al.]. – Fortaleza: Prefeitura Municipal de Fortaleza, 2009.

_____. Contexto Ambiental do Enclave Úmido da Serra de Baturité-Ceará. In F.H. Bastos (org). **Serra de Baturité: Uma Visão Integrada das Questões Ambientais**. Expressão Gráfica e Editora, Fortaleza. pp 19-33. 2011.

TRICART, J. "Principes et méthodes de la Geomorphologie Masson et Cie." **Editeurs, Paris** (1965).

TORRES, P. F. M. et al. **Mapa Geológico da Folha Quixadá (SB-24-V-B):** escala 1:250.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. 2007.

VITTE, A. C. Breves considerações sobre a história da geomorfologia geográfica no Brasil. **Geo UERJ** - Ano 12, v.1, no.21, 1º semestre de 2010.