

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

LARISSA FERNANDES DE LAVOR

**INVESTIGAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA ORIGEM DA
DEPRESSÃO DO ABIAÍ NA FAIXA COSTEIRA DA BACIA PARAÍBA, NE DO
BRASIL**

Recife

2021

LARISSA FERNANDES DE LAVOR

**INVESTIGAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA ORIGEM DA
DEPRESSÃO DO ABIAÍ NA FAIXA COSTEIRA DA BACIA PARAÍBA, NE DO
BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.

Recife

2021

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

- L414i Lavor, Larissa Fernandes de .
Investigação geológica e geomorfológica da origem da depressão do Abiaí na faixa costeira da Bacia Paraíba, NE do Brasil / Larissa Fernandes de Lavor. - 2021.
144 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.
- Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2021.
Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Ambientes cársticos na Paraíba. 3. Rochas calcárias. 4. *Poljé*. 5. Planície do Abiaí. I. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2021-228

LARISSA FERNANDES DE LAVOR

**INVESTIGAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA DA ORIGEM DA
DEPRESSÃO DO ABIAÍ NA FAIXA COSTEIRA DA BACIA PARAÍBA, NE DO
BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em: 20/05/2021

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Antonio Barbosa (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Saulo Roberto de Oliveira Vital (Examinador Externo)
Universidade Federal da Paraíba

Prof. Dr. Magno Erasto de Araújo (Examinador Externo)
Universidade Federal da Paraíba

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e pela fonte inesgotável de sabedoria.

Ao meu pai, Isaias Lavor; à minha mãe, Euda Lavor; à minha irmã, Maritza Lavor; ao meu irmão, Igor Lavor; aos meus sobrinhos (Micaela, Ana Carolina, Kaline, Felipe, Davi, Beatriz, Victor, Pedro e Arthur); à minha mãezinha Lucia e aos meus cunhados Eduardo Farias e Sheina Medeiros, pelo amor, carinho e incentivo, sempre me mostrando os melhores caminhos para alcançar meus objetivos.

Ao meu esposo, Joaquim Lobo, pelo amor, carinho, companheirismo e compreensão, e por ter me ajudado no decorrer desta jornada, incentivando-me a continuar e sempre alimentando os meus sonhos.

Ao meu filho Miguel, que ainda enxerga o mundo através dos meus olhos.

Ao meu sogro, Epaminondas Lobo, à minha sogra, Ruth Lobo, e à minha cunhada Fernanda Lobo, que me acolheram e que em diversos momentos foram fontes de força para continuar nesta caminhada.

Ao Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann e ao Prof. Dr. Magno Erasto de Araújo, agradeço imensamente a confiança em mim depositada, por terem sido os orientadores e os maiores incentivadores desta pesquisa, pela amizade que construímos no decorrer desta jornada. Muito obrigada, professores, por tudo que me ensinaram.

Aos membros da Banca Examinadora, Prof. Dr. José Antônio Barbosa, Prof. Dr. Antônio Carlos Barros Corrêa, Prof. Dr. Magno Erasto de Araújo, Prof. Dr. Saulo Roberto de Oliveira Vital, Prof. Dr. Eduardo Rodrigues Viana de Lima e ao Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini, por terem aceitado participar deste momento, pela contribuição e pelo tempo dispensado em avaliar o resultado deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Valdir do Amaral Manso, por ter participado da banca de qualificação como Suplente Interno.

Ao corpo docente do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE, vinculados ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, que muito contribuiu para minha formação profissional.

À UFPE e ao seu Programa de Pós-Graduação em Geociências, pela oportunidade de ensino, pesquisa e assistência estudantil; e, em especial, a Krishnamurti, pela atenção e por sempre estar à nossa disposição.

Aos amigos da turma de doutorado e mestrado 2017.1, pelos momentos de aprendizagem, descontrações e companheirismo nos distintos ambientes acadêmicos.

Aos meus grandes amigos: Vinicius Lima e Alexandre Sousa, pela amizade construída ao longo desta jornada acadêmica. Que a cada dia nossa amizade se consolide mais e mais.

A todos que participaram dos trabalhos de campo desta pesquisa e aos moradores da zona rural do município de Alhandra e da cidade de Pitimbu, que sempre nos receberam com muito carinho e atenção.

Ao Departamento de Geografia da UFPB, em especial aos membros do Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais (Legam), pelo acolhimento e assistência durante o período de pesquisa. E à Profa. Dra. Christianne Maria Moura Reis, pelo acolhimento na citada instituição.

A Leonardo Gomes e ao Prof. Dr. Jefferson Tavares Cruz Oliveira, pela colaboração na finalização desta pesquisa.

À Fundação de Amparo a Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (Facepe), pela concessão da bolsa e suporte financeiro.

Finalmente, agradeço a todos que, de alguma forma, fizeram parte da empreitada acadêmica que culminou com o desenvolvimento deste trabalho.

A todos, meus sinceros agradecimentos!

RESUMO

Esta pesquisa aborda aspectos da evolução geológica e geomorfológica da Depressão do Abiaí. A história evolutiva da região revela que eventos tectônicos desenvolveram conjuntos de falhas que, por diversas vezes, se reativaram e influenciaram na reestruturação da paisagem, viabilizando o desenvolvimento de processos relacionados a fatores de dissecação, dissolução e acumulação em toda área. Essa depressão localiza-se na porção sul do litoral paraibano e apresenta uma extensão de 46 km². No desenvolvimento desta pesquisa, a área total de estudo foi de 488,31 km², se estendendo, no sentido oeste, até próximo da borda da bacia sedimentar Paraíba. O objetivo principal desta pesquisa é investigar os elementos constituintes da paisagem geológica e geomorfológica da área e do seu entorno, no sentido de elucidar se ela constitui uma depressão de origem cárstica classificada na literatura geomorfológica como *poljé*. Como metodologia, utilizaram-se levantamentos de dados, bibliográficos, cartográficos e documentais. Dessa maneira, foi possível entender a área comparando-a a outras regiões do mundo. Para coleta de dados primários, realizou-se um detalhado trabalho de campo em que se mapearam as informações e, posteriormente, aplicaram-se índices morfométricos nos principais cursos dos rios e analisaram-se dados gravimétricos, no intuito de identificar possíveis processos tectônicos recentes. Além disso, empregaram-se técnicas cartográficas para a elaboração de mapas temáticos em um Sistema de Informação Geográfica (SIG). O fato de haver um sistema de falhas geológicas perpassando os limites da depressão, associado às variações climáticas no Quaternário brasileiro, explicam as singularidades da região. Os cálculos morfométricos indicam possíveis reativações tectônicas recentes na área, responsáveis pela reestruturação da drenagem, que levou ao desenvolvimento do *poljé* do Abiaí. Já os dados gravimétricos permitiram identificar a existência de *horsts* e *grábens* na região, inclusive na área onde se localiza o *poljé* do Abiaí. Os dados adquiridos nesta pesquisa possibilitaram observar que o fato de existirem rochas calcárias na zona telogenética, solos propícios à acumulação e circulação de água (superficial e de subsuperfície), um terreno localizado em um ponto de cruzamento de falhas com fortes indícios de reativações tectônicas recentes, capazes de formar *horsts* e *grábens*, e um histórico de variações climáticas durante o Quaternário, contribui com o entendimento de que a Depressão do Abiaí constitui, segundo a literatura pertinente, um *poljé*.

Palavras-chave: ambientes cársticos na Paraíba; rochas calcárias; *poljé*; planície do Abiaí.

ABSTRACT

This research addresses aspects of the geological and geomorphological evolution of the Abiaí Depression. The evolutionary history of the region reveals that tectonic events developed sets of faults that, on several occasions, were reactivated and influenced the restructuring of the landscape, enabling the development of processes related to dissection, dissolution and accumulation factors in the entire area. This depression is located in the southern portion of the coast of Paraíba and has an extension of 46 km². In the development of this research, the total study area was 488.31 km², extending westward to near the edge of the Paraíba sedimentary basin. The main objective of this research is to investigate the constituent elements of the geological and geomorphological landscape of the area and its surroundings, in order to elucidate whether it constitutes a depression of karst origin classified in the geomorphological literature as *poljé*. As a methodology, data, bibliographic, cartographic and documentary surveys were used. In this way, it was possible to understand the area by comparing it to other regions of the world. For primary data collection, a detailed field work was carried out in which the information was mapped and, later, morphometric indices were applied in the main courses of the rivers and gravimetric data were analyzed, in order to identify possible recent tectonic processes. In addition, cartographic techniques were used for the elaboration of thematic maps in a Geographic Information System (GIS). The fact that there is a system of geological faults crossing the limits of the depression, associated with climatic variations in the Brazilian Quaternary, explains the region's singularities. Morphometric calculations indicate possible recent tectonic reactivations in the area, responsible for restructuring the drainage, which led to the development of the Abiaí *poljé*. The gravimetric data allowed to identify the existence of horsts and grabens in the region, including the area where the Abiaí *poljé* is located. The data acquired in this research made it possible to observe that the fact that there are limestone rocks in the telogenetic zone, soils conducive to the accumulation and circulation of water (superficial and subsurface), a terrain located at a fault crossing point with strong evidence of recent tectonic reactivations, capable of forming horsts and grabens, and a history of climatic variations during the Quaternary, contributes to the understanding that the Abiaí Depression constitutes, according to the pertinent literature, a *poljé*.

Keywords: karsts environments in Paraíba; limestone rocks; *poljé*; Abiaí plain.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo.....	20
Figura 2 – Climograma da cidade de João Pessoa e as principais massas de ar atuantes na região Nordeste.....	21
Figura 3 – Tipos de cobertura vegetal da área de estudo.....	23
Figura 4 – Mapa esquemático de associação pedológica da Depressão do Abiaí e suas adjacências.....	25
Figura 5 – Bacia sedimentar Paraíba.....	28
Figura 6 – Carta estratigráfica da bacia Paraíba.....	30
Figura 7 – Tipologia de carste.....	39
Figura 8 – Zonas diagenéticas e regime de fluxo de água em ambientes cársticos.....	41
Figura 9 – Tipos básicos de <i>poljés</i>	46
Figura 10 – Tipos de <i>poljés</i> : abertos e fechados.....	49
Figura 11 – Propriedades da drenagem.....	61
Figura 12 – Padrões de rede de drenagem.....	62
Figura 13 – Mapa hipsométrico e das características morfoestruturais da Depressão do Abiaí.....	67
Figura 14 – Mapa de Bouguer da porção sul da sub-bacia de Alhandra e norte da sub-bacia de Olinda.....	69
Figura 15 – Mapas geofísicos da área de estudo.....	70
Figura 16 – Dados de subsuperfície da área de estudo baseados em dados de poços do Projeto Fosfato/Miriri (CPRM, 1982) e de poços tubulares da Cagepa (1999).....	74
Figura 17 – Mapa de contorno de topo, mapa de contorno da base, e mapa de isópacas (isoespessura) da área de estudo.....	76
Figura 18 – Mapa de declividade da Depressão do Abiaí.....	78
Figura 19 – Principais anomalias nos canais fluviais dos trechos de drenagem escolhidos para o cálculo de RDE da Depressão do Abiaí.....	82
Figura 20 – Mapa de assimetria de bacias.....	88
Figura 21 – Mapa geológico-geomorfológico da área de estudo.....	95
Figura 22 – Estágio evolutivo do <i>poljé</i> do Abiaí.....	96
Figura 23 – Área de lavra de areia no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda.....	98
Figura 24 – Destaque do afloramento de areia no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda.....	99
Figura 25 – Afloramento da Formação Beberibe no riacho Tabatinga, afluente do riacho	

Toperubus.....	100
Figura 26 – Fotomicrografia de lâmina delgada através de microscópio petrográfico, mostrando o arenito conglomerático, mal consolidado da Formação Beb.....	101
Figura 27 – Afloramento da Formação Barreiras.....	103
Figura 28 – Detalhe do afloramento da Formação Barreiras.....	103
Figura 29 – Afloramento da Formação Gramame.....	104
Figura 30 – Sedimentos aluvionares no fundo do <i>poljé</i>	105
Figura 31 – Nível de um terraço marinho pleistocênico.....	105
Figura 32 – Tabuleiros com superfícies convexas.....	108
Figura 33 – Tabuleiros com topo plano.....	109
Figura 34 – Rampas de colúvio.....	110
Figura 35 – <i>Poljé</i> do Abiaí.....	112
Figura 36 – Desembocadura do rio Abiaí.....	112
Figura 37 – Paleovale do riacho do Bueiro e o morro antropogênico.....	113
Figura 38 – Terraços marinhos pleistocênicos e pequenos canais meandantes no Riacho do Bueiro.....	114
Figura 39 – Colina de calcário na área de estudo.....	115
Figura 40 – Imagem aérea do morro do Quilombo (mogote).....	116
Figura 41 – Voçoroca no Tabuleiro do Conde, norte da área de estudo.....	117
Figura 42 – Ocorrência de uma suposta dolina na zona epicárstica no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda.....	119
Figura 43 – Setores da cabeceira de drenagem conforme Hack e Goodlett (1960).....	121
Figura 44 – Parede calcária a sudeste da cabeceira de drenagem.....	122
Figura 45 – Detalhe da parede de calcário do setor sudeste da cabeceira de drenagem.....	122
Figura 46 – Terraço estrutural com feições criptocársticas.....	123
Figura 47 – Entrada da caverna de calcário.....	124
Figura 48 – Processo de gotejamento no teto da caverna.....	125
Figura 49 – Sala na entrada da caverna.....	126
Figura 50 – Parede lateral direita da caverna contendo condutos.....	126
Figura 51 – Coluna de calcário.....	127
Figura 52 – Rampa localizada na lateral da entrada da caverna.....	128
Figura 53 – Ressurgência sobre a caverna.....	128
Figura 54 – Croqui esquemático da área da caverna.....	130
Figura 55 – Bloco diagrama esquemático do <i>poljé</i> do Abiaí e adjacências.....	131

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Classificação das fontes bibliográficas.....	52
Quadro 2 – Atributos selecionados para a vetorização das cartas topográficas (folhas) do Interpa – PB (1985)	54
Quadro 3 – Classificação da declividade em porcentagem.....	56
Quadro 4 – Conversão das nomenclaturas utilizadas no Mapa Pedológico do Estado da Paraíba para o SiBCS, anos 2013 e 2018.....	57
Quadro 5 – Representação das classes geológicas da área de estudo.....	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Medida das classes de declividade do relevo.....	79
Tabela 2 – Variáveis morfométricas da aplicação do cálculo de RDEtrecho.....	85
Tabela 3 – Variáveis morfométricas da aplicação do cálculo de RDEtotal.....	85
Tabela 4 – Valores considerados para efetivação do cálculo RFAV.....	86
Tabela 5 – Valores obtidos com a aplicação do índice FA nas sub-bacias selecionadas.....	87

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS

Aesa	Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
ANP	Agência Nacional do Petróleo
AP	Antes do Presente
BDEP	Banco de Dados de Exploração e Produção
Cagepa	Companhia de Água e Esgotos da Paraíba
Capes	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
cm	Centímetro
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)
E	Leste
Edd	Altitude do Divisor do Setor Direito do Vale
Ede	Altitude do Divisor do Setor Esquerdo do Vale
Efv	Média de Elevação do Fundo do Vale
EGM	Modelo Geopotencial Terrestre
Embrapa	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Flona	Floresta Nacional da Restinga de Cabedelo
GPS	<i>Global Positioning System</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
Interpa-PB	Instituto de Terras e Planejamento Agrícola do Estado da Paraíba
km	Quilômetro
L	Extensão Total
Lfv	Largura do Fundo do Vale
LnL	Logaritmo Natural da Extensão Total do Curso de Água
LIs	Linhas de Instabilidade
MEA	Massa Equatorial Atlântica Sul
MTA	Massa Tropical Atlântica
MPA	Massa Polar Atlântica
m	Metro
N	Norte
NE	Nordeste
NGA	Agência Nacional de Inteligência Geoespacial
NW	Noroeste

pH	Potencial Hidrogeniônico
PPGEOC	Programa de Pós-Graduação em Geociências
PPGG	Programa de Pós-Graduação em Geografia
PUC	Pontifícia Universidade Católica
RDE	Relação Declividade-Extensão
RFAV	Razão Fundo/Altura do Vale
S	Sul
SAD	Datum Sul Americano
SE	Sudeste
Siagas	Sistema de Águas Subterrâneas
SiBCS	Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SW	Sudoeste
TIE	Tratamento da Informação Espacial
UFPB	Universidade Federal da Paraíba
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
UM	Unidade de Mapeamento
UTM	Universal Transversa de Mercator
VCANs	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
W	Oeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPA	Zona de Cisalhamento Patos
ZCPE	Zona de Cisalhamento Pernambuco
ΔH	Diferença Altimétrica
ΔL	Comprimento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	OBJETIVOS.....	19
1.1.1	Objetivo geral.....	19
1.1.2	Objetivos específicos.....	19
1.2	LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	19
1.3	CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS.....	21
1.4	COBERTURA VEGETAL.....	22
1.5	SOLOS.....	24
1.6	GEOLOGIA.....	27
1.7	GEOMORFOLOGIA.....	36
2	FORMAÇÃO DO RELEVO NO AMBIENTE CÁRSTICO	38
2.1	<i>POLJÉS</i> : DEPRESSÕES CÁRSTICAS DE GRANDES DIMENSÕES.....	42
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	52
3.1	LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICO, DOCUMENTAL E CARTOGRÁFICO.....	52
3.2	PRÉ-ANÁLISES DOS DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS.....	54
3.3	ELABORAÇÃO DOS PRODUTOS CARTOGRÁFICOS PARA O ESTUDO DA DEPRESSÃO DO ABIAÍ.....	55
3.3.1	Vetorização dos atributos.....	55
3.3.2	Elaboração dos modelos hipsométrico, de declividade e sombreado da área de estudo.....	55
3.3.3	Mapa de solos e geológico-geomorfológico.....	56
3.3.4	Elaboração dos perfis geológicos, geomorfológicos e do mapa de contato dos depósitos sedimentares.....	58
3.3.5	Análises petrográficas.....	59
3.3.6	Análise geofísica.....	60
3.4	APLICAÇÃO E AQUISIÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS.....	60
3.4.1	Relação Declividade-Extensão (RDE)	62
3.4.2	Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	63
3.4.3	Fator de Assimetria (FA)	64
3.5	TRABALHO DE CAMPO.....	65
4	QUADRO EVOLUTIVO DA DEPRESSÃO DO ABIAÍ	66

4.1	CONSIDERAÇÕES MORFOESTRUTURAIS, MORFOESCULTURAIS E GRAVIMÉTRICAS.....	66
4.2	DECLIVIDADES DO TERRENO.....	77
4.3	REDES DE DRENAGEM E SUAS PECULIARIDADES.....	79
4.3.1	Índices morfométricos.....	83
4.4	EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA DA DEPRESSÃO DO ABIAÍ.....	89
4.4.1	Evolução do <i>polje</i> do Abiaí no Quaternário.....	89
4.4.2	Caracterização litológica da área de estudo.....	97
4.4.3	Compartimentos geomorfológicos da área de estudo.....	106
4.4.3.1	Formas de relevo de dissecação.....	106
4.4.3.1.1	<i>Tabuleiros de Alhandra-Mata Redonda.....</i>	<i>107</i>
4.4.3.1.2	<i>Tabuleiros de Caaporã-Cupissura e Acaú.....</i>	<i>107</i>
4.4.3.1.3	<i>Tabuleiros da região de Pitimbu e Conde</i>	<i>109</i>
4.4.3.2	Formas de relevo de acumulação.....	110
4.4.3.2.1	<i>Rampas de colúvio</i>	<i>110</i>
4.4.3.2.2	<i>Planícies.....</i>	<i>111</i>
4.4.3.3	Formas de relevo de dissolução	117
5	CONCLUSÕES	132
	REFERÊNCIAS.....	134

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento dos diversos aspectos do meio físico e suas interações tem sido bastante discutido nas últimas décadas, principalmente aqueles em que se leva em consideração a origem e evolução das paisagens sob a ótica dos novos conhecimentos geológicos e geomorfológicos do Nordeste brasileiro. Tais estudos, no âmbito das geociências, assumem grande importância, uma vez que é mediante eles que se procura explicar o modelado, descobrir suas origens e determinar como tem evoluído no tempo e no espaço.

Em se tratando da evolução geológica e geomorfológica da Paraíba, é possível destacar que ainda são poucos os trabalhos que tratam da transformação das paisagens sob essa ótica, principalmente quando estas se relacionam a ambientes cársticos. No geral, as formas de relevo de natureza cárstica, na Paraíba, abordados em diversos trabalhos e por diferentes autores, encontram-se incluídos em pesquisas amplas em que o foco não está na geomorfologia cárstica. Além disso, esses trabalhos são desenvolvidos em escalas de pouco detalhe, onde a morfologias cársticas, muitas vezes, não são evidenciadas. Por essa razão, esta tese traz uma leitura sobre a origem da Depressão do Abiaí, a partir da evolução geológico-geomorfológica da paisagem cárstica, usando como base cartas topográficas na escala de 1:10.000.

A área escolhida como objeto de estudo desta pesquisa possui características singulares que se assemelham a carstes subjacentes, caracterizados por Klimchouk e Ford (2000) como formas que ocorrem em rochas solúveis de subsuperfícies que são cortadas por erosão em pontos de menor espessura da camada superior insolúvel, causando zonas de colapsos e surgências pontuais.

A ocorrência de modelado cárstico, como do tipo dolinas e depressões fechadas, ao longo do litoral paraibano, já foi referenciada por alguns pesquisadores, como, por exemplo, Vital (2015), Vital et al. (2020), que abordou a questão da gênese e evolução das depressões fechadas no litoral da Paraíba. No geral, os pesquisadores se referem ao processo de formação dessas depressões na bacia sedimentar Paraíba como formas resultantes de carste ou pseudocarste desenvolvidas sobre os sedimentos arenoargilosos mal consolidados da Formação Barreiras. Assim, essas formas estariam relacionadas a processos de dissoluções recorrentes de um conjunto de fatores associados: ao alto índice pluviométrico do litoral paraibano, ao material litológico existente e às zonas de descontinuidade de caráter estrutural (falhas e fraturas) que ocorrem nos calcários da Formação Gramame. Sendo assim, muitas formas cársticas desenvolvidas sobre os tabuleiros esculturados sobre a Formação Barreiras são reflexos de processos cársticos que se desenvolveram na sequência carbonática inferior

(ARAÚJO, 1993, 2012; FURRIER, 2007; LAVOR, 2016; LUMMERTZ, 1977; MARINHO, 2011; MELO *et al.*, 2001).

Além disso, estudos de cunho neotectônico-geomorfológico desenvolvidos no litoral paraibano demonstraram a possibilidade de redes de drenagens e unidades de relevos estarem relacionadas a movimentos tectônicos recentes (ARAÚJO, 1993, BARBOSA *et al.*, 2011; BARBOSA; LIMA FILHO, 2006; BEZERRA, 2011; BRITO NEVES *et al.*, 2004; FURRIER, 2007; LIMA, 2016; SANTOS, 2011; SILVA, 2020; SOUZA, 2016). Segundo Araújo (1993), a influência da tectônica, por meio das reativações no Quaternário, provavelmente representa o principal fator responsável pelos desníveis existentes entre os tabuleiros, pelo posicionamento da rede de drenagem e pelo rebaixamento e consequente formação da Depressão do Abiaí. Também se constatou, a partir de estudos radiométricos e gravimétricos associados às estruturas geológicas da porção sul do litoral paraibano e norte do litoral pernambucano, a ocorrência de sismicidade na região e a possibilidade de existir um gráben na área onde se localiza a Depressão do Abiaí (SILVA; MOTTA; CORREIA, 2009).

Na literatura atual, a Depressão do Abiaí está classificada como planície fluvial, originada pelo intenso processo de erosão ocorrido nas vertentes dos tabuleiros litorâneos da Formação Barreiras e da dissolução dos calcários sotopostos a essa formação. Tal processo teria sido acelerado devido à ocorrência de fraturas e falhas no local. Sendo assim, sua origem estaria relacionada a ações denudacionais (ARAÚJO, 1993), mas nenhuma pesquisa, até o momento, chegou a considerar que essa depressão poderia se tratar de uma forma cárstica mais abrangente.

Por meio das informações obtidas em campo, da análise das fotografias aéreas e de imagens de satélites, além das consultas bibliográficas sobre geomorfologia cárstica e tectônica, houve o entendimento (*insight*) de que a Depressão do Abiaí poderia constituir uma das macrofeições possíveis de se desenvolver em um ambiente cárstico. Assim, a hipótese da pesquisa tratou da possibilidade de a Depressão do Abiaí constituir um *poljé*, provavelmente gerado pelos eventos tectônicos, eustáticos e climáticos que se desenvolveram ao longo da faixa costeira da Bacia Paraíba durante o Quaternário.

Estudos sobre *poljés* no Brasil são escassos, mas já houve trabalhos que identificaram a existência dessa morfologia no norte de Minas Gerais e no centro da Bahia (GUIMARÃES, 2012; VASCONCELOS, 2014). Nessas regiões, os *poljés* estão localizados em zonas de contato entre duas formações e consistem numa superfície de dissolução plana e alongada, de grande extensão, em área correspondente às superfícies aplainadas da Depressão Periférica do Vale do São Francisco.

O nome Abiaí deriva da palavra tupi *Ibyý* (*iby* = terra, solo, chão + *y* = água), podendo significar terra plana úmida ou terra molhada (BRANDONI, 1983). Possivelmente, em função de sua dimensão, essa feição do relevo encontra-se referenciada em mapa de marear holandês desde 1647 (MARCGRAF, 1647). Na geomorfologia clássica, a palavra *poljé* significa terras planas alagadas formadas em áreas ricas em rochas calcárias. Segundo De Martonne (1953), muitas das denominações cársticas advêm, sobretudo, de causas toponímicas das diversas regiões europeias, com seus variados idiomas e dialetos, onde os estudos iniciais foram realizados. Nessas regiões, os *poljés* são muito importantes para a produção de subsistência, por terem bons solos. No idioma servo-croata, *poljé* significa campo de cultivo, o que indica ser a única área plana disponível para a agricultura, em uma paisagem predominantemente dominada por montanhas na Península Balcânica. Por isso, existem muito estudos na Europa, mas o que mais chama a atenção é a similaridade do significado do nome Abiaí na língua tupi com a definição de *poljé* na Europa.

De acordo com Bigarella, Becker e Santos (2009) e Lladó (1970), relevos cársticos do tipo *poljés* podem se desenvolver em grábens, e, quando a instalação de bacias tectônicas ocorre em rochas calcárias, o processo torna-se relativamente mais comum. Ainda segundo os autores, para o desenvolvimento de um relevo cárstico, é necessário que existam na área: (a) material litológico solúvel, de espessura considerável ocorrendo acima do nível do mar, em superfície ou próxima dela; (b) paleoclima e/ou clima atual que favoreceu ou favoreça processos intempéricos pertinentes à formação desses relevos; (c) tectônica; e (d) recobrimento florístico.

Na área de estudo, esses condicionantes estão presentes. Sendo assim, é razoável pensar que a Depressão do Abiaí se constitua de um *poljé*, e, por esta razão, faz-se pertinente uma investigação minuciosa em busca de evidências que comprovem essa possibilidade. Diante dessas considerações sobre sua gênese, surge um questionamento: quais processos e elementos naturais podem ser identificados na área de estudo que comprovem que a Depressão do Abiaí seria ou não um *poljé*?

Estudos referentes à formação geológico-geomorfológica da costa paraibana ainda anseiam conhecimentos, principalmente quando relacionados às unidades de relevos geradas por processos de dissolução de rochas calcárias associadas a condicionantes de ordem tectônica. Esta tese visa a contribuir neste sentido, ao estudar a morfologia e evolução da Depressão do Abiaí, ampliando o entendimento do sistema cárstico da bacia sedimentar Paraíba. Além disso, a importância desse estudo está em ser uma contribuição pioneira para a área, podendo, eventualmente, servir como documento de base para outras pesquisas que

venham a ser desenvolvidas na região.

Neste sentido, é indispensável à realização de estudos que visem explicar os aspectos físicos dessa feição, a amplitude do fenômeno e suas relações com a geologia regional, gerando suporte para o esclarecimento de questões voltadas ao entendimento dos processos que as originaram, de como estão evoluindo atualmente e suas consequências para a sociedade, já que a Depressão do Abiaí constitui uma área de uso agrícola e de mineração.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste estudo é investigar os elementos constituintes dos aspectos geológicos e geomorfológicos da área e do entorno da Depressão do Abiaí, no sentido de elucidar se ela constitui uma depressão cárstica do tipo *poljé*.

1.1.2 Objetivos específicos

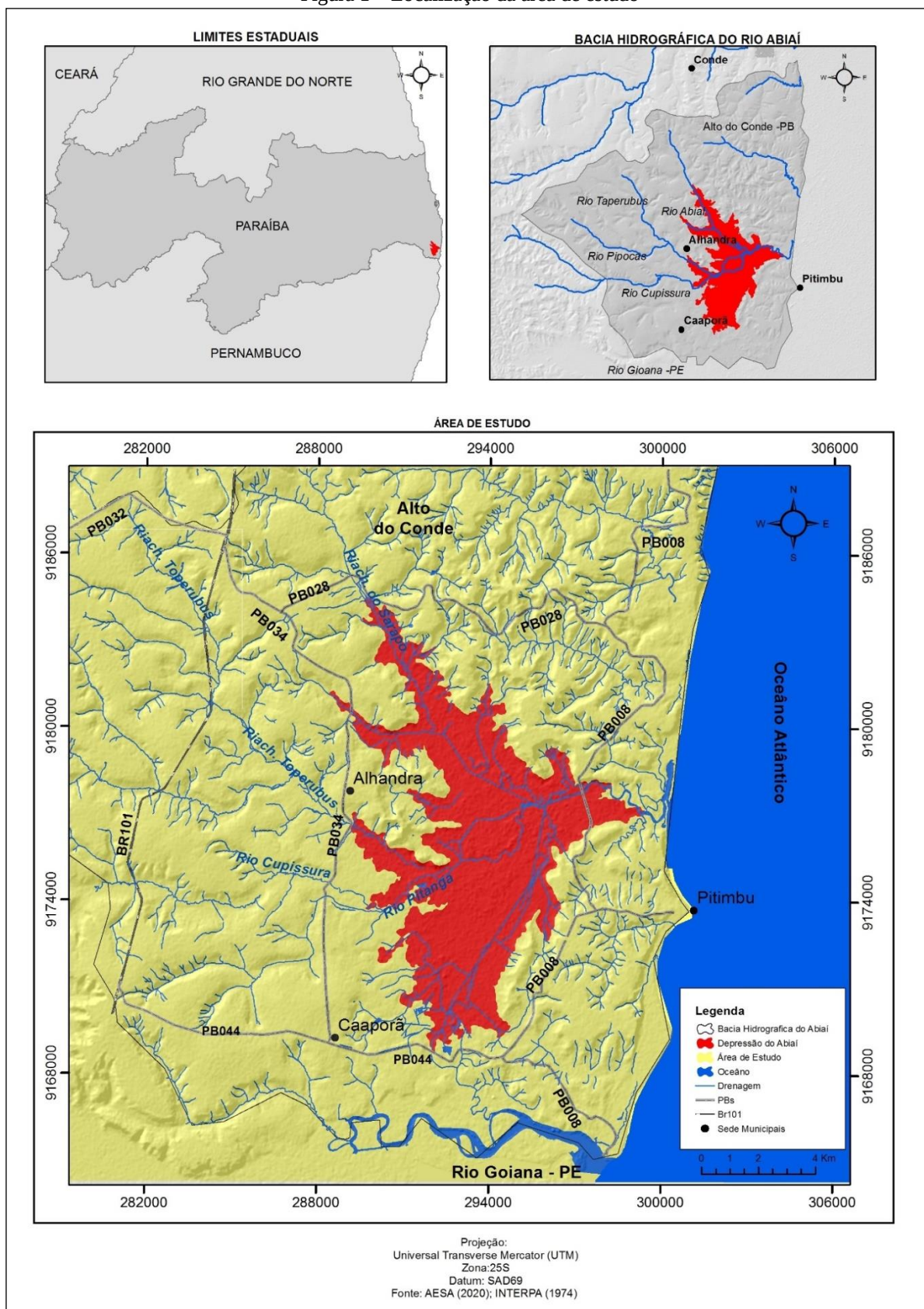
- a) Caracterizar os aspectos geológicos e geomorfológicos da área de estudo.
- b) Investigar a relação entre a posição da Depressão do Abiaí com o arcabouço estrutural da faixa costeira da bacia Paraíba.
- c) Descrever a morfometria de canais fluviais que compõem a Depressão do Abiaí.
- d) Identificar possíveis anomalias que condicionem a formação de zonas de dissolução e carstificação ao longo da depressão.

1.2 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Depressão do Abiaí está localizada na porção sul do litoral paraibano (Figura 1). Espacialmente, essa unidade de relevo limita-se ao norte com o Alto Estrutural do Conde, ao sul com o rio Goiana, a leste com o oceano Atlântico e a oeste com o município de Alhandra, constituindo uma forma aproximadamente triangular, com base voltada para sudeste e com cerca de 46 km². Essa depressão encontra-se inserida na bacia hidrográfica do rio Abiaí, que totaliza uma área de 585,69 km² de bacia e tem como principais afluentes os rios Cupissura, Pitanga e os riachos Taperubus e do Sarapo. É importante salientar que essa pesquisa não abrange toda a área da bacia hidrográfica, ficando o estudo restrito à Depressão do Abiaí e as

áreas adjacentes, totalizando 488,31 km².

Figura 1 – Localização da área de estudo



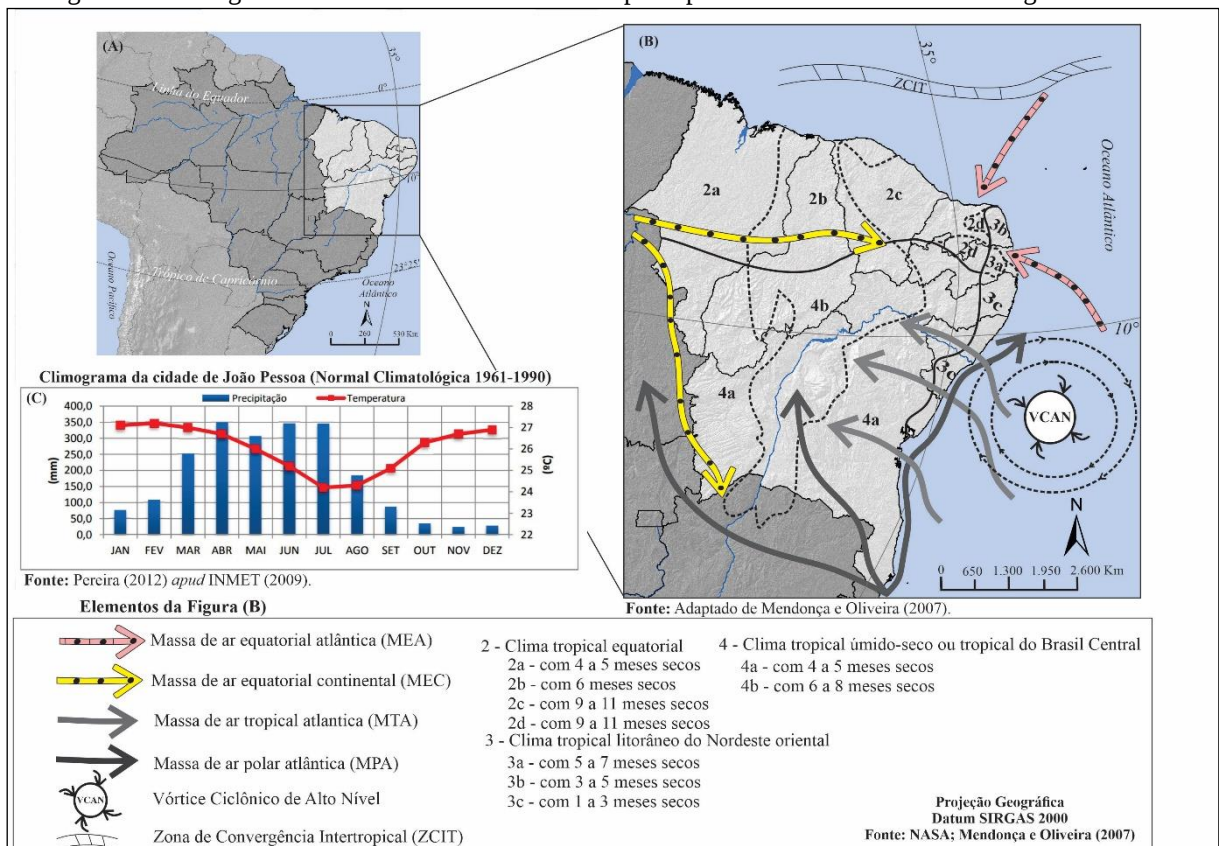
Fonte: A Autora (2020).

1.3 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

Os sistemas atmosféricos que atuam na área se originam no oceano Atlântico, no qual geram um tipo climático particular nessa porção do território brasileiro, que corresponde ao clima tropical litorâneo do Nordeste Oriental 3b (Figura 2B), caracterizado como um clima quente e úmido, litorâneo, com três a cinco meses de seca, diferenciando-se dos climas mais secos do interior do estado (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

As massas de ar que atuam nessa área são: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Massa Equatorial Atlântica Sul (MEA), Massa Tropical Atlântica (MTA), Massa Polar Atlântica (MPA) (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), as Linhas de Instabilidade (LIs) e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs), como as ondas de leste e as brisas marinhas e terrestres (FERREIRA; MELLO, 2005).

Figura 2 – Climograma da cidade de João Pessoa e as principais massas de ar atuantes na região Nordeste



Fonte: Adaptada de Mendonça; Danni-Oliveira (2007); Pereira *et al.* (2012).

Desse sistema se configuram dois regimes climáticos, sendo um chuvoso e outro seco. Segundo os registros dos 22 anos para a região, retirados da estação meteorológica de João Pessoa (Figura 2C), a quadra chuvosa corresponde ao verão, ao outono e ao início do inverno,

quando os meses de abril (349,8 mm), junho (346,1 mm) e julho (346,2 mm) são os mais chuvosos; e a quadra seca equivale ao final do inverno, a toda a primavera e ao início do verão, tendo como mais secos os meses de outubro (35,4 mm), novembro (24,9 mm) e dezembro (28,5 mm). A média de precipitação é de 1.818,5 mm e a normal histórica é de 2.145,4 mm. A temperatura média do ar oscila entre 24,1 e 27,2°C, podendo chegar à média das máximas em 30°C. Sua normal histórica é de 26,1°C, com períodos extremos ocorrendo no verão, entre os meses de janeiro (27,1°C), fevereiro (27,2°C) e março (27°C), e temperaturas mais baixas podendo ocorrer nos meses de junho e julho, com valores entre 25,2 e 24,2°C (PEREIRA, 2016; PEREIRA *et al.*, 2012).

1.4 COBERTURA VEGETAL

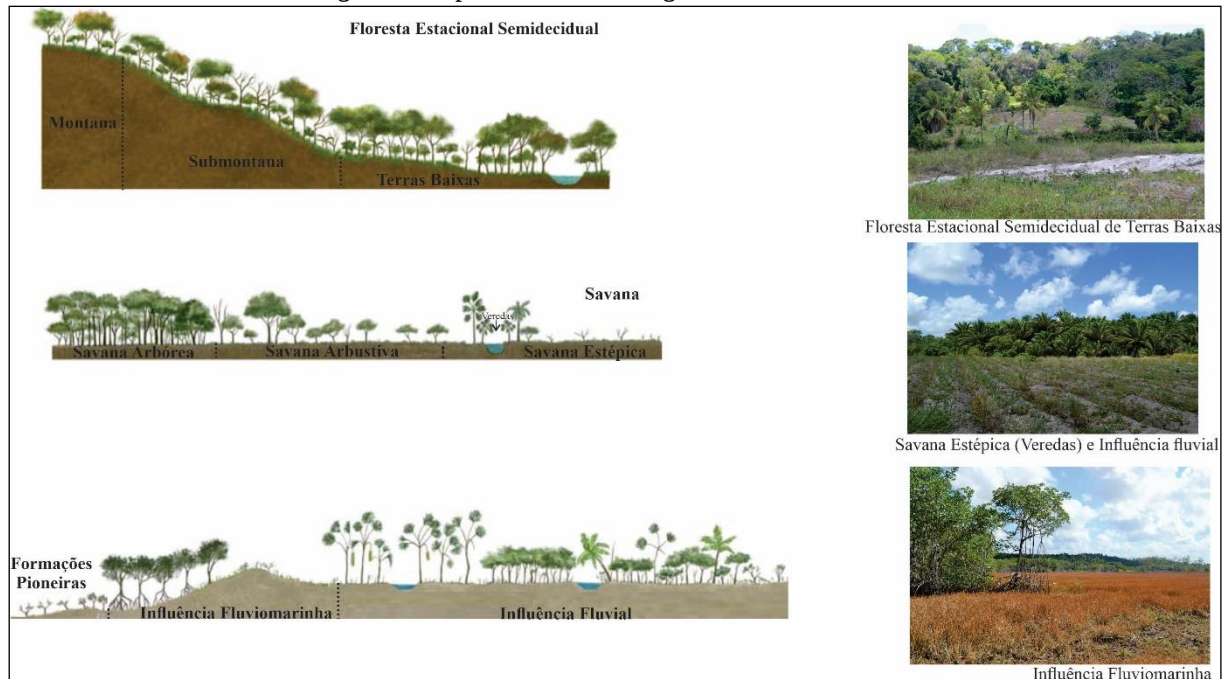
A cobertura vegetal nativa de uma determinada região está diretamente relacionada às características climáticas que a abrange. Por outro lado, a vegetação também influencia no clima e, conseqüentemente, nos processos morfogênicos e pedogênicos que ocorrem em uma determinada área.

Em regiões de clima tropical litorâneo, a vegetação original se consiste de uma mistura entre florestas estacionais semidecíduas de terras baixas, refúgios de savanas e sistemas edáficos de primeira ocupação, conhecidas como formações pioneiras (Figura 3). As duas primeiras se localizam sobre os solos desenvolvidos nos Tabuleiros Costeiros, que vão desde o sul da cidade de Natal – RN até o estado do Rio de Janeiro, enquanto que as formações pioneiras se localizam ao longo do litoral brasileiro, bem como nas planícies fluviais e fluviomarinhas (VELOSO, RANGEL FILHO, LIMA, 1991).

Na área de estudo, as florestas estacionais semidecíduas das terras baixas se localizam nos setores mais elevados da Depressão do Abiaí. Atualmente, estão fortemente descaracterizadas e substituídas por extensos canaviais, ficando a vegetação primitiva concentrada ao longo das vertentes íngremes, constituindo as matas de galerias. Quando os solos são mais empobrecidos e mal drenados, ainda é possível encontrar vestígios de outro tipo de vegetação, constituída por formações mistas herbáceas e lenhosas, arbustivas e arbóreas de estaturas baixas, às vezes densas, onde algumas espécies de grande porte ainda são encontradas e que remetem a uma formação de savana florestada. Quando a área se torna mais arenosa, o que se verifica é uma vegetação menos densa e constituída por espécies arbustivas, retorcidas e esgalhadas, assemelhando-se às savanas arborizadas e *parklands* do Brasil Central, localmente chamadas de vegetação de tabuleiro (ARAÚJO, 1993; VELOSO,

RANGEL FILHO, LIMA, 1991).

Figura 3 – Tipos de cobertura vegetal da área de estudo



Fonte: A Autora (2020) e Veloso, Rangel Filho e Lima (1991).

Em relação às planícies, principalmente na Depressão do Abiaí, verifica-se a existência de florestas de várzeas formando machas ou veredas, com palmeiras arbóreas circundadas por gramíneas típicas de regiões paludais (Figura 3). As veredas são encontradas em solos do tipo Gleissolos Háplicos ou Melânicos, que se encontram saturados durante a maior parte do ano devido à aproximação do lençol freático com a superfície (BRANDÃO; CARVALHO; BARUQUI, 1991). Em geral, ocupam os vales pouco íngremes ou áreas planas, acompanhando linhas de drenagem mal definidas, quase sempre sem murundus. Também são comuns numa posição intermediária do terreno, próximas às nascentes (olhos d'água), ou nas bordas das cabeceiras de Matas de Galeria (EMBRAPA, 2020).

Ainda na Depressão do Abiaí e nas áreas intermediárias, onde se faz presente à planície fluviomarinha, verifica-se a existência de formações vegetais perenifólias com espécies altamente adaptadas a ambientes de elevada salinidade e solos instáveis, com alto teor de matéria orgânica, do tipo Gleissolos-Tiomórficos. De acordo com Veloso, Rangel Filho e Lima (1991), essa vegetação se classifica como floresta paludosa de mangue ou campos salinos. Na área de estudo, essa vegetação corresponde a mais uniforme e de maior continuidade em relação às demais, e está representada principalmente pelo mangue vermelho (*Risophoramangle L.*) e pelo mangue manso (*Laguncularia racemosa gaertu F.*). Quando se

distancia do mar o teor de salinidade no solo diminui e se proliferam as espécies de mangue do gênero *Avicennia*, como o Mangue Canoé (ARAÚJO, 1993).

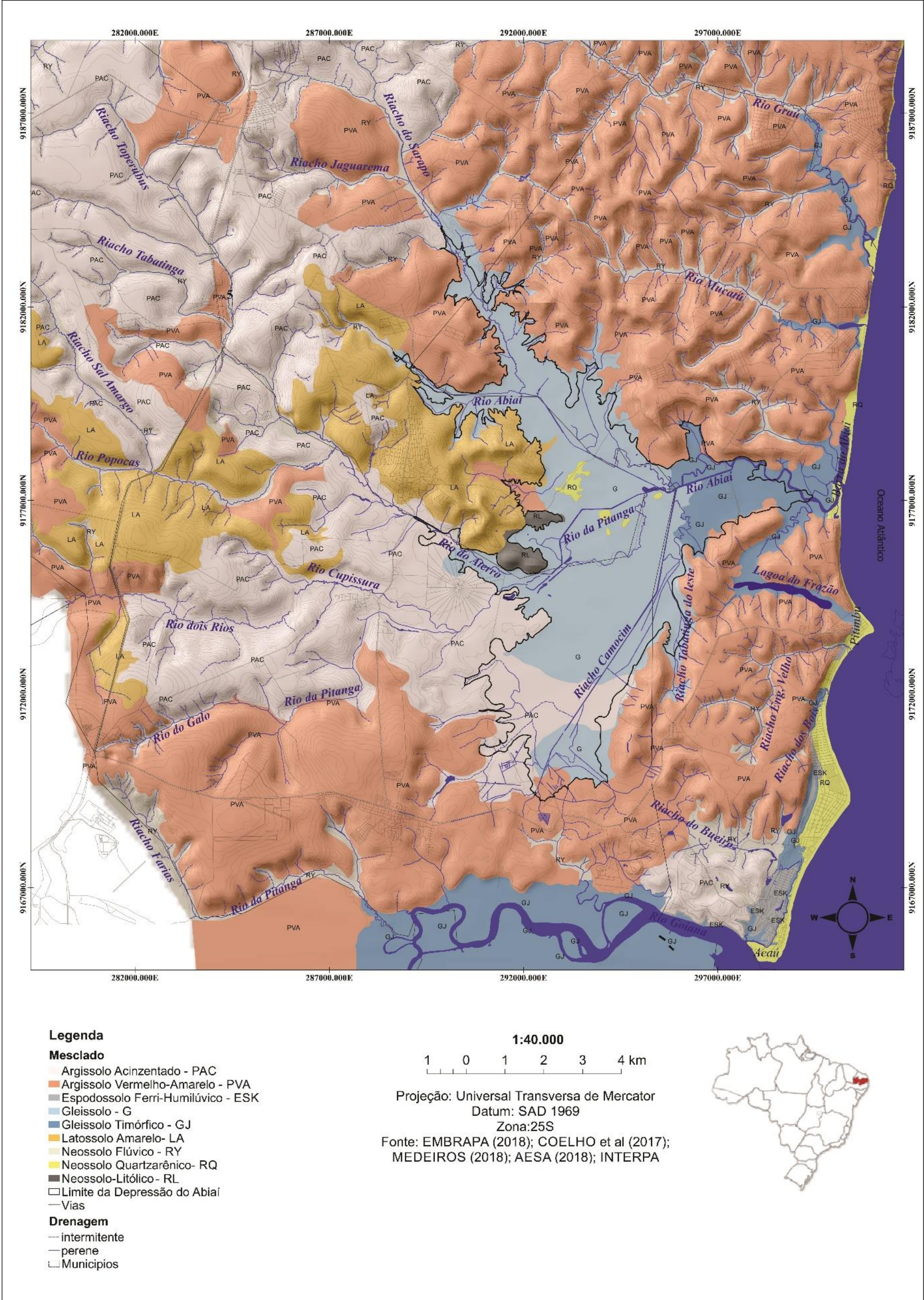
Na planície litorânea, ocorrem formações vegetais adaptadas a terrenos recentes e que recebem diretamente ou indiretamente a influência do mar. Quanto mais próximos ao limite de preamar, onde se concentram Neossolos-Quartzarenicos, proliferam-se formações pantropicais de praia, constituídas por vegetação herbácea que, em geral, ocupam faixas estreitas das praias. Segundo Araújo (1993), a variação de espécie é pequena nesse nicho, destacando-se com maior frequência a salsa-de-praia (*ipomoeapes-capre*) e a grama-de-praia (*Sporobolus-virginicus*). Quando a salinidade diminui em direção ao continente e o solo se apresenta mais evoluído e enriquecido em matéria orgânica, como os Espodossolos, crescem vegetações mais arbustiva e arboreoarbustiva, com densidade variegada, apresentando nos espaços abertos a formação de gramíneas.

1.5 SOLOS

Os solos desenvolvidos no litoral paraibano são característicos de climas quentes, úmidos, litorâneos, contendo fortes influências do material biológico, litológico e do relevo. Segundo Furrier (2007), o alto índice pluviométrico associado a uma topografia relativamente plana do litoral paraibano favorece a lixiviação de água meteórica para níveis freáticos, condicionando a formação de solos ricos em minerais secundários do tipo óxido de ferro e hidróxido de alumínio, sendo pobres em cálcio, magnésio e potássio.

Dentre os diversos solos da Paraíba, o setor sul da faixa costeira, onde se localiza a Depressão do Abiaí, possui nove unidades de mapeamento pedológico, os quais se dividem em: (a) Latossolos-Amarelos, associados a (b) Argissolos Vermelho-Amarelos e (c) Acinzentados, nas áreas mais elevadas; (d) Neossolos Flúvicos, nas planícies fluviais; (e) Neossolos Quartzarênicos na planície marinha e na Depressão do Abiaí; (f) Neossolos Litólicos, nos morros do quilombo; (g) Gleissolos e (h) Gleissolos Tiomórficos, na planície flúvio-marinha e na Depressão do Abiaí; e (i) Espodossolos Ferri-Humilúvicos, localizados na intersecção das planícies fluviais, flúvio-marinhas e marinha (Figura 4).

Figura 4 – Mapa esquemático de associação pedológica da Depressão do Abiaí e suas adjacências



Fonte: adaptada de Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESA, 2006).

Os Latossolos-Amarelos localizam-se nos topos dos Tabuleiros Costeiros e se diferenciam por serem ácidos altamente evoluídos. São solos desenvolvidos de materiais argilosos ou arenoargilosos sedimentares da Formação Barreiras (AESAs, 2006). Na área de estudo, ocupam uma superfície de 38,34 km², o que corresponde a 7,85% do total de área. Esses solos concentram-se no setor centro-oeste da Depressão do Abiaí, entres os municípios de Alhandra, Caaporã e Pedras de Fogo (Figura 4).

Os Argissolos Vermelho-Amarelos também ocorrem nos Tabuleiros Costeiros. Caracterizam-se como solos bem evoluídos, argilosos, apresentando mobilização de argila na parte mais superficial. São solos intermediários que ocorrem em associação aos Latossolos, já que se desenvolvem em condições ambientais semelhantes, clima e material de origem (AESAs, 2006; LEPSCH, 2010). Os Argissolos Vermelho-Amarelos ocupam 45,93% da área de estudo, equivalente a 224,28 km² de área. São os solos mais representativos na área de estudo, localizando-se nas bordas da Depressão do Abiaí (Figura 4).

Os Argissolos Acinzentados também estão presentes da área. São solos com texturas arenosas, de coloração cinza-esbranquiçada, com a presença de horizontes fragipã ou latossólico (SANTOS *et al.*, 2018). Ocupam os setores mais a oeste da Depressão do Abiaí, nas partes planas ou de relevo suave ondulado quase plano dos tabuleiros sedimentares da Formação Barreiras e da planície do Abiaí (Figura 4). Estendem-se por 121,36 km², o que equivale a 24,85% do total de área, sendo, portanto, a segunda maior unidade de mapeamento registrada na área de estudo.

Os Neossolos Flúvicos são derivados de sedimentos aluviais pouco evoluídos, cujo material de origem é mais evidentemente influenciado pela dinâmica fluvial passada. Em geral, apresentam-se assentados logo acima do material que lhes deram origem (AESAs, 2006; COELHO *et al.*, 2017; SANTOS *et al.*, 2018). Os Neossolos Flúvicos ocupam 29,50 km² de terra, equivalentes a 6,04% da área total de estudo. Esses solos não estão presentes na planície do Abiaí, e sim nos rios que drenam os Tabuleiros Costeiros (Figura 4).

Os Neossolos Quartzarênicos são arenosos, de pouca profundidade, sendo os grãos constituídos basicamente de quartzo, e ocorrem sobre os terraços marinhos holocênicos. São solos excessivamente drenados, desenvolvidos em relevo plano, mas que manifestam suaves ondulações (AESAs, 2006; COELHO *et al.*, 2017; SANTOS *et al.*, 2018). Estão presentes na planície marinha entre a praia e a pós-praia, e também em setores localizados no interior da Depressão do Abiaí, onde se observam patamares (platôs) formados devido às protuberâncias existentes nos calcários que variam em cotas de 5 a 9 m. Os Neossolos Quartzarênicos estendem-se por 5,51 km², representando 1,13% da área de estudo. Sua maior extensão situa-se no setor sul da área, no município de Pitimbu, enquanto que ao norte, no município do

Conde, vão se estreitando devido à presença de falésias vivas, que influenciam diretamente na dinâmica costeira, impedido o desenvolvimento areal dessa unidade de mapeamento (Figura 4).

Os Neossolos Litólicos são comuns em áreas de declives ondulados e fortes, de relevo movimentado. Sua principal característica consiste em um horizonte A assentado diretamente sobre a rocha (AESAs, 2006; LEPSCH, 2010). Esses solos estão presentes nos morros testemunhos (Morro do Quilombo) localizados na borda centro-ocidental da Depressão do Abiaí. Seu horizonte A está assentado sobre os calcários da Formação Gramame e sua extensão territorial é de 1,66 km², o que equivale a 0,34% da área de estudo, sendo, portanto, a unidade pedológica de menor representação na área (Figura 4).

Os Gleissolos são comuns em área planas e úmidas, saturadas com água por tempo suficiente para provocar redução química e dissolução do óxido de ferro ao ponto de descolorir o solo, deixando-o acinzentado (AESAs, 2006; LEPSCH, 2010). Os Gleissolos estão presentes na planície do Abiaí, abrangendo quase toda a sua totalidade. Em termo areal, ocupam 38,41 km² ou 7,87% da área estudo (Figura 4).

Os Gleissolos Tiomórficos estão sob os domínios das planícies flúvio-marinha e marinha, diferenciando-se dos outros Gleissolos da área pelo tipo de vegetação. Por muito tempo foram classificados como solos indiscriminados de mangue (AESAs, 2006; COELHO *et al.*, 2017; MEDEIROS, 2018). Os Tiomórficos apresentam horizontes ricos em sais e enxofre, devido à influência de águas marinhas e vegetação de mangue. Suas dimensões areais correspondem a 27,38 km², o que equivale a 5,61% da área de estudo (Figura 4).

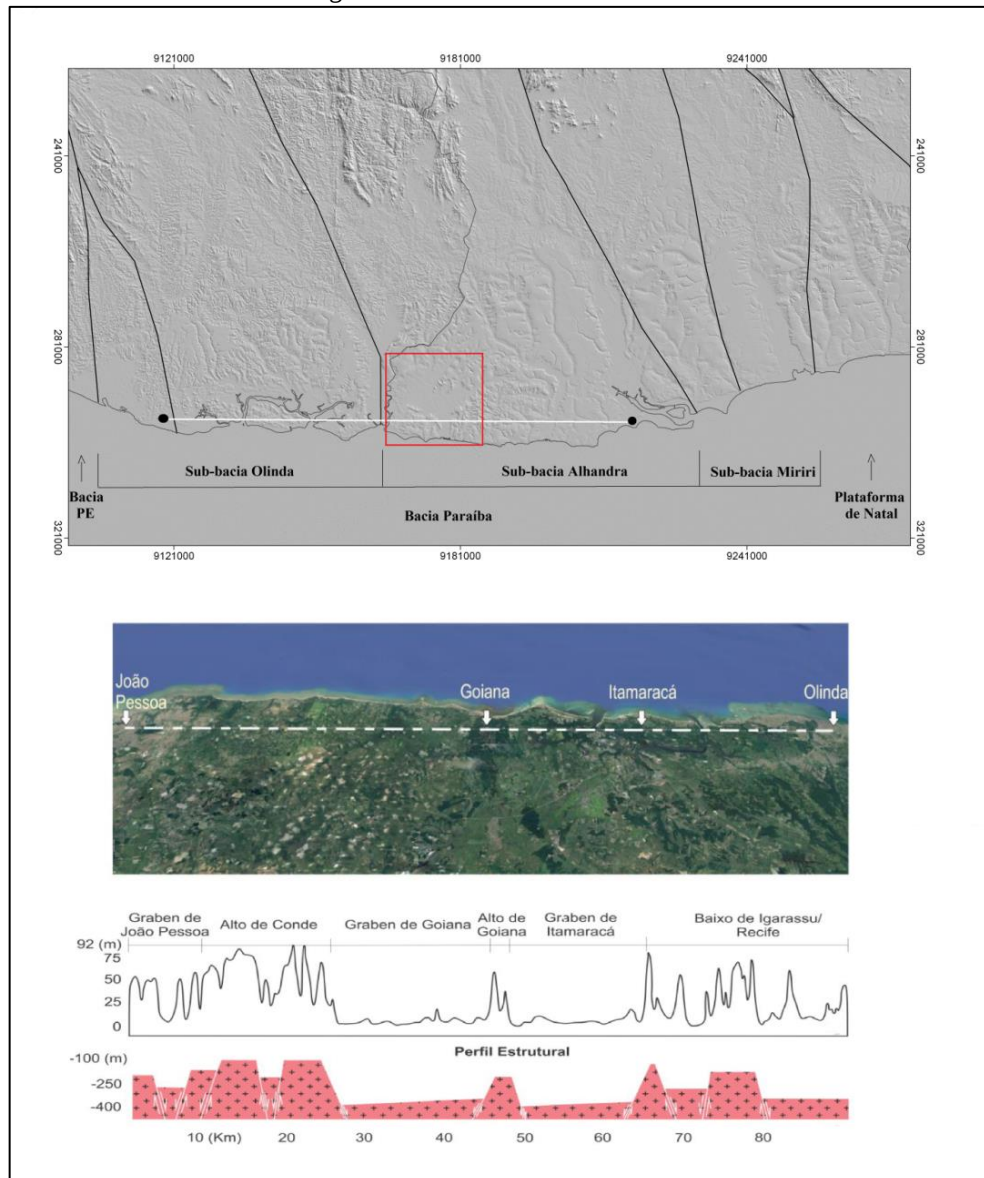
Os Espodossolos Ferri-Humilúvicos possuem horizontes claros sobre outro escuro e cimentado, podendo haver um expressivo acúmulo de ferro e/ou de carbono. Geralmente conservam-se saturados com água em um ou mais horizontes a partir da superfície do solo durante algum tempo, na maioria dos anos, quando não são artificialmente drenados (AESAs, 2006; SANTOS *et al.*, 2018; LEPSCH, 2010). Estão localizados sobre os cordões arenosos pleistocênicos que intersectam os Neossolos Quartzarênicos e os Gleissolos Tiomórficos, estendendo-se por 1,87 km², o que equivale a 0,38% da área de estudo (Figura 4).

1.6 GEOLOGIA

A geologia da área se encontra inserida no contexto das formações geológicas que compõem a bacia sedimentar Paraíba. Localizada na porção mais oriental do Nordeste, sobre as rochas do Domínio da Zona Transversal pertencente à Província da Borborema, limitando-se

com a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), ao sul, e o Alto Estrutural de Mamanguape, ao norte, que é uma ramificação da Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA). Segundo Asmus (1975), as bacias marginais do Brasil evoluíram durante quatro grandes estágios tectonossedimentares: pré-rifte, rifte, proto-oceano e marinho franco. A bacia Paraíba foi gerada na fase rift, no Cretáceo, originando um oceano aberto (Barbosa, 2007).

Figura 5 – Bacia sedimentar Paraíba



Fonte: adaptada de Correa Filho *et al.* (2015).

Nota: bacia sedimentar Paraíba, contendo as falhas transversais que a subdivide em sub-bacia Olinda, sub-bacia Alhandra e sub-bacia Miriri. Inferência do perfil estrutural (linha branca contínua e tracejada) do embasamento cristalino elaborado por meio de dados de poços e do perfil topográfico construído mediante imagens de radar da faixa costeira Pernambuco-Paraíba.

A diferenciação da bacia Paraíba em relação às bacias vizinhas, Plataforma de Natal, ao norte, e bacia Pernambuco, ao sul (Figura 5), é bastante evidente. Segundo Barbosa (2004),

ela se configura como uma rampa distalmente inclinada para leste, com presença de talude. Estudos setoriais realizados por Lima Filho, Barbosa e Souza (2006) indicaram a existência de três estágios evolutivos e, no mínimo, sete eventos tectônico-magmáticos responsáveis pela formação das bacias Paraíba, Pernambuco e Plataforma de Natal.

De acordo com os referidos estudos, a primeira fase evolutiva corresponde à abertura inicial da margem atlântica, sendo esta relacionada unicamente à bacia Pernambuco, onde movimentos horizontais e distencionais de direção NW-SE, no Apitiano, teriam gerado o rifte do Cupe com orientação NE (gráben de Olinda). Esse rifte se estendeu até a porção sul da bacia Paraíba, onde sofreu forte resistência e foi abortado, evidenciando a impossibilidade de ele romper a crosta nessa região, devido à espessura crustal da faixa móvel situada entre as Zonas de Cisalhamento de Pernambuco e Patos (LIMA FILHO; BARBOSA; SOUZA, 2006).

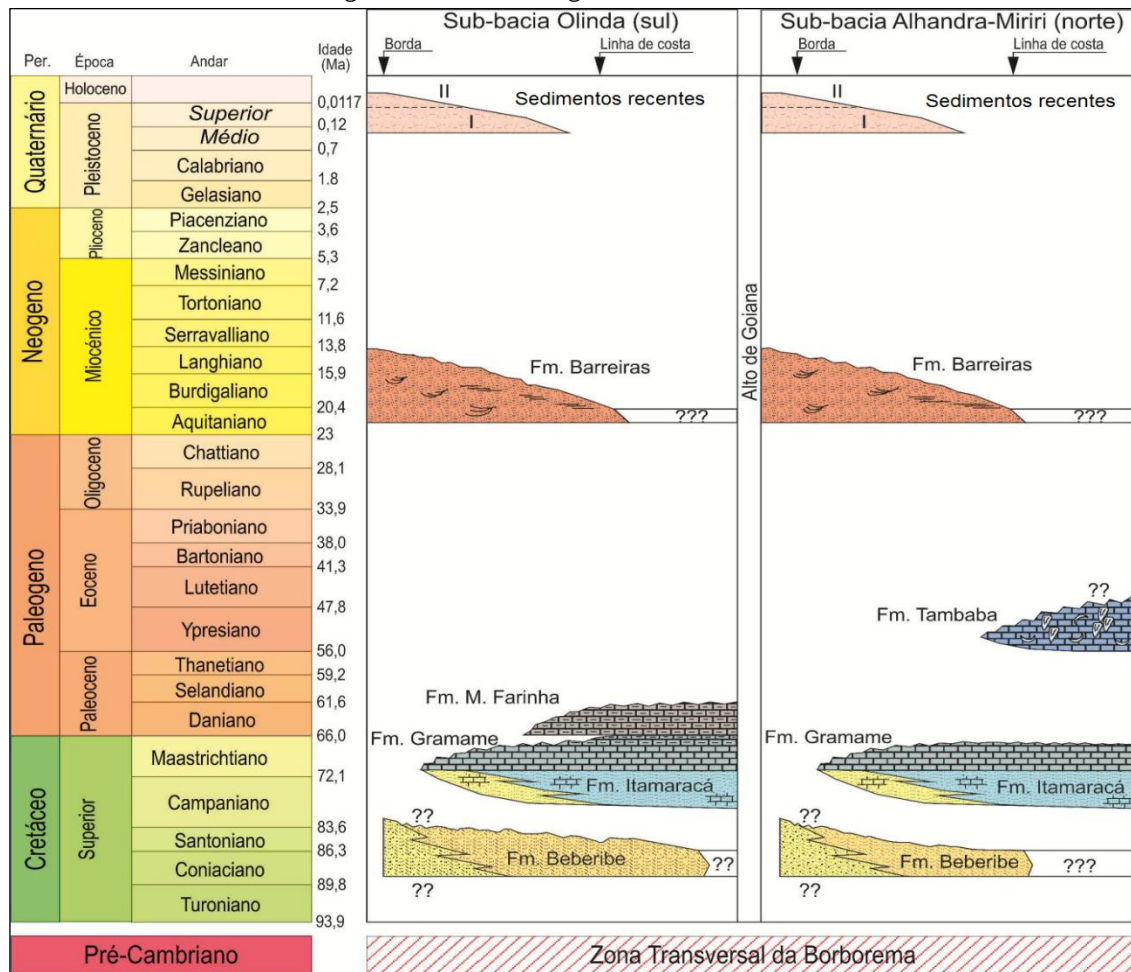
A deposição na atual faixa costeira da Bacia da Paraíba, se formou a partir do Turoniano-Coniaciano. Esse evento proporcionou a formação de altos (*horsts*) e baixos (grábens) estruturais denominados por Fortes (1986) como tectônicas de teclas, devido a movimentos distensivos de orientação NE-SW. Os setores rebaixados representam as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri (Figura 5). A sub-bacia Olinda localiza-se entre a ZCPE, ao sul, e o Alto de Goiana, ao norte; a sub-bacia Alhandra limita-se com o Alto de Goiana, ao sul, e o Alto de Itabaiana, ao norte; enquanto que a sub-bacia Miriri estende-se desde o Alto de Itabaiana, ao sul, até o Alto de Mamanguape, ao norte (BARBOSA, 2004; LIMA FILHO; BARBOSA; SOUZA, 2006).

A sedimentação da atual faixa costeira foi dominada por pelo menos um ciclo transgressivo-regressivo, de transgressão rápida, seguida de relativa estabilidade, com regressão mais demorada, que fez gerar uma sequência estratigráfica (Figura 6) que se iniciou com o preenchimento dos depocentros por clastos oriundos das áreas mais elevadas, como resultado de uma aceleração da erosão dos setores mais elevados e transporte em pequenas distâncias. Tal fenômeno deu origem à Formação Beberibe, que se constitui de uma camada basal predominantemente composta por arenitos flúvio-lacustres de idade Coniaciano-Campaniana que repousam discordantemente sobre o embasamento cristalino (BARBOSA, 2007; LEAL E SÁ, 1998; MABESOONE, 1967).

Durante o Santoniano-Campaniano, a transgressão marinha se instala em toda a plataforma por conta de uma rápida subsidência da rampa, provavelmente devido ao afastamento da margem continental da fonte de anomalia térmica, elevando sua densidade e promovendo sua subsidência. Essa fase corresponde ao intervalo marinho franco, quando os depósitos da Formação Beberibe foram recobertos por sedimentos transicionais, da Formação

Itamaracá (Figura 6). Nessa unidade, encontram-se calcários com alto teor de siliciclastos, arenitos calciríferos e marga com siliciclastos. Em seu topo, existe um marco radiativo, correspondente a uma camada sedimentar de fosfato que sinaliza o máximo transgressivo da submersão da bacia ocorrido no Neomaastrichtiano (BARBOSA, 2004).

Figura 6 – Carta estratigráfica da bacia Paraíba



Fonte: adaptada de Correa Filho et al. (2015).

Nota: registro das unidades litoestratigráficas das sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, contendo a proposta da unidade Formação Tambaba, localizada na sub-bacia Alhandra. Nos sedimentos recentes, I corresponde aos depósitos pleistocênicos e II aos depósitos holocênicos.

Evidências apontam que essa camada foi depositada por acúmulo de fosfato orgânico produzido pela biota marinha e pela redução da taxa de sedimentação. A sua presença demonstra as condições paleoclimática e paleogeográfica da evolução geológica da bacia. Sua espessura varia de poucos centímetros a alguns metros, chegando a cerca de 4 m. Essa camada corresponde a um marco estratigráfico que representa o fim da deposição continental e o início da ocupação predominantemente marinha que veio acompanhada por uma calma tectônica que se instalou na bacia promovendo a deposição de clastos oceânicos, recobrando a

sequência transicional anterior e originando a Formação Gramame (Figura 6). Sua transição ocorre de forma gradativa, indicando movimentos oscilatórios na costa durante sua deposição. Em média, sua espessura é de 70 m, projetando-se para oeste por cerca de 20 km do litoral, tendendo a apresentar espessuras mais delgadas, entre 2 a 4 m na borda oeste da bacia. É essencialmente constituído por calcários, calcários margosos e margas, com abundante conteúdo fossilífero. Essa formação apresenta-se mais expressiva nas sub-bacias Alhandra e Miriri (BARBOSA, 2004, 2007; BEURLLEN, 1967; KEGEL, 1955; LIMA FILHO, 1998; LIMA FILHO; SOUZA, 2001).

Entre o Maastrichtiano Inferior e Daniano Superior se instalou um evento regressivo na bacia Paraíba, responsável pela deposição de calcários recifais, contendo forte influência de sedimentos transicionais na camada de topo. Esses depósitos ocorrem apenas na bacia Paraíba e foi denominado de Formação Maria Farinha (Figura 6). Caracterizam-se por terem na base uma discordância erosiva, de sequências carbonáticas com intraclastos de aspecto conglomeráticos, associados à passagem do Cretáceo para o Paleógeno. Essa camada ocorre logo após a deposição dos primeiros estratos Danianos e contém fósseis dessa época e do final do Maastrichtiano. Estudos realizados em afloramentos da praia Ponta do Funil - PE propõem que fenômenos associados à reativação e soerguimento tectônico, erupções vulcânicas relacionados a múltiplos impactos, tsunamis, mudanças climáticas e variação do nível do mar teriam resultado nesse evento (ALBERTÃO, 1993; ALMEIDA, J., 2000; BARBOSA, 2004, 2007; MABESOONE, 1967; SILVA, 2011).

O tectonismo que ocorreu nesse ambiente pode ter erguido a plataforma, forçando o recuo da linha de costa. Estruturas rúpteis, representadas por abundantes fraturas, e algumas falhas são encontradas nessas rochas e indicam *trends* principais de direção NE-SW, E-W e NW-SE, que coincidem com as famílias de falhas do embasamento, e as falhas normais e de transferência produzidas pelo rifte responsável pela abertura do Atlântico Sul. Possivelmente, essas fraturas e falhas correspondam a reativações das estruturas NW-SE por movimentos transcorrentes sinistrais, evidenciados como sendo o mesmo evento que separou a Ilha de Itamaracá-PE do continente. Esse fenômeno, que se iniciou no Paleógeno, pode ter se estendido até o Quaternário, promovendo erosão plataformar, basculamento de blocos, formações de depressões e mais deposições (BARBOSA, 2004, 2007; CORREA FILHO *et al.*, 2015; LIMA FILHO; BARBOSA; SOUZA, 2006; MORAIS, 2008; TAVARES JUNIOR, 2008).

O recuo da linha de costa, associado à erosão da plataforma exposta, foi mais significativo nas sub-bacias Alhandra e Miriri, fazendo com que os calcários típicos da

Formação Maria Farinha ficassem restritos à sub-bacia Olinda. No entanto, na sub-bacia Alhandra ocorrem depósitos de origem recifal e lagunar, do Eoceno, muito semelhante aos calcários da Formação Maria Farinha. Essas rochas foram, a princípio, referenciadas como Formação Maria Farinha Superior. Porém, estudos mais recentes, sob a ótica da moderna estratigrafia de sequências, evidenciam que esses depósitos estão associados a um novo ciclo eustático, o que possibilita considerá-los como uma unidade estratigráfica distinta. Por essa razão, atualmente, existe a proposta de formalização de nomenclatura para esses calcários, sendo classificados como Formação Tambaba (Figura 6), deixando de pertencer à Formação Maria Farinha (ALMEIDA, J., 2000; BARBOSA, 2004, 2007; CORREA FILHO *et al.*, 2015; MABESOONE, 1967).

Esses afloramentos são relativamente bem conhecidos na faixa costeira das sub-bacias Alhandra e Miriri, mais precisamente no litoral sul da Paraíba, no município do Conde, o que confere a essa fração do litoral, características morfológicas diferenciadas dos demais trechos litorâneos do estado. As rochas da Formação Tambaba constituem-se de uma variação de fácies em que os depósitos apresentam aspecto coquinoide, localmente acamadado, e, devido à erosão, as construções recifais apresentam aspecto ruiforme irregular. Também são encontrados fósseis de invertebrados marinhos e alguns são comuns a Formação Maria Farinha, associados a novas espécies que, juntas, permitem caracterizar a deposição desses carbonatos em uma plataforma rasa e restrita (ALMEIDA, J., 2000; BARBOSA, 2004, 2007; CORREA FILHO *et al.*, 2015). Sobre a Formação Maria Farinha (e a Formação Tambaba) repousa, de forma discordante, a Formação Barreiras (Figura 6).

Na verdade, a Formação Barreiras repousa sobre a bacia sedimentar Paraíba, porém, mais para oeste, ela repousa sobre o embasamento cristalino. Ela consiste na unidade litoestratigráfica mais contínua e representativa no Brasil, ocorrendo desde o estado do Amapá até o Rio de Janeiro. Caracteriza-se pela presença de fácies de um sistema fluvial entrelaçado e transicional para leques fluviais, de depósitos granulométricos variados, apresentando cascalhos, areias grossas e finas de coloração amarelada, com intercalação de siltes e argilas. Essa formação é pouco litificada, apresentando conglomerados ferruginosos em acamamentos mal definidos (ALHEIROS *et al.*, 1988; ARAÚJO, 2012).

A Formação Barreiras teria sido depositada apenas nas faixas mais orientais e mais rebaixadas da costa brasileira. Esses depósitos provêm de processos intempéricos e de ciclos denudacionais que ocorreram no interior do continente após sucessivas reativações tectônicas e variações climáticas, quando as bacias hidrográficas existentes foram reconfiguradas e rebaixadas ao novo nível de base regional. A evolução do sistema fluvial que gerou os

depósitos dessa formação foi submetida ao clima árido, sujeito a oscilações. Sua idade ainda não é bem definida, porém, por meio de estudos realizados no Pará e no litoral do Ceará e do Rio Grande do Norte, atribuiu-se à Formação Barreiras idade entre Mioceno e Pleistoceno (ALHEIROS *et al.*, 1988; ARAI, 2006; BRITO NEVES *et al.*, 2009; MABESOONE; CASTRO, 1975; ROSSETTI *et al.*, 2011).

A origem exclusivamente continental ainda é questionada por pesquisadores, pois existem trabalhos sobre a Formação Barreiras que lhe atribui origem marinha. Arai (2006) sugere que o termo Barreiras, utilizado no sentido tradicional, deve ser considerado como grupo, e não como formação. O autor ainda acrescenta que o Sistema Pirabas/Barreiras Inferior foi depositado durante a subida eustática ocorrida no intervalo Aquitaniano-Serravaliano (Eomioceno a Mesomioceno), na região Norte do Brasil. Rossetti *et al.* (2011, 2013) também identificaram sequências marinhas em depósitos relacionados ao Barreiras, localizados na porção norte da bacia Potiguar e na porção sul da bacia Paraíba (sub-bacia Alhandra).

A espessura da Formação Barreiras no estado da Paraíba é bastante variável, atingido dimensões de até 80 m, porém, acredita-se que sua espessura foi muito superior à atual ao final do seu ciclo deposicional. A região foi dominada por processos denudacionais associados a reativações tectônicas no Cenozoico, o que colaborou com as diferentes profundidades e estruturas encontradas em sua camada. Esses processos deram origem a relevos tabuliformes e falésias ativas e inativas na costa leste do Brasil. Além disso, seus sedimentos correspondem a um dos principais elementos formadores de solos do litoral brasileiro (BRITO NEVES *et al.*, 2004; FURRIER; ARAÚJO; MENESES, 2015; LEAL E SÁ, 1998).

No nível superior dessa formação, existem sedimentos retrabalhados que indicam a possibilidade de ter ocorrido, no leste da Paraíba, eventos tectônicos e isostáticos de um Quaternário tardio. Esses depósitos são referenciados como pós-Barreiras e possuem relação genética com a Formação Barreiras subjacente. Segundo pesquisas, a transição entre ambas é marcada por uma camada de paelossolos laterizados. O pós-Barreiras divide-se em duas unidades: a primeira pleistocênica, constituída de arenitos e brechas endurecidos, com camadas maciças e padrões complexos de estruturas de deformação de sedimentos moles gerados por atividade sísmica contemporânea; e a segunda holocênica, composta por areias maciças ou areias relacionadas a estruturas desenvolvidas pela dissipação de dunas (ROSSETTI *et al.*, 2011; SOUZA; ROSSETTI; PRADO, 2014).

Apesar de um número crescente de trabalhos relacionados ao pós-Barreiras, a temática ainda é controversa, pois muitos ainda classificam esses sedimentos como remanescentes de processos pedogenéticos e de lixiviação, que dão origem a depósitos eluvionares e coluvionares. O primeiro localiza-se no topo dos tabuleiros e é constituído por fragmentos mais resistentes ao intemperismo e deixados *in situ*. O segundo localiza-se no sopé das vertentes dos tabuleiros, da Formação Barreiras, parcialmente transportado das zonas mais elevadas por ação da gravidade, enxurradas e deslizamentos. Devido às divergências, requerem-se mais estudos que incluam datação e faciologia da grande Unidade Barreiras, para, com isso, discutir o que realmente é infra-Barreiras, Barreiras e pós-Barreiras (ROSSETTI *et al.*, 2011; SOUZA; ROSSETTI; PRADO, 2014; VALENÇA; SOUZA, 2017).

Dando continuidade às sequências sedimentares quaternárias, destaca-se a existência de depósitos localizados quase que exclusivamente na planície costeira, à exceção das aluviões recentes, presentes nos vales fluviais instalados em cotas mais elevadas. Nesse contexto, foram identificadas as seguintes unidades: terraços pleistocênicos e holocênicos; depósitos aluvionares, de manguezais e litorâneos de praia; e rochas de praia (GUEDES, 2002; SUGUIO, 1998, 2003; VALENÇA; SOUZA, 2017).

Os terraços marinhos pleistocênicos consistem em evidências de antigos níveis do mar acima do atual. Possuem cotas que variam de 7 a 10 m, formados por areias quartzosas, em superfície, com granulação grossa a média, medianamente selecionadas, e com grãos arredondados a subarredondados. Quando sofrem lixiviação, enriquecem-se de matéria orgânica, ficando mais compactas e escuras em profundidade devido à presença do ácido húmico e óxido de ferro, que ocorrem como cimento, exibindo coloração amarronzada, semelhante a pó de café. Sua origem está associada à regressão marinha que se sucedeu imediatamente à penúltima transgressão, ocorrida durante o Pleistoceno, há aproximadamente 120.000 anos AP (GUEDES, 2002; SUGUIO, 1998, 2003; VALENÇA; SOUZA, 2017).

Os terraços marinhos holocênicos também consistem em evidências de antigos níveis do mar acima do atual, sendo estes relacionados à última transgressão, há aproximadamente 7.000 e 6.500 anos AP. Localizam-se na porção externa aos de idade pleistocênica, e são separados destes por zonas úmidas paludiais e riachos retilinizados e estreitos. Eles ocorrem como corpos alongados, mais ou menos contínuos e paralelos à linha de costa, apresentando cotas entre 1e 3 m, constituídos, essencialmente, de areias quartzosas, com cores claras, com granulação média a grossa, medianamente selecionadas, com grãos arredondados a subarredondados e incluindo fragmentos de conchas (GUEDES, 2002; SUGUIO, 1998, 2003; VALENÇA; SOUZA, 2017).

Os depósitos aluvionares são resultantes de sedimentos oriundos de rios atuais carregados por seus canais fluviais retelinizados e/ou meandantes, sendo constituído de sedimentos de granulação areia, cascalho e argilas. Nos canais mais retilíneos, são predominantemente arenosos; e nos canais meandantes, mais argilosos e enriquecidos de matéria orgânica (GUEDES, 2002; SUGUIO, 1998, 2003; VALENÇA; SOUZA, 2017).

Os depósitos de mangue são gerados na zona intermaré da área estuarina, constituídos de sedimentos muito recentes de siltes, argilas e lamas de coloração negra, com alto teor de matéria orgânica bioturbada, contendo colonização de ostras (GUEDES, 2002; SUGUIO, 1998, 2003).

Os depósitos litorâneos praias localizam-se entre os níveis de preamar e os terraços marinhos holocênicos. Possuem pequenas inclinações no sentido do mar e, em geral, são protegidos por rochas de praias. Seus sedimentos constituem-se de areias quartzosas, de coloração cinza claro a esbranquiçada, com granulação variando de areia muito fina a muito grossa, ricas em bioclastos dispersos em forma de rodolitos. Esses depósitos também contêm laminações de minerais pesados formando depósitos de plácer. Análises feitas nos minerais pesados localizados nas praias de Acaú - PB, Carne de Vaca - PE e Ponta de Pedra - PE identificaram que esses minerais provêm de uma associação de rochas de origem ígnea formadas por ilmenita, zircão, rutilo, espodumênio e xenotímio, e de rochas metamórficas formadas por cianita, turmalina, epidoto, estauroлита, sillimanita e granada (GUEDES, 2002; SUGUIO, 1998, 2003; VALENÇA; SOUZA, 2017).

As rochas de praias, também chamadas de *beach rocks*, ocorrem ao longo de toda a faixa litorânea da bacia Paraíba na forma de bancos alongados paralelamente ao litoral, desenvolvendo sobre elas associações de corais e algas calcárias (NEVES, 2003). No estado da Paraíba, essas rochas foram pouco estudadas, sendo escassa a ocorrência de trabalhos que apontem a origem e o processo responsável pela formação delas. Porém, estudos envolvendo a costa leste do Nordeste brasileiro apontam na perspectiva de que sua origem remonta à última transgressão marinha, por volta de 5.100 anos AP, quando o mar estava a cerca de 5 m acima do nível atual. Esse nível de mar alto e a regressão que se seguiu deixaram como testemunhos estratigráficos os terraços marinhos, as superfícies de abrasão marinha e os arenitos de praias siliciclastos do Holoceno. No litoral sul do estado da Paraíba, município do Conde, as *beach rocks* ocorrem em menor proporção quando comparadas as *rochas calcárias* que são datadas do Eoceno e constituídas de carbonatos, configurados nos afloramentos da Formação Maria Farinha ou Formação Tambaba. (NEVES, 2003; SUGUIO, 2010).

Recentemente, Massei (2019) analisou os substratos de corais e algas localizados na praia do Seixas-PB e identificou que, nessa localidade, as associações coralíneas e algálicas ultrapassam os 2,5 m de espessura, sem haver interrupção ou mudanças na composição das espécies envolvidas. A análise não chegou a atingir o substrato endurecido que serviu de base de sustentação para o crescimento desses organismos. Porém acredita-se que esses organismos marinhos estejam sobre uma superfície de terraços de abrasão proveniente do recuo das falésias ou sobre uma antiga linha de costa que sofreu compactação, que, devido ao contato diário com a água salgada, possibilitou a colonização da biota recifal.

1.7 GEOMORFOLOGIA

Num contexto regional, a área em estudo abrange três compartimentos geomorfológicos bem definidos topograficamente, litologicamente e geograficamente. Segundo a classificação geomorfológica do estado da Paraíba (CARVALHO, 1982), essas unidades de relevos são denominadas de Baixos Planaltos Costeiros (ou Tabuleiros Costeiros), Baixada Litorânea (ou Planície Litorânea) e Planícies Aluviais.

Os Tabuleiros Costeiros constituem os níveis mais elevados da região, esculpidos em rochas da Formação Barreiras (para leste) e em rochas da Formação Beberibe (para oeste). Os topos desses tabuleiros constituem, em linhas gerais, uma superfície sub-horizontal com suave inclinação em direção ao litoral. Essas rochas mergulham e simultaneamente são cortadas pelo oceano, formando abruptas falésias. Apresentam-se bastante recortadas no sentido W-E por drenagens paralelas entre si, ocasionando fortes sinais de dissecação em colinas residuais de topos semiaplainados e vertentes predominantemente convexas, porém, em alguns pontos, apresentam-se de maneira alongada ou côncava, bastante dissecadas, expondo sulcos e ravinas alargadas pela ação do escoamento superficial, seja de origem natural ou antrópica.

Em geral, as vertentes apresentam-se, por vezes, lobuladas ou festonadas, devido aos entalhes fluviais, caracterizando grotões, coincidindo quase sempre com porções de cabeceiras, destacando-se como alvéolos ou anfiteatros de declives acentuados. A drenagem que entalha essa unidade apresenta fundo chato, com desenvolvimento de terraços. Um dado interessante desse compartimento refere-se à existência de concreções lateríticas, comuns na meia encosta, que atuam como horizonte impermeável, dando origem a aquíferos suspensos, originando “bicas” e fontes (ARAÚJO, 1993; CARVALHO, 1982).

Ao longo da costa paraibana, os baixos planaltos costeiros estão seccionados por numerosos rios consequentes, posicionados seguindo as direções E-W e SW-NE. Seus entalhes foram originados no decorrer do Quaternário, comandado por processos geomórficos provenientes de variações do nível de base glacioeustático, flutuações climáticas e movimentos tectônicos por meio de falhas e fraturas. Ao drenarem as áreas dos tabuleiros, esses rios desenvolvem várzeas ou planícies aluviais que acompanham aproximadamente o canal principal e que apenas são expressivas nos baixos cursos, estreitando-se para a montante. No geral, são rios que nascem na Borborema ou são de redes hidrográficas locais (ARAÚJO, 1993; CARVALHO, 1982; KEGEL, 1955).

As planícies de maior expressão correspondem aos rios Paraíba e Mamanguape, configurando planícies fluviais e flúvio-marinhas confinadas por estruturas em grábens. A planície do Abiaí também se destaca devido à sua extensa área deprimida de fundo chato, encaixada entre os Tabuleiros Costeiros (CARVALHO, 1982).

Para Furrier, Araújo e Meneses (2006), a influência do tectonismo sobre os Tabuleiros Costeiros do estado da Paraíba é evidente e pode ser claramente observada pelo comportamento geral das drenagens que apresentam padrões retilíneos e desvios bruscos em função de soerguimentos. Para os autores, ocorrem dois padrões distintos de dissecação, em que no setor norte predomina tabuleiros com superfícies bastante extensas e aplainadas, dissecados por vales fluviais, enquanto que ao sul o entalhe promove a exumação de rochas sotopostas, culminando em anfiteatros encaixados, delineados por vertentes complexas e terraços estruturais originados pelas diferenças litológicas, com bastante ocorrência de afloramentos da Formação Gramame.

A baixada ou planície litorânea caracteriza-se no litoral paraibano, principalmente no setor sul do estado, por praias estreitas e arenosas configurando pequenas enseadas, atravancadas pelo avanço dos tabuleiros e pelos estuários dos rios consequentes que deságuam no oceano Atlântico (CARVALHO, 1982). São terrenos baixos, entre 0 e 12 m, formados durante o Quaternário a partir de processos marinhos, flúvio-marinhos e eólicos. Sua morfologia apresenta declividade baixa à média, inseridas em celas litorâneas de forma não estável separadas por pontais arenosos em forma de cúspides. Suas formas atuais estão relacionadas ao processo de regularização da linha de costa, resultante da estabilização do nível do mar atual por meio dos mecanismos hidrodinâmicos costeiros, como as ações das ondas e correntes combinadas com a resistência litológica dos sedimentos paleógenos e neógenos (ARAÚJO, 1993).

2 FORMAÇÃO DO RELEVO NO AMBIENTE CÁRSTICO

A geomorfologia cárstica estuda sistematicamente as formas de relevo que ocorrem em rochas propícias aos processos de erosão mecânica e dissolução química, envolvendo águas intersticiais acidificadas ou termiais. Dentre os fatores geradores da morfologia cárstica, destacam-se os processos tectônicos e os aspectos morfoclimáticos (atuais e anteriores), associados às condições hidrológicas e ao tipo de rocha que dará assinatura à paisagem. Para Bigarella, Becker e Santos (2009), a gênese e evolução do carste está condicionada ao conjunto desses fatores e são eles que definirão o grau de maior ou menor expressão das formas cársticas de uma dada região.

Muitas litologias podem desenvolver relevos cársticos, e entre as rochas susceptíveis estão as carbonáticas. Diversos estudos realizados em várias regiões do mundo (LIU; DSEYBRODT, 1997; PALMER, 1991; RAUCH; WHITE, 1970) revelam que os calcários com mais de 70% de CaCO_3 são os que melhor desenvolvem carstificação. Quando associados a um alto grau de porosidade secundária, mais facilmente se formarão condutos que evoluirão para a formação de cavidades, depressões etc. Segundo Pessoa (1996), um dos principais fatores que influenciam no grau de porosidade das rochas calcárias são as tramas estruturais existentes, formadas por falhas, fraturas, foliações e juntas. Elas condicionam a circulação e/ou armazenamento de águas subterrâneas promovendo a dissolução da rocha. Este processo pode durar um longo intervalo de tempo, podendo ser interrompido ou intensificado por eventos tectônicos e eustáticos.

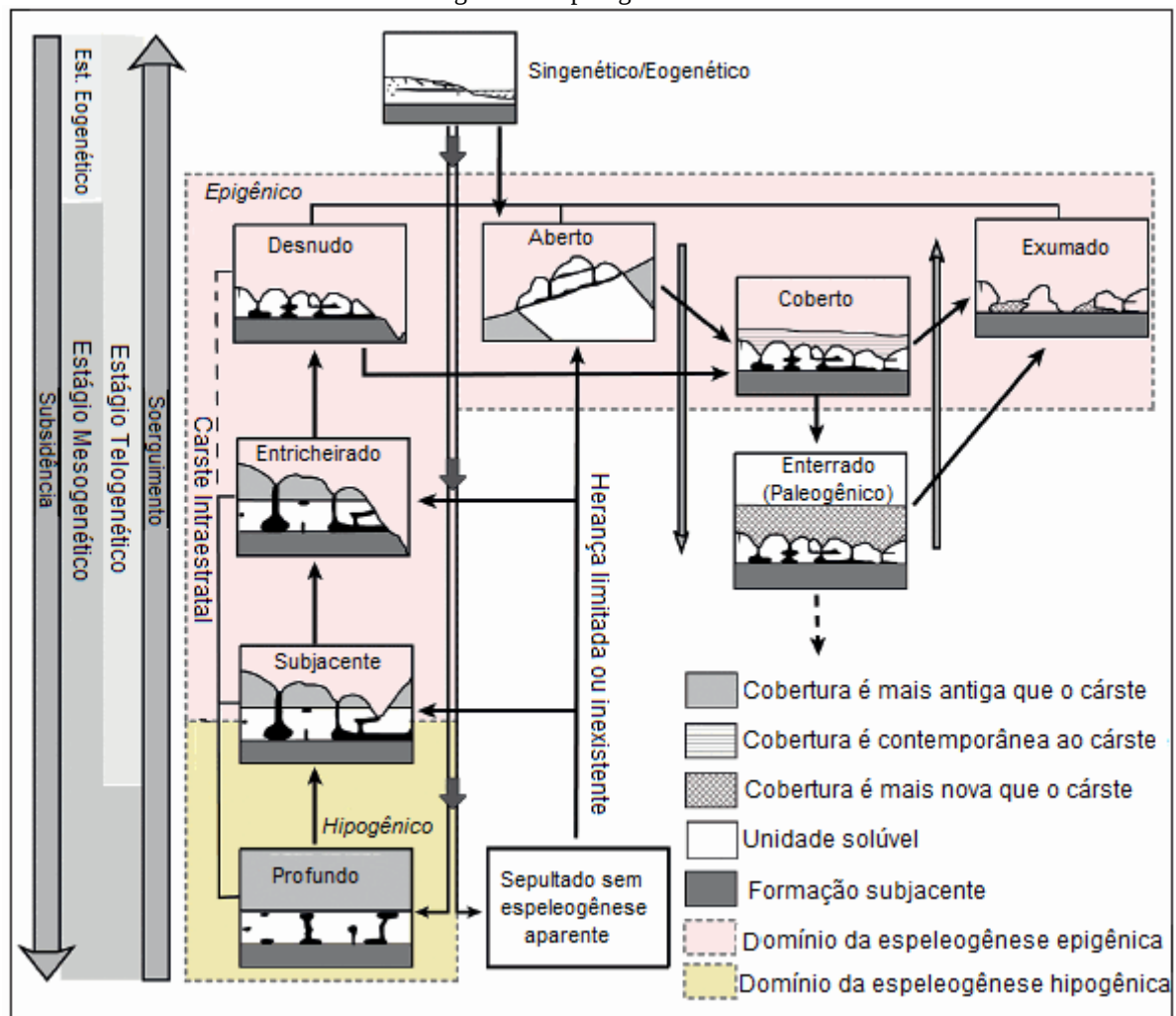
Na maior parte dos casos, os carstes foram gerados a partir de processos ocorridos no Quaternário. Por isso, é comum se encontrar nesses ambientes evidências de eventos ocorridos nos últimos 1,6 milhão de anos, embora as rochas envolvidas na formação desses relevos estivessem sendo trabalhadas desde que foram expostas ou até mesmo antes de serem expostas, o que pode ter ocorrido em épocas mais remotas (AULER; PILÓ; SAADI, 2005; KLIMCHOUK, 2015; KLIMCHOUK; FORD, 2000).

Por muito tempo, ficou implícito nos estudos geomorfológicos que o desenvolvimento do carste começaria apenas com a exposição de uma rocha solúvel à superfície. Porém, com o avanço nos estudos espeleogenéticos, pesquisadores comprovaram que as feições cársticas não carecem, necessariamente, de exposição para serem geradas. Isso porque a carstificação também se desenvolve em estratos que não foram expostos a condições subaéreas, localizando-se em zonas mais profundas, onde os processos hidrogeológicos e hidrotermais

induzem à dissociação (dissolução, desagregação e lixiviação) dessas rochas, formando cavidades que não necessariamente se manifestariam na superfície (KLIMCHOUK, 2015).

Sua evolução deve ser vista como parte do desenvolvimento do sistema água-rocha em resposta a processos diagenéticos e tectônicos no decorrer da sedimentação, elevação, denudação e desenvolvimento geomórfico. Dessa forma, a profundidade em que se desenvolve o carste é levada em consideração e os processos são denominados de epigênicos e hipogênicos (Figura 7). O carste epigênico desenvolve-se em zonas mais superficiais, onde condições meteóricas têm papel crucial na sua evolução. Os sistemas hídricos não são confinados e geralmente estão abertos. Já os hipogêncios ocorrem em zonas profundas, onde a dissolução é estimulada pela condição hidrotermal ou de acidez, devido à presença de sulfeto na composição da rocha. Hidraulicamente, pode ocorrer em sistemas de aquíferos confinados ou em sistemas de fraturas conectadas, com profundidades e graus de confinamento variados (KLIMCHOUK, 2015).

Figura 7 – Tipologia de carste



Fonte: adaptada de Klimchouk (2015).

As etapas evolutivas do carste foram descritas por Klimchouk e Ford (2000) e classificadas como: (a) singenético; (b) intraestratal; (c) desnudo; e (d) exposto. O carste singenético corresponde ao estágio de ocorrência do calcário em plataformas costeiras, onde experimentam lenta subsidência ou soerguimento (Figura 7). O carste intraestratal pode ser dividido em profundo, subjacente e entrincheirado: o primeiro não se evidencia em superfície e sua evolução se processa por meio de águas acidificadas ou termais, consolidando-se como carste hipogênico, propriamente dito; o segundo ocorre em rochas solúveis cortadas por erosão em pontos de menor espessamento da camada superior insolúvel, causando zonas de colapsos e surgências pontuais; e o terceiro ocorre quando as rochas solúveis são recortadas por vales, porém permanecem capeadas por rochas insolúveis. Há também um estágio transitório entre o carste profundo e o exposto, classificado como desnudo, que se forma em subsuperfície, porém é exposto quando toda a massa de rocha sobrejacente antecedente é removida.

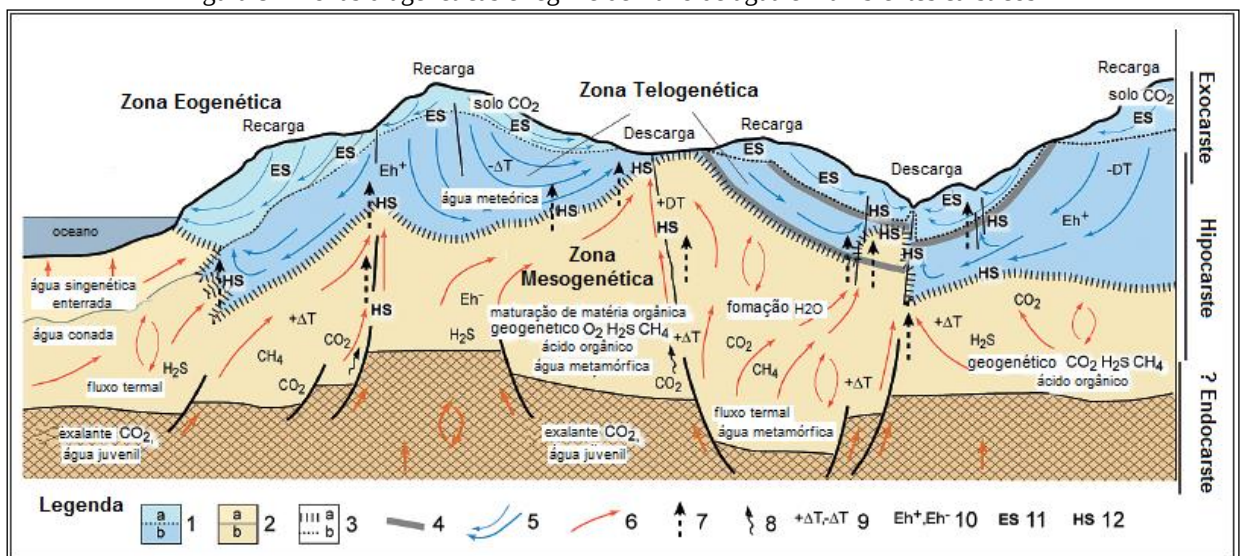
Por fim, tem-se o carste exposto, que se subdivide em aberto, coberto, enterrado e exumado. O carste aberto representa aquele que nunca foi coberto ou a remoção da cobertura ocorreu antes da carstificação. O carste coberto caracteriza-se pela cobertura de uma significativa camada de sedimentos que vai se depositando ao mesmo tempo em que a carstificação vai ocorrendo em superfície. Já o carste enterrado ocorre quando as rochas carstificadas são completamente soterradas por outras rochas, mais jovens que a carstificação, geralmente devido à transgressão marinha que interrompe o processo dissolutivo da rocha, formando os paleocarstes. Por último, e não menos importantes têm-se os carstes exumados, que são um tipo derivado dos dois anteriores, cujos sedimentos que os recobrem são removidos total ou parcialmente (KLIMCHOUK, 2015; KLIMCHOUK; FORD, 2000).

Além das classificações de Klimchouk e Ford (2000), existem diversas outras que também classificam os carstes quanto às condições em que esse tipo de relevo foi gerado. Entre as mais utilizadas no Brasil, está uma classificação em que os carstes se dividem em exocarste, endocarste e criptocarste. O exocarste é desenvolvido na superfície, em zonas de absorção das águas, costumam ser subdivididos em sistemas abertos, quando a água penetra facilmente entre as fissuras acelerando o processo, e em sistemas fechados, quando a absorção se faz lentamente. O endocarste diz respeito àqueles desenvolvidos no subsolo, frequentemente subdividido em hipercarste, quando a dissolução subterrânea ocorre pela circulação de águas meteóricas, e hipocarste, quando a dissolução acontece por águas juvenis, muitas das vezes enriquecidas de sulfetos. O criptocarste refere-se a formas cársticas desenvolvidas sob uma manta de sedimentos permeáveis, como solo, depósitos periglaciais

(*till*) e argilas residuais. É também denominada de epicarste ou zona subcutânea (FORD; WILLIAMS, 2007; PILÓ, 2000; WILLIAMS, 1985).

Todo o sistema de circulação de águas subterrâneas em rochas sedimentares propícias à carstificação está intimamente relacionado com o histórico diagenético da deposição (Figura 8). Segundo Choquette e Pray (1970), a diagênese do carbonato se divide em três estágios evolutivos que se baseiam na origem, natureza e direção do movimento da água de formação (ou juvenil ou conata). Esses estágios se diferem em muitas características, principalmente nas relações com a superfície, no comportamento hidrogeológico, na qualidade da água subterrânea, dentre outros.

Figura 8 – Zonas diagenéticas e regime de fluxo de água em ambientes cársticos



Fonte: adaptada de Klimchouk (2015).

Nota: 1 - regime meteorico, condicionado pela topografia: a - sistemas locais (não confinados), b - sistemas regionais e sub-regionais (confinados); 2 - regime de expulsão, comumente, impulsionado por compactação e compressão tectônica: a - em sedimentos recém-depositados, b - em rochas antigas; 3 - interfaces entre regimes e sistemas de águas subterrâneas: a - regimes meteoricos/de expulsão; b - sistemas meteoricos locais / regionais / sub-regionais; 4 - camadas pouco permeáveis; 5 - trajetos de fluxo meteorico; 6 - caminhos de fluxo basal; 7 - comunicação cruzada aprimorada; 8 - entradas intensas de gás; 9 - anomalia de temperatura e gradiente: positivo, negativo; 10 - condições redox: oxidante, redutor; 11 - espeleogênese epigênica; 12 - espeleogênese hipogênica.

O ciclo hidrológico se inicia com a sinsedimentação marinha, que é facilitada pela subsidência tectônica e pelo aprisionamento das águas jovens. Essa fase é denominada de eogênese, e nela os sedimentos podem sofrer alterações devido a ações meteoricas (estação seca ou chuvosa) e por atuações bacterianas ou de outros organismos subsuperficiais. Esse estágio tem características redutoras (podendo o pH chegar a 9), fazendo com que os sedimentos se precipitem rapidamente (FAIRBRIDGE, 1967; KLIMCHOUK; FORD, 2000).

Com o avanço do soterramento, as águas conadas ou juvenis são expelidas progressivamente, desde as zonas mais profundas até as zonas mais superficiais, seguindo o

mergulho da bacia. Geralmente a água sai dos sedimentos argilosos para reservatórios de granulação mais grossa (arenosa), devido à desidratação química que ocorre nas rochas. Essa fase é denominada de mesogênese e se inicia quando o soterramento dos sedimentos atinge profundidades acima de 1 km e a pressão e a temperatura atuam na compactação e litificação, fazendo com que a porosidade e a permeabilidade dessas rochas se reduzam (FAIRBRIDGE, 1967; KLIMCHOUK; FORD, 2000).

Se ocorrer uma elevação ou erosão das camadas de cobertura ao ponto de removê-las total ou parcialmente, os agentes intempéricos começam a influenciar novamente na rocha gerando formas de relevos em superfícies. Esse estágio é denominado telogênese e nele se desenvolve a carstificação epigênica (exocársticos e criptocársticos), além da pedogênese. Todavia, as rochas que estavam soterradas podem chegar até a zona epigênica com carstificações originadas na zona hipogênica. Isso influenciará na circulação da água no carste e, conseqüentemente, na evolução do relevo. Caso ocorra alguma mudança no sistema relacionada a movimentos eustáticos e tectônicos, novos ciclos podem se formar, gerando situações em que o carste pode se reestruturar, dissociando-se do sistema atual ou se moldando às novas condições ao ponto de permanecer ativo e conotar novas formas de relevos na paisagem (FAIRBRIDGE, 1967; KLIMCHOUK; FORD, 2000).

2.1 *POLJÉS*: DEPRESSÕES CÁRSTICAS DE GRANDES DIMENSÕES

Nas ciências naturais, as depressões são definidas como porções do relevo que estão abaixo do nível do mar ou abaixo do nível das regiões que lhe estão próximas. Elas podem ter dimensões, formas e origens bem variadas (GUERRA; GUERRA, 2008). Geralmente recebem denominações relacionadas aos agentes e processos que lhes originaram, como é o caso das depressões encontradas em ambientes cársticos, denominadas de dolinas (*sinkholes*), uvalas e *poljés*.

Segundo Sauro (2012), as depressões que ocorrem em áreas sujeitas a carstificação se classificam de acordo com suas dimensões areais, designando o autor depressões menores como dolinas, as uvalas são as de tamanho intermediário e os *poljés* os de maiores dimensões.

A palavra *polje* é de origem eslava e significa campo ou grande planície. A princípio, essa denominação era usada de maneira abrangente, sem que houvesse uma relação com os terrenos cársticos (ROGLIĆ, 1974; SWEETING, 1972). A partir do século XIX, o termo foi introduzido nos estudos técnico-científicos sobre geomorfologia cárstica para designar uma

planície ou depressão muito grande, resultante da dissolução extensiva de áreas calcárias (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2009; FORD; WILLIAMS, 2007).

Um dos primeiros estudos sobre *poljé* é do geógrafo sérvio Jovan Cvijić, de 1893, intitulado *Karstphanomen*. Nessa monografia, o pesquisador caracterizou o fenômeno de carstificação e conceituou diversas unidades de relevos provenientes desse processo, usando pela primeira vez dados morfométricos para designar os tipos de depressões que ocorrem em ambientes cársticos. Dentre essas formas, destaca-se sua definição de *poljé* como sendo grande depressão fechada de fundo plano medindo, aproximadamente, 1.000 m de largura. Para Cvijić (1918), os *poljés* se originam a partir da coalescência de dolinas e uvalas, quando desenvolvidas sobre uma linha de falha, ou pela carstificação em zonas tectônicas, onde são gerados os *poljés* de maiores dimensões.

Em termos geomorfológicos, os *poljés* caracterizam-se como largas depressões fechadas, que podem alcançar centenas de quilômetros, apresentando fundo plano percorrido por fluxos contínuos de água, que podem ser confinadas, em algum ponto, por sumidouros (FORD; WILLIAMS, 2007; KOHLER, 2011; PILÓ, 2000).

Brinkmann (1974) classifica os *poljés* como grandes depressões de fundo plano e rochoso cobertas por camadas de sedimentos. Quase sempre a cota mais baixa do relevo inunda-se várias vezes no ano, e no sopé das vertentes que se elevam bordejando a depressão localizam-se sumidouros (*ponors*) e/ou cavernas que, por vezes, também funcionam como nascentes. Gams (1978) também corrobora a mesma definição de *poljé*, como sendo uma grande bacia fechada, com fundo plano, drenagem cárstica e declives periféricos íngremes.

Segundo De Martonne (1953), essas formas de relevos podem resultar da coalescência de dolinas (uvalas) ou de deslocamentos tectônicos, como foi definido por Cvijić (1918). No entanto, a relação do *poljé* com o deslocamento tectônico é algo tão natural como a dos vales de erosão normal. Para De Martonne (1953), grandes *poljés* não poderiam se formar por simples desenvolvimento de dolinas e uvalas, mas por desenvolvimento de vales normais transformados em vales cegos, ou de depressões tectônicas alteradas por erosão cárstica.

Os *poljés*, quando gerados por atividade tectônica, são seguidos de processos marginais fluviais, corrosivos e de sedimentação. Portanto, é comum encontrar no fundo dessas depressões sedimentos recentes, geralmente pleistocênicos, que, com o passar do tempo, geram solos fortemente influenciados pelo excesso de água que se acumula nessas áreas. Já em suas bordas, a ocorrência de drenagem em anfiteatro é bastante frequente, o que caracteriza uma erosão cárstica acelerada (GUNOK, 2011; ROGLIĆ, 1974; SWEETING, 1972).

Martins (1949), ao estudar o Maciço Calcário Estremenho, analisou o quadro evolutivo das depressões fechadas localizadas na região da Serra de Aires, em Portugal. Para o autor, os *poljés* dessa região possuem características evolutivas distintas, no entanto, todos se originaram devido a um evento tectônico que gerou dobras e falhas, reestruturando as drenagens superficiais e fissurando as camadas de rochas subjacentes, susceptíveis aos processos de solubilização e criptocorrosão. Alguns provêm de uma bacia tectônica, enquanto outros resultam da obstrução de vales fluviais normais ou incisos, que, ao terem sua drenagem capturada por fissuras nas rochas subjacentes, tornam-se vales secos (cegos). Porém, uma depressão fechada só é considerada *poljé* quando o fundo se torna plano devido ao afeiçoamento da bacia pela erosão normal e pela carstificação (solubilização ou criptocorrosão) introduzida posteriormente.

Martins (1949) dividiu os *poljés* em três categorias: (a) incipientes; (b) abertos; e (c) fechados. O *poljé* incipiente corresponde àqueles em que a base da depressão não atingiu o grau de planificação, porém consistem de bacias fechadas afeiçoadas pela erosão normal e pelo retoque cárstico. O *poljé* aberto possui um estado evolutivo marcado por forte corrosão lateral e subterrânea. Seu desenvolvimento também provém de uma captura de drenagem seguida por uma obstrução do vale. O *poljé* aberto possui ligação com vales fluviais à jusante por meio de ressurgências e, em certos momentos de grande pluviosidade, chega a conectar-se com esses vales por meio de drenagens intermitentes e superficiais. O *poljé* fechado consiste em uma depressão de fundo plano circundada por inclinações marginais acentuadas. O desenvolvimento dessas planícies fechadas se dá unicamente por corrosão cárstica, ou seja, as drenagens superficiais não interferem no seu desenvolvimento após ser instaurada. Essas depressões são originadas por obstrução de vales e/ou por formação de bacias tectônicas, além disso, possui um número maior de *ponors*, *huns*, dolinas, cavernas, dentre outras formas cársticas que estão conectados ao *poljé* propriamente dito.

Para De Waele, Plan e Audra (2009), a origem das grandes depressões cársticas ainda é bastante controversa. O que se tem são alguns consensos a respeito de sua formação, como, por exemplo, sua relação com fatores tectônicos. Bonacci (2013) explica que, em geral, os *poljés* são desenvolvidos sob alguma estrutura tectônica, como dobras, sinclinais, anticlinais, grandes falhas e limites de rochas. Segundo o autor, a própria definição geomorfológica do *poljé* não é bem definida nem uniforme, devido à sua característica poligênica, bastante influenciada pelo clima, paleoclima, hidrologia, hidrogeologia, tipo de litologia envolvida e fatores intempéricos e estruturais.

Numa tentativa de definir critérios para classificação geomorfológica de um *poljé*, Gams (1978) uniu alguns elementos comuns à maioria das definições e identificou três parâmetros que devem ser atendidos para que uma depressão seja classificada como *poljé*: (a) piso plano em rocha (que também pode ser em terraços) ou em sedimentos não consolidados, como a aluvião; (b) uma bacia fechada com uma inclinação marginal acentuada, pelo menos de um lado; e (c) drenagem cárstica.

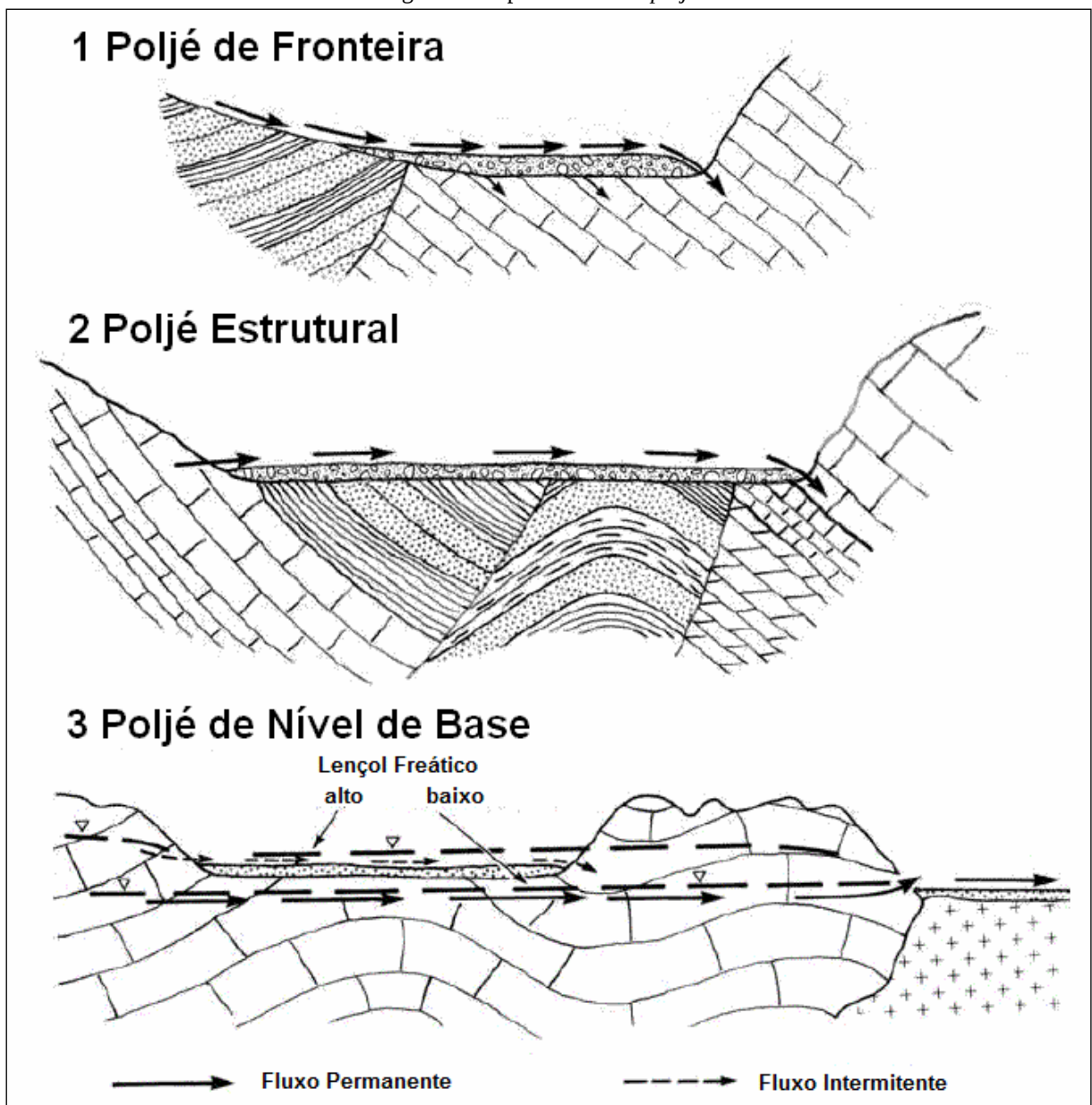
Além disso, ele classificou os *poljés* em: (a) *poljé* de fronteira, localizado em contato geológico por meio do qual recebe escoamento superficial alogênico; (b) *poljé* de Piemonte, desenvolvido em um vale aluvial geralmente localizado na encosta de um terreno glaciado; (c) *poljé* periférico, que recebe o escoamento superficial de uma área interna de rocha impermeável; (d) *poljé* de transbordamento, que é uma depressão subjacente por rochas relativamente impermeáveis que atua como uma barragem e força as águas subterrâneas a fluírem na superfície para afundarem no outro lado da bacia; e (e) *poljé* de nível basal, no qual o piso é desenvolvido inteiramente sobre a rocha cárstica e está localizado na zona epifreática.

Em estudos recentes, Ford e Williams (2007) sintetizaram as categorias de *poljés* elencadas por Gams (1978), redistribuindo-as em três classes: (a) de borda (ou de fronteira); (b) estruturais; e (c) de nível de base (Figura 9). Os *poljés* de fronteira ou de contato são dominados por controles alogênicos de entrada. Eles se desenvolvem onde a zona de flutuação do lençol freático em rochas não cársticas se estende até o calcário, garantindo que a atividade fluvial alogênica seja mantida na superfície e que a implantação de aluviações laterais domine a incisão no vale, caso contrário, formarão vales cegos. Os depósitos que formaram as planícies de inundação podem selar parcialmente o calcário subjacente e, com isso, incentivar a água a permanecer perto da superfície, mesmo que o vazamento ocorra à montante do ponto final de absorção. Esse tipo de *poljé* é muito comum em contatos com terrenos altos que podem fornecer carga clástica abundante aos rios (FORD; WILLIAMS, 2007).

Os *poljés* estruturais são fortemente controlados por condições geológicas e estruturais da rocha. Caracterizam-se por serem depressões grandes e alongadas, correspondentes aos grandes *poljés* do carste clássico da região de Dinara. São *inliers* de uma paisagem fluvial normal contendo uma planície de inundação, geralmente com terraços dentro de um terreno cárstico. O lençol freático ocorre próximo à superfície, devido à baixa permeabilidade do enclave. A água escapa da bacia onde o gradiente hidráulico se inclina, geralmente no lado em que se localiza a falha delimitadora da rocha calcária, onde pode haver literalmente centenas de *ponors* (FORD; WILLIAMS, 2007).

Já os *poljés* de níveis de base são controlados pelo nível freático regional e não são dependentes das condições estruturais da rocha e de *inputs* alóctones. Por isso, podem ser considerados como sendo os tipos mais “puros” de *poljés*. Além disso, podem ter sua gênese inteiramente autóctone, mediante processos de dissolução que atuam sobre o *poljé* até que este alcance o nível freático ou piezométrico, podendo surgir pontos de captação de água para o subterrâneo (*ponors* ou sumidouros) e fluxos superficiais ao longo de sua área. Esses *poljés* podem ainda sofrer inundação sazonal (FORD; WILLIAMS, 2007).

Figura 9 – Tipos básicos de *poljés*



Fonte: adaptada de Ford e Williams (2007).

Apesar dos critérios de classificação elencados por Gams (1978) serem os mais aceitos na definição geomorfológica de um *poljé*, Ristic (1976), ao considerar os regimes hídricos dessas depressões, teve um pensamento parecido com o de Martins (1949) e classificou os *poljés* em quatro tipos: (a) totalmente fechados; (b) abertos a montante, (c) abertos a jusante; e (d) abertos a montante e a jusante. Quanto às suas características de inundação, variam de lagos periódicos em um extremo a várzeas inundadas no outro.

Milanović (2004) também corrobora as ideias de Ristic (1976) e admite que, quando os *poljés* são cercados por todos os lados com montanhas, eles são chamados de *poljés* fechados, em que a circulação de água superficial ocorre por meio de entradas e saídas de fluxos subterrâneos. Se houver influxo de águas superficiais, essas depressões são denominadas de *poljés* abertos a montante; e se possuírem uma superfície de saída, classificam-se como *poljés* abertos a jusante. Além disso, o *poljé* pode ser aberto tanto à montante quanto a jusante, caso em que sua drenagem é dominada por fluxos superficiais, tendo quase nenhuma influência de águas subterrâneas.

Outro autor que também buscou elencar critérios para a definição de um *poljé* foi Nicod (2003), o qual enfatizou que as grandes depressões cársticas não são elementos de formatos simples. Por esse motivo, os *poljés* não podem ser definidos apenas por um ou dois critérios, mas por um conjunto desses, envolvendo características quanto à sua topografia, condições estruturais, parte da tectônica ativa, patrimônio morfoclimático, hidrologia anterior e recente e características geomorfológicas.

Para Nicod (2003), a topografia de um *poljé* é geralmente uma bacia alongada e fechada com fundo plano, desenvolvido sobre um vale fluvial que teve sua drenagem reestruturada por evento tectônico. As condições estruturais mais favoráveis ao desenvolvimento dessas depressões consistem em contatos por falha, campo de falha, anticlinal, sinclinal e estiramento, os quais, ao condicionarem a formação de porosidade secundária nas rochas, criam drenagens subterrâneas alimentadas por águas superficiais, capturadas por sumidouros. Em alguns *poljés*, o trabalho hidrogeológico está intimamente relacionado à atividade neotectônica, particularmente por falhas distensionais e/ou transcorrentes, a exemplo de Minde (Portugal), Cerknica (Eslovênia) e El Yammouéné (Líbano).

Nicod (2003) corrobora a ideia de que a maioria dos *poljés* é pré-pleistocênica, desenvolvida em condições cársticas tropicais e preenchida por vários depósitos de acordo com episódios morfoclimáticos. Esses depósitos desempenham um papel crucial no processo de criptocorrosão, responsável, muitas vezes, pelo aplainamento do fundo do *poljé* e da

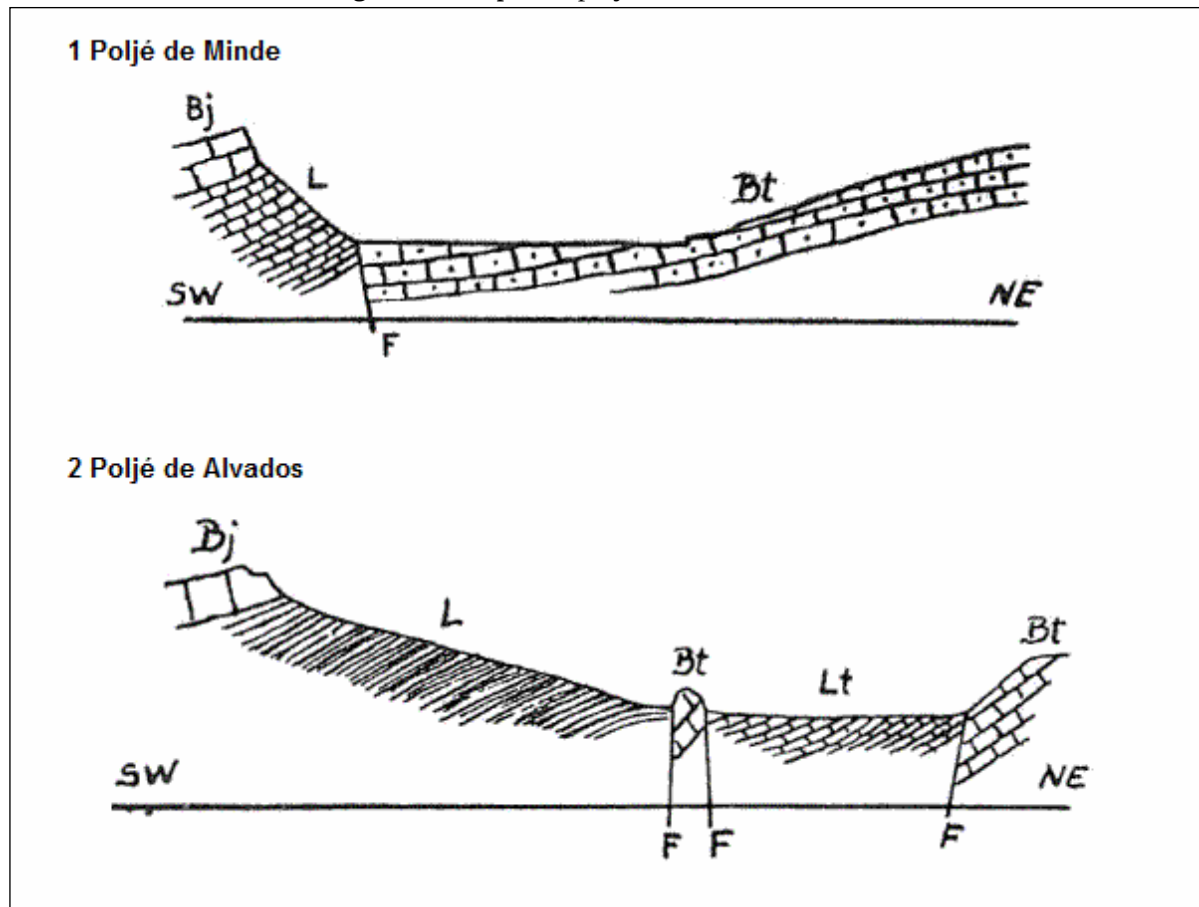
mudança de nível de base, a depender das condições hidrogeológicas que pode influenciar na inundação parcial, total e sazonal da planície.

Devido às diferentes condições evolutivas de um *poljé*, Nicod (2003) identificou casos em que essas depressões se encontram fechadas, semiabertas, abertas ou fossilizadas. As semiabertas (ou *semipoljés*) são geradas a partir de vales fluviais que, ao serem obstruídos por sedimentos coluvionares, tornam-se uma planície inundada (perene ou intermitente). Geralmente são abertas de um lado por uma drenagem superficial intermitente, no entanto, são mais alimentadas por fluxos subterrâneos através de *ponors*, exurgência e/ou ressurgência, a depender da sazonalidade climática. Como exemplo, o autor cita os *semipoljés* de Mislina e Hutovo Blato próximos ao vale do baixo Neretva, na Bósnia e Herzegovina. Essa depressão forma lagos que foram bloqueados por sedimentos deltaicos do Holoceno.

Os *semipoljés* descritos acima lembram bastante um tipo particular de *poljé* caracterizado por Ford e Williams (2007), o *turlough*, que ocorre em muitos terrenos de margens glaciais. Eles consistem em uma depressão fechada ou sazonalmente fechada que pode ter sido formada por dissolução cárstica, por antiga erosão glacial ou fluvial, ou pela deposição de uma barreira de detritos glaciais ou proglaciais, como uma morena final (FORD; WILLIAMS, 2007).

Quanto aos *poljés* abertos, Nicod (2003) destaca que seu desenvolvimento pode partir da evolução de uma bacia fechada ou semiaberta. Sua característica principal está relacionada a fatores hidrológicos superficiais e de subsuperfície, pois parcialmente são drenados por um fluxo permanente ou intermitente. Eles podem ter características hidrogeologias relacionados a níveis piezométricos, como acontece nos lagos localizado no vale do Alto Pivka.

Outro exemplo de *poljé* aberto seria o Alvados (Figura 10), localizado em Portugal. Esse *poljé* foi gerado após a reestruturação das drenagens. A princípio, constituía-se de vales fluviais que, ao serem capturados por sumidouros, tornaram-se vales secos (cegos). Comumente, uma decida de nível de base ou um ligeiro soerguimento de bloco pode forçar esses cursos a se perderem no subsolo e, conseqüentemente, formarem uma bacia fechada (*poljé* fechado) na qual a corrosão, dada à proximidade da zona de saturação, trabalha em ritmo acelerado, condicionando o aplainamento do fundo da depressão e sua abertura a jusante. No *poljé* do Alvado são perceptíveis as marcas das drenagens superficiais e intermitentes que, em momentos de alta pluviosidade, corre em direção ao rio Lena. A água subterrânea dessa depressão alimenta o principal aquífero de Portugal e faz surgir à jusante, nascentes que irão formar a bacia hidrográfica do rio Liz, que deságua no oceano atlântico, em Vieira de Leiria (MARTINS, 1949; NICOD, 2003).

Figura 10 – Tipos de *poljés*: abertos e fechados

Fonte: adaptada de Martins (1951).

Nota: L - calcários liássicos; Bt - calcários batonianos; Bj- calcários bajocianos; Lt- calcários lusitanianos superiores; F - falhas. 1 - *Poljé* de Minde: o fundo plano desenvolve-se no sopé da grande escarpa da Costa de Minde (à esquerda); 2 - *Poljé* de Alvados: à esquerda ergue-se a Costa de Alvados e à direita levanta-se a rígida escarpa da Falsa. O fundo do *poljé* bisela as camadas do Lusitaniano Superior. Nota-se a barra de calcários batonianos sobranceira ao sopé da escarpa da costa.

O *poljé* fechado também tem seu estágio evolutivo incipiente no ato da tectônica, por meio de uma estrutura sinclinal ou anticlinal. Uma dobra sinclinal ou um gráben, gerado por falhas normais ou transversais, são mais propícios ao desenvolvimento dessa unidade de relevo. O *poljé* fechado (Figura 10) também é formado a partir de ações de criptocorrosão em uma rocha que sofreu tectônica. A influência dos aquíferos nessas formas de relevo é muito presente, sendo a drenagem superficial quase nunca participativa, pelo menos não mais conectadas ao fundo da depressão, quando esta se instala, como acontece em Minde, em Portugal (MARTINS, 1949; NICOD, 2003).

A depressão de Minde (Figura 10) compreende uma bacia tectônica na qual se desenvolveu um *poljé* que pode ter sido gerado a partir de um lago, que se formou após a tectônica, ou devido à ação difusa de pequenos cursos d'água, que se encontram marcados a níveis topográficos acima do fundo da depressão, sem qualquer conexão com a base na atualidade. No presente não existem evidências desse lago pré-histórico, porém supõe-se que

ele existiu condicionado por uma cuveta estrutural e por uma falha existente no local. Hoje o que se tem são vestígios de um lago mais recente, do Quaternário, que se formou em tempos glaciários e, devido à mudança de temperatura, a água escoou pelos *ponors*, deixando restos de uma sedimentação lacustre que se estende por toda a depressão (MARTINS, 1949).

Os *paleopoljés* são formas fósseis ou inativas que perderam sua função hidrológica. A causa para que isso aconteça são as mudanças geotectônicas locais ou regionais, ou do nível global do mar. A fossilização pode ser resultado de elevação ou subsidência, da transgressão marinha ou de deposição continental em massa. Segundo Nicod (2003), seu trabalho hidrológico é episódico, pois o escoamento superficial ocorre apenas com chuva forte, como ocorre no *poljé* fossilizado de Elsarré, no Maciço de Arbailles, na França.

No Brasil, exemplos de *paleopoljés* localizam-se na serra do Rodeador e na serra do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais. Segundo Vasconcelos (2014), esses *poljés* desenvolveram-se sob rochas carbonáticas (*poljé* da serra do Rodeador) e siliciclásticas (*poljé* da serra do Espinhaço Meridional) e se encontram sob um grau de intemperismo suficiente para apagar seus registros na área. Hoje recebem materiais resultantes da erosão do entorno, originando as rampas de colúvios, possivelmente associadas ao intemperismo do substrato em subsuperfície.

Como visto até o momento, a evolução do *poljé* é condicionada pelo comportamento hidrológico da região, pela altitude do fundo da depressão e pelo desenvolvimento de camadas impermeáveis subjacentes ao calcário. Essas características classificam os *poljés* quanto à disposição hídrica e ao estágio de maturidade em que se encontram. Assim, *poljés* jovens estão em áreas de maiores altitudes e raramente são inundados. Os de altitudes médias estão na fase de maturidade e periodicamente inundam. No entanto, essa condição só ocorrerá se a camada impermeável estiver próxima do fundo ou se variações de fácies calcárias (calcário margoso ou dolomítico) se tornarem menos ativas nas cavernas, elevando localmente o limite de zona úmida. Já os *poljés* próximos ao nível do mar geralmente encontram-se inundados. Essa situação demonstra estágio de senilidade, pois, com o processo de dissolução, as vertentes vão recuando e ampliando a orla da depressão, tornado o fundo mais plano e as paredes mais acentuadas, devido à formação de um novo nível de base na depressão. O antigo nível de fundo mantém-se na área sob forma de terraços estruturais (BRINKMANN, 1974; DE MARTONNE, 1953).

Levando em consideração o fator de nível de base, Jelavić (1982), classificou os *poljés* da região de Dinara quanto à altimetria do fundo da depressão. Para o autor, *poljés* com elevações entre 0 e 150 m são considerados baixos, enquanto que aqueles que estão na faixa

de 150 a 700 m são classificados como elevados. Os que estão na faixa de 700 a 1.000 m são classificados como médio-alto, e aqueles em que o fundo da depressão se situa entre 1.000 e 1.700 m são considerados altos.

Os *poljés* baixos desenvolvidos próximos à costa têm o nível de base dependente essencialmente do nível do mar. Muitos deles sofreram interferências devido às variações climáticas ocorridas no Quaternário, possibilitando a formação de lagos (*poljés*), vales fluviais e suas planícies de inundação. Como exemplos, têm-se os lagos Vransko e Prokjan, localizados na bacia do Adriático da Croácia. Ambos são classificados como *poljés* abertos, devido à sua conexão com o mar Adriático, com as águas subterrâneas e fluxos superficiais (HASAN *et al.*, 2019; JELAVIĆ, 1975; RUBINIĆ; KATALINIĆ, 2014).

O *poljé* Vransko tem fundo plano elevado a 3,5 m em relação ao nível do mar, e no seu interior abriga o maior lago da Croácia, o Vrana, que está no mesmo nível do mar e a menos de 1 km de distância. Sua conexão com o mar ocorre através de condutos subterrâneos desenvolvidos em rochas calcárias e por um canal antropogênico escavado no século XVIII para garantir o desenvolvimento da agricultura e diminuir a inundação do lago. A parte mais elevada dessa depressão está a NW-NE do lago Vrana e se trata de um cinturão orogenético da região Adriática, onde drenagens superficiais e ressurgências deságuam na depressão (RUBINIĆ; KATALINIĆ, 2014).

O lago Prokjan também tem origem relacionada a um *poljé* que passou por diversas transformações devido aos eventos climáticos ocorridos no Quaternário. Atualmente este lago conecta-se com os rios Krak e Zrmanja e com o mar Adriático, por meio do golfo de Šibenik. A depressão do lago Prokjan foi totalmente afogada pela última transgressão marinha. Este dado é confirmado devido à existência de camadas de sedimentos fluviais provenientes do rio Krak, revestidas por uma sequência de sedimentos marinhos de até 7 m de espessura no fundo do lago. Além disso, Prokjan interliga-se a outro *poljé* aberto elevado a 260 m de altitude, localizado na região de Drniš (HASAN *et al.*, 2019; JELAVIĆ, 1975).

3 MATERIAL E MÉTODOS

Esta pesquisa possui caráter de ciência base, buscando-se fazer uso de conhecimentos prévios na tentativa de atingir os objetivos. Quanto aos objetivos, estes se classificam como sendo descritivos e explicativos. Segundo Almeida, M. (2014), a pesquisa descritiva fundamenta-se na descrição do objeto de estudo, das suas características e dos problemas relacionados, representando, com a máxima exatidão, os fatos e fenômenos. Já na pesquisa explicativa o foco é a identificação de fatores que determinam ou contribuem para a ocorrência de determinados fenômenos, explicando a razão de tal ocorrência (ALMEIDA, M., 2014).

Com relação à abordagem científica, a mesma se configura de modo quantitativo e qualitativo, empregando-se, para tanto, técnicas clássicas no desenvolvimento dos trabalhos de campo e de gabinete. A seguir, serão explicados os tipos de procedimentos adotados e as formas nas quais foram aplicados.

3.1 LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICO, DOCUMENTAL E CARTOGRÁFICO

A pesquisa bibliográfica varia de acordo com os objetivos do estudo e tem como principal função proporcionar a melhor visão do problema ou torná-lo mais específico. Ela é desenvolvida a partir de material já elaborado (Quadro 1), constituído principalmente de livros e artigos científicos, assim como trabalhos monográficos, dissertações e teses (GIL, 1999).

Quadro 1 – Classificação das fontes bibliográficas

Fontes bibliográficas	{	- Livros de leitura corrente	{	- Abrangem obras de divulgação, isto é, as que objetivam proporcionar conhecimentos científicos técnicos.
		- Livros de referência informativa		- Dicionários, enciclopédia, anuário etc.
		- Publicações periódicas		- Jornais e revistas
		- Impressos diversos		- Monografias, dissertações e teses.

Fonte: Adaptado de Gil (1999).

E, como em qualquer pesquisa de caráter científico, realizou-se um levantamento bibliográfico sobre os temas abordados nesta tese e sobre a área de estudo, possibilitando, com isso, a elaboração de uma revisão da literatura. Os principais temas abordados no

levantamento bibliográfico foram: geologia, tectônica, características estruturais do terreno e geomorfologia cárstica com ênfase nas depressões do tipo *poljé*.

A princípio, realizou-se um levantamento em acervos de núcleos e instituições de pesquisa e em bibliotecas. Assim, foi possível adquirir teses, dissertações, monografias, periódicos e materiais cartográficos. Para isso, acessaram-se diversos sítios eletrônicos, dentre os quais merecem destaque: o periódico da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes); a rede social *ResearchGate*; o Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba; o Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco; o Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais; a Pós-Graduação em Geologia Econômica e do Ambiente da Universidade de Lisboa; e o banco de dados da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), que tem atribuições do Serviço Geológico do Brasil, pelo fato de eles conterem muitos trabalhos técnicos e científicos (artigos, monografias, dissertações e teses) que contêm informações referentes à temática abordada.

Outra etapa importante nesta pesquisa foi o levantamento da documentação técnica e cartográfica acerca da área e do tema proposto. Sua realização teve o intuito de obter dados de base cartográfica para a elaboração de mapas temáticos e perfis topográficos e geológico-geomorfológicos, que serão tratados mais adiante.

Os documentos cartográficos utilizados foram os seguintes: (a) carta topográfica do Instituto de Terras e Planejamento Agrícola do Estado da Paraíba (INTERPA-PB, 1985), em escala de 1:10.000, folhas: O-10, O-11, O-12, O-13, P-10, P-11, P-12, P-13, Q-10 Q-11, Q-12, Q-13, R-10, R-11, R-12, R-13, S-10, S-11, S-12, S-13, T-11 e T-12, disponibilizadas no formato digital pelo Laboratório de Ensino, Pesquisa e Projetos em Análise Espacial da Universidade Federal da Paraíba e pelo acervo particular do Professor Dr. Magno Erasto de Araújo; (b) mapa geológico do estado da Paraíba na escala 1:500.000, da CPRM, de 2002; (c) mapa geológico da folha de Itamaracá e Sapé na escala de 1: 100.000, disponível em meio digital no *Geobank* da CPRM e a folha de João Pessoa na escala de 1:100.000, disponibilizada pelo Professor Dr. Mario de Lima Filho; (d) fotografias aéreas na escala de 1:30.000, do Projeto Força Aérea Brasileira/Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, do Ministério da Aeronáutica, de 1979; e imagens orbitais do *Open Street Mape* Bing, disponíveis no Sistema de Informação Geográfica (SIG) QGIS 2.10.1.

Também se utilizaram: (e) dados de poços de sondagens do Projeto Fosfato da CPRM (1982), disponível em meio digital no Geobank da citada instituição; (f) dados de perfuração

de poços para a captação de água subterrânea, da Companhia de Água e Esgotos da Paraíba (CAGEPA, 1999), disponível em documento impresso pelo órgão; (g) dados de poços tubulares coletados a partir da plataforma Sistema de Águas Subterrâneas (Siagas) da CPRM; (h) dados terrestre oriundos do Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo (BDEP-ANP); e (i) dados gravimétricos de satélite oriundos do Modelo Geopotencial Terrestre (EGM) 2008, disponibilizados pela Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA).

3.2 PRÉ-ANÁLISES DOS DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

A pré-análise dos documentos cartográficos foi de fundamental importância para a elaboração do mapeamento. Foi nessa fase que se escolheu a escala, a projeção e o *datum* a serem trabalhados, assim como os atributos a serem considerados para a representação.

Depois de analisadas as cartas do Interpa-PB (1985) selecionadas para o trabalho, elencaram-se os atributos constituintes das cartas que seriam posteriormente vetorizados, conforme se pode observar no Quadro 2.

Quadro 2 – Atributos selecionados para a vetorização das cartas topográficas (folhas) do Interpa – PB (1985)

Atributos	Representação (linhas e pontos)
Curva de nível	=====
Pontos cotados	X
Linha de costa	=====
Drenagem	=====
Afloramento calcário	=====
Depressões circulares	=====

Fonte: A Autora (2020).

A escala escolhida para o mapeamento das informações foi a de 1:10.000. Como projeção cartográfica, optou-se por trabalhar com a Universal Transversa de Mercator (UTM) e Datum Sul Americano (SAD) 1969, zona 25S. A escolha por utilizar o SAD69 foi para manter-se na mesma projeção das cartas base utilizadas nesta pesquisa. É importante mencionar que essa escala de 1:10.000 foi à utilizada para a coleta de informação, por trazer mais detalhe. Porém, nos produtos cartográficos ou no produto final, que foi o mapa geológico-geomorfológico da Depressão do Abiaí, a escala ficou de 1:40.000, devido à junção das 22 cartas selecionadas para a pesquisa.

3.3 ELABORAÇÃO DOS PRODUTOS CARTOGRÁFICOS PARA O ESTUDO DA DEPRESSÃO DO ABIAÍ

Os procedimentos aplicados na etapa de elaboração dos mapas temáticos e dos perfis topográficos e geológicos que, juntos, constituíram a base da pesquisa, seguiram a metodologia proposta nos Manuais Técnicos em Geociências do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Esses Manuais servem de apoio à elaboração de documentos cartográficos e cartas ou mapas temáticos, tais como: geomorfologia, solos, geologia, vegetação, dentre outros temas (IBGE, 1998, 2007, 2009).

3.3.1 Vetorização dos atributos

O processo de vetorização se deu no *software* QGIS 2.10.1, que é um SIG (Sistema de Informações Geográficas) livre e gratuito. Essa etapa seguiu a seleção dos atributos elencados na seção 3.2. A vetorização ocorreu via tela, por meio da técnica supervisionada, na qual o operador contorna a imagem digitalizada, desenhando os atributos.

Em seguida, esses vetores passaram por um trabalho de edição para correção de pequenos erros cometidos no processo de vetorização (duplicidade de linhas, excesso de vértices, erro nos valores das curvas de nível etc.). Feita a correção, teve-se início a elaboração dos mapas por meio de dados geológicos, topomorfológicos e das formações superficiais.

É importante mencionar que, antes de se iniciar a vetorização, foi necessário georreferenciar as folhas digitalizadas, utilizando os pontos de coordenadas conhecidos na carta base. Outro procedimento importante nessa etapa foi a definição dos valores das curvas de nível. Para isso, ao finalizar a vetorização de cada curva, atribuíram-se valores a elas, conforme representado na carta base. Fez-se o mesmo procedimento com os pontos cotados. Concluído o trabalho de vetorização, iniciou-se a edição dos mapas no mesmo *software*.

3.3.2 Elaboração dos modelos hipsométrico, de declividade e sombreado da área de estudo

Os modelos matemáticos utilizados nesta pesquisa foram desenvolvidos por amostragens representadas por curvas de isovalores e pontos tridimensionais extraídos das cartas topográficas do Interpa-PB. Para obter uma representação contínua dos fenômenos, fez-se uso de algoritmos interpeladores mediante estruturas dados triangulares e retangulares.

O primeiro procedimento foi elaborar Modelos Numéricos do Terreno do tipo Grades Irregulares Triangular, por meio do método de triangulação de Delaunay. E, em seguida, a Grade Regular Retangular, para análise multinível no formato *raster* e com imagem em nível de cinza. Dessa imagem gerou-se um modelo sombreado que foi utilizado como textura nos mapas temáticos.

O passo seguinte foi gerar as cartas de hipsometria e de declividade. Na geração do modelo hipsométrico, atribuíram-se intervalos de cotas entre 0-5, 5-15, 15-30, 30-45, 45-60, 60-75, 75-90, 90-105, 105-120, 120-135 e 135-145. Quanto ao processo de elaboração da carta de declividade, iniciou-se com a aplicação da ferramenta de declividade no SIG, adicionando a imagem raster em nível de cinza. Posteriormente, geraram-se os dados requeridos e o procedimento seguinte foi reclassificá-los com base na metodologia adotada para a pesquisa, ficando representado da seguinte forma (Quadro 3):

Quadro 3 – Classificação da declividade em porcentagem

Declividade	Classe
0% – 3%	Plano
3% – 8%	Ondulado
8% – 20%	Suave ondulado
20% – 45%	Forte ondulado

Fonte: Embrapa (1997).

3.3.3 Mapa de solos e geológico-geomorfológico

Os dados sobre os tipos de solos da Depressão do Abiaí são escassos. Sendo assim, a caracterização pedológica para este estudo baseou-se no Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (AESAs, 2006), seu respectivo relatório e trabalhos mais atuais, como o de Medeiros (2018), que realizou uma atualização do mapa de classificação de solos para o estado da Paraíba, referenciando-se no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SiBCS) de 2013. A autora chegou a reclassificar os solos até o 2º nível hierárquico (ordem e subordem), sendo 12 Unidades de Mapeamento (UM) de 1º nível (ordem) e 22 UM de 2º nível (subordem). Coelho *et al.* (2017) também trouxeram grandes contribuições para o estudo detalhado de solos no litoral paraibano, ao realizarem o levantamento pedológico da Floresta Nacional da Restinga de Cabedelo (FLONA) na escala de 1:5.000. Os autores identificaram 10 UM relacionadas a duas ordens de solos, segundo o SiBCS de 2013: Gleissolos e Neossolos (Flúvicos e Quartzarênicos). Devido à diferença entre a escala trabalhada nesta pesquisa (1:10.000), a do Mapa de Solos do Estado da Paraíba (AESAs, 2006) (1:500.000), e o

mapeamento de Coelho *et al.* (2017) (1:5.000), houve a necessidade de adaptação tanto para fins de solucionar a diferença de escalas como para a convenção das nomenclaturas dos solos baseados na última classificação da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa) (SANTOS *et al.*, 2018).

Sendo assim, com base nos estudos de Aesa (2006), Coelho *et al.* (2017) e Medeiros (2015), chegou-se ao 2º nível hierárquico (subordem) da classificação dos solos da Depressão do Abiaí e suas adjacências. Não foram analisados perfis pedológicos, nem realizadas análises química e mineralógica, mas se teve o cuidado de relacionar as classes aos aspectos geológicos, geomorfológicos e de declividade da área de estudo, respeitando a escala trabalhada.

Dessa maneira, realizou-se uma avaliação qualitativa e espacial das classes de solos pré-estabelecidas e reclassificadas segundo o novo SiBCS (2018). Para a sua representação gráfica, utilizou-se a técnica de vetorização supervisionada em formato poligonal, em que as classes de solos estabelecidas foram associadas às unidades de relevo da área de estudo mostrada no Quadro 4.

Quadro 4 – Conversão das nomenclaturas utilizadas no Mapa Pedológico do Estado da Paraíba para o SiBCS, anos 2013 e 2018

Aesa (2006)	SiBCS (2013 e 2018)	Relevo (m)
Areia Quartzosa Marinha	Neossolo Quartzareno	Praias e terraços holocênicos
Solos Aluviais	Neossolo Flúvico	Terraços Fluviais
Neossolo- Litólico	Neossolo Litólico	Morros testemunhos (Mogotes)
Latossolo Vermelho-Amarelo	Latossolo Amarelo	Tabuleiros Costeiros e suas vertentes
Solos Indiscriminados de Mangue	Gleissolo Timólico	Planície Flúvio-marinha
Solos Gley	Gleissolo	Planície úmida
Podzol Hidromórfico	Espodossolo Ferri-Humilúvico	Terraços Pleistocênicos
Podzólico Vermelho-Amarelo	Argissolo Vermelho-Amarelo	Tabuleiros Costeiros e suas vertentes
Podzólico Acinzentado	Argissolo Acinzentado	Tabuleiros Costeiros com suas vertentes e planícies

Fonte: adaptado de Aesa (2006) e Santos et al. (2013, 2018).

Nota: não ocorreram alterações nas classes de solos do SiBCS 2013 e 2018 encontradas na área de estudo.

A elaboração do mapeamento geológico-geomorfológico foi assistida por trabalho de campo, análise petrográfica, dados de poços de sondagens, de captação de água, dados gravimétricos de satélite e terrestre, e fotointerpretações de imagens de satélites e fotografias aéreas. Sendo assim, associou-se a geologia às cotas altimétricas da área, na qual se atribuíram seis classes geológicas adaptadas do Mapa Geológico do Estado da Paraíba (CPRM, 2002) e dos mapas geológicos das folhas de Itamaracá, Sapé e João Pessoa (CPRM, 2014; VALENÇA *et al.*, 2017; LIMA FILHO, 2011), apresentadas no Quadro 5:

Quadro 5 – Representação das classes geológicas da área de estudo

Classes temáticas	Representações (zonas)
Aluviões	Amarela (matiz 51°; saturação 39%; valor 87%; verde 209; vermelho 222; azul 135)
Depósitos Litorâneos de Praias e Terraços Marinheiros Holocênicos	Amarela (matiz 60°; saturação 39%; valor 100%; verde 255; vermelho 255; azul 164)
Terraços Marinheiros Pleistocênicos	Amarela (matiz 51°; saturação 83%; valor 98%; verde 218; vermelho 249; azul 42)
Sedimentos de mangue	Amarela (matiz 46°; saturação 31%; valor 60; verde 222; vermelho 239; azul 166)
Coluviões	Bege (matiz 44°; saturação 44%; valor 94%; verde 190; vermelho 215; azul 121)
Formação Barreiras	Laranja (matiz 29°; saturação 100%; valor 100%; verde 127; vermelho 255; azul 0)
Formação Gramame	Azul (matiz 207°; saturação 47%; valor 91%; verde 182; vermelho 122; azul 233)
Formação Itamaracá	Azul (matiz 208°; saturação 20%; valor 89%; verde 206; vermelho 182; azul 227)
Formação Beberibe	Verde (matiz 91°; saturação 38%; valor 87%; verde 223; vermelho 178; azul 138)

Fonte: adaptado de CPRM (2002, 2014).

Definidas as classes a serem representadas, iniciou-se a vetorização do modelado geológico. Utilizou-se o modelo vetorial poligonal, no qual classificaram-se os valores: de 0 a 5 como sedimentos de praias, depósitos marinhos holocênicos e de mangue; de 5 a 10 como depósitos marinhos pleistocênicos; de 10 a 50 como coluviões; e de 50 a 145 como Formação Barreiras. Nesse intervalo dado à Formação Barreiras, estão inseridos os depósitos eluviões localizados nos topos dos Tabuleiros Costeiros e que, por dificuldades em diferenciá-los em campo, não puderam ser mapeados separadamente.

Os afloramentos das Formações Gramame, Itamaracá e Beberibe, foram mapeados por meio dos mapas geológicos posteriores, fotografias aéreas e imagens de satélites associadas aos levantamentos em campo, através de um *Global Positioning System* (GPS) e registros de caderneta.

Neste trabalho, anexou-se o levantamento geomorfológico ao mapa geológico seguindo a metodologia do IBGE. Portanto, durante a execução do esboço geológico, procurou-se inferir informações sobre as unidades de relevo presentes na área, principalmente aquelas relacionadas aos processos de carstificação, no intuito de elucidar as primeiras considerações acerca do quadro evolutivo da Depressão do Abiaí.

3.3.4 Elaboração dos perfis geológicos, geomorfológicos e do mapa de contato dos depósitos sedimentares

As curvas de nível de uma determinada região permitem traçar o modelado do terreno por meio de gráficos de linha, denominados de perfis topográficos (FITZ, 2008). Da mesma

forma, o conhecimento das camadas estratigráficas de uma determinada porção territorial permite a visualização da sequência geológica de uma bacia sedimentar.

Neste estudo, elaboraram-se perfis topográficos baseados nas curvas de nível adquiridas por meio das cartas topográficas do Interpa – PB (1985) e perfis geológicos fundamentados nos dados dos poços de sondagens do Projeto Fosfato da CPRM (1982), volumes 2 e 3, e nos dados de perfuração de poços para captação de água subterrânea da Cagepa (1999).

Na confecção dos perfis geológicos, utilizou-se o método de correlações de feições geológicas entre poços próximos uns dos outros. Em seguida, ajustaram-se os perfis a uma escala de 1:10.000, acrescentando-se a topografia da área. Elaborou-se o gráfico no *software* Microsoft Office Excel 2007 e se trabalhou o *layout* em um sistema de *design* gráfico.

Para a elaboração dos mapas de contato dos sedimentos da bacia sedimentar Paraíba e da Formação Barreiras, foram utilizados os dados dos poços de sondagens e tubulares localizados na área de estudo, totalizando 178 poços. Os mapas foram elaborados a partir do método geoestatístico *Topo to Raster*, que permite utilizar arquivos pontuais, lineares e/ou zonais. Além disso, o processo de interpolação dos dados é feito utilizando a soma ponderada dos quadrados dos resíduos a partir dos dados de elevação da superfície representada pela grade amostral (HUTCHINSON, 2009). No caso dos mapas de contato dos sedimentos, foram utilizados arquivos pontuais. Para o processamento, foram utilizados dados referentes à subtração entre a altitude do terreno onde se realizou a perfuração do poço e a profundidade da camada sedimentar na qual se desejou representar. Ao final do processamento, foram gerados três mapas de contatos e um mapa referente à espessura dos calcários. Os dados de poços referentes às Formações Itamaracá e Gramame foram utilizados em conjunto na elaboração dos mapas de contato e de espessura dos calcários, como meio de simplificar o desenvolvimento da pesquisa, visto que em alguns poços variavam entre um 1 e 5 m de espessura.

3.3.5 Análises petrográficas

Coletaram-se amostras de rochas arenáceas conglomeráticas localizadas nos Tabuleiros de Caaporã-Cupissura. Dessas amostras, confeccionou-se uma série de lâminas delgadas que posteriormente foram analisadas em um microscópio petrográfico, de luz polarizada, a partir de catodoluminescência. A análise serviu para verificar as características litológicas das rochas.

3.3.6 Análise geofísica

O método geofísico usado nesta pesquisa foi a gravimetria, que busca inferir as variações da intensidade e aceleração da gravidade objetivando identificar estruturas em subsuperfície (DUARTE, 2003). Para isso, foram usados dados terrestres de 20 estações da BDEP-ANP, dos quais foram interpolados pelo método da mínima curvatura e do EGM2008. Também se utilizaram dados gravimétricos de satélites oriundos do Modelo Geopotencial Terrestre da NGA. Esses dados forneceram um conjunto de anomalias de alta resolução computadas em escala regional, a partir de modelos de elevação digital de terreno (ETOPO 1) e do campo de gravidade terrestre do EGM2008, que foram interpolados pelo método da mínima curvatura (PAVLIS *et al.*, 2008).

Outro dado gerado para esta pesquisa foi o mapa de estimativa do embasamento, calculado pela Amplitude do Sinal Analítico como forma de computar a profundidade das soluções de dados magnéticos ou gravimétricos (NABIGHIAN, 1972, 1974; PHILLIPS, 1997). Esse método é originalmente usado para dados magnéticos, entretanto, é possível usá-lo para dados gravimétricos, pois os resultados apresentados são matematicamente equivalentes. Para tanto, é necessário o uso da derivada vertical com ajuste de valores de inclinação igual a 90° , declinação igual a 0° e deriva horizontal com ajuste de valores de inclinação igual a 90° e declinação igual aos dos dados gravimétricos, para, no fim, calcular o contraste de densidade.

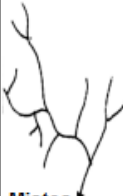
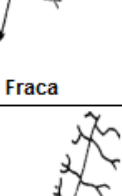
3.4 APLICAÇÃO E AQUISIÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Os processos de instalação de uma rede de drenagem atuam ao longo do tempo geológico e acompanham as mudanças climáticas e tectônicas que afetam a região. Geralmente, esses processos são analisados a partir dos estudos morfotectônicos, caracterizados por Suguio (2010) como sendo a disciplina que se preocupa com a interação das deformações vertical e horizontal da crosta terrestre e com os processos erosivos ou deposicionais.

A utilização de índices morfométricos vem auxiliando na identificação de discontinuidades da crosta terrestre relacionadas a deformações tectônicas recentes. Esses índices tanto são direcionados a redes de drenagem, como a escarpas de falhas e lineamentos, a depósitos superficiais deformados, interflúvios e vertentes, e a disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais (GOY *et al.*, 1991 *apud* SUGUIO, 2010).

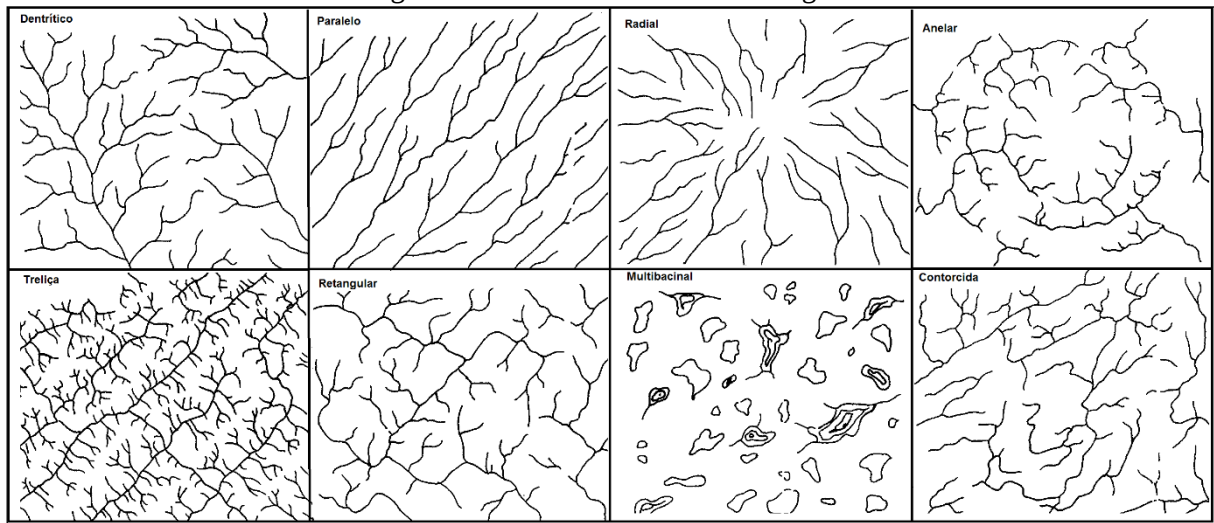
Dessa forma, uma análise detalhada na rede de drenagem da Depressão do Abiaí auxilia na investigação sobre a sua possível relação com a forma cárstica de um *poljé* aberto e de caráter estrutural. Sendo assim, aplicaram-se os índices: Relação Declividade-Extensão (RDE), Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e Fator de Assimetria (FA). Segundo Piló (2000), o uso de métodos morfométricos para a sistematização das formas de relevos cársticos e calcários vem obtendo bons resultados. A aplicação desses métodos contribuiu para a investigação de possíveis movimentos tectônicos que ocorreram na área de estudo. Aplicaram-se três índices morfométricos nos rios: (1) rio da Pitanga; (2) riacho Toperubus; (3) riacho Engenho Novo; (4) rio Mucatu; (5) rio Graú; (6) rio do Aterro/riacho do Sarapo; (7) riacho Jaguarema; e (8) rio do Galo. Além disso, também se realizou uma análise qualitativa dessa drenagem utilizando o padrão de rede de drenagem e as propriedades pré-estabelecidas, como mostram as Figuras 11 e 12.

Figura 11 – Propriedades da drenagem

Grau de Integração	Grau de Continuidade	Densidade	Tropia	Grau de Controle	Sinuosidade	Ângularidade	Ângulo de junção	Assimetria
 Alto	 Alto	 Alto	Unidirecional	 Forte	 Curvos	 Alto	 Agudo	 Frac
 Médio	 Médio	 Médio	Bidirecional		 Mistos	 Médio	 Reto	 Forte
 Baixo	 Baixo	 Baixo	Tridirecional		 Retilíneos	 Baixo	 Obtuso	 Forte
			Multidirecional desordenada					
			Multidirecional ordenada	Fraca				

Fonte: Soares e Fiori (1976).

Figura 12 – Padrões de rede de drenagem



Fonte: Lima, V. (2016).

3.4.1 Relação Declividade-Extensão (RDE)

Aplicou este índice para avaliar a intensidade de eventos tectônicos na configuração altimétrica cabeceira/foz dos canais fluviais. De acordo com Hack (1973), sua aplicação contribui na detecção de possíveis deformações tectônicas mediante parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal do canal. A escolha dos canais para aplicação do índice ocorreu, excepcionalmente, entre os canais que apresentaram maior diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz, visualizada a partir das curvas de nível na carta topográfica, e, também, entre aqueles em que a rede de drenagem e a geomorfologia se comportaram de forma diferenciada.

Inicialmente, efetuou-se o cálculo de RDE_{total} na extensão completa das bacias, logo em seguida, dividiu-se o canal em três segmentos de tamanhos semelhantes, calculando-se o RDE_{trecho} de todos os segmentos. A fórmula utilizada para o cálculo foi, respectivamente:

$$RDE_{total}: (\Delta H / \ln L); e \quad (1)$$

$$RDE_{trecho}: (\Delta H / \Delta L) \times L \quad (2)$$

Em que:

No RDE_{total} :

ΔH = diferença altimétrica entre a cota localizada na cabeceira do rio e a cota localizada na sua foz (m); e

$\ln L$ = logaritmo natural da extensão total do curso de água (m).

No RDE_{trecho} :

ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos selecionados no curso de água (m);

ΔL = comprimento sinuoso do trecho analisado (m); e

L = extensão total (em linha reta) que vai da nascente do canal até o ponto final do trecho para onde o índice RDE está sendo calculado (m).

Essa metodologia foi dividida em três passos para obtenção dos valores de RDE. Primeiro, elegeram-se os rios alvo da averiguação. Esses rios selecionados estão distribuídos homogeneamente nas adjacências da Depressão do Abiaí, onde se observaram os maiores indicativos de atividade tectônica, evidenciadas por meio da análise de produtos cartográficos e de imagens em terceira dimensão do terreno. Em seguida, com o auxílio do *software* QGIS 2.10.1, realizaram-se os cálculos obedecendo às fórmulas. Para avaliação da intensidade de anomalias verificadas nos cursos selecionados, tomou-se como base os parâmetros apresentados por Andrades Filho (2010), que considera RDE_{total} e $RDE_{trecho} = 2$ como o limiar inferior da faixa de anomalias, e por Seeber e Gornitz (1983), que determinam categorias de intensidade de anomalias, em que as anomalias de 1ª ordem (de intensidade maior) referem-se aos valores iguais ou superiores a 10, e as de 2ª ordem (de menor intensidade) referem-se aos índices que apresentam valores de 2 a 10.

3.4.2 Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Este índice indica se o fluxo de água está erodindo o vale de forma acelerada por causa de alguma modificação do nível de base a jusante, oriunda de atividade tectônica, ou se está erodindo lateralmente as vertentes do canal, indicando, assim, estabilidade tectônica (BULL; MCFADDEN, 1977; EL HAMDUNI *et al.*, 2008). Ele é definido pela seguinte equação:

$$RFAV = 2 L_{fv} / [(E_{de} - E_{fv}) + (E_{dd} - E_{fv})] \quad (3)$$

Em que:

RFAV = razão entre a largura do fundo e a elevação do vale;

L_{fv} = valor da largura do fundo de vale;

E_{de} = altitude do divisor do setor esquerdo do vale;

E_{dd} = altitude do divisor do setor direito do vale; e

E_{fv} = valor da média de elevação do fundo do vale.

Se os valores de RFAV derem baixos (1,0 – vales em forma de U), consideram-se como indicadores de soerguimento e, conseqüentemente, de atividade tectônica ativa. Mas se forem mais altos (>1,0 – vales em forma de U), indicam estabilidade tectônica, moldada principalmente pela erosão lateral (ANDRADES FILHO, 2010).

Na área de estudo, esse índice foi aplicado nas mesmas bacias utilizadas no cálculo do RDE, para fins comparativos entre os dados. Para isso, traçaram-se três perfis em cada bacia (alto, médio e baixo curso), cortando transversalmente o seu rio principal. Esses perfis foram delimitados por dois divisores de água em lados opostos da bacia, tendo como valores de referência as cotas topográficas do terreno. Para determinar Lfv, mediu-se a distância entre as duas últimas curvas de nível de cada lado do canal fluvial. Em seguida, realizou-se o procedimento para a definição de Efv extraíndo-se o valor da última curva de nível antes do canal fluvial. O valor dessa curva de nível é o Efv que foi inserido na equação, para a obtenção dos valores do RFAV.

3.4.3 Fator de Assimetria (FA)

A aplicação deste índice permite avaliar a existência de inclinações tectônicas em escala de bacia de drenagem (KELLER; PINTER, 2002). Nesse sentido, selecionaram-se bacias hidrográficas cujo arranjo da drenagem possui total inserção na área delimitada para o estudo e que demonstram, no padrão da drenagem, algumas prováveis evidências de assimetria na rede de canais fluviais. Também se teve o cuidado de selecionar bacias hidrográficas que circundassem a Depressão do Abiaí, de modo que se avaliasse o FA em diversas direções dos Tabuleiros Costeiros inseridos na área.

O índice Fator de Assimetria é definido pela seguinte equação:

$$FA = 100 \times (Ad/At) \quad (4)$$

Em que:

FA = corresponde ao Fator de Assimetria;

Ad = é a extensão territorial da área direita do rio; e

At = corresponde à área total da bacia de drenagem.

Quando o valor de FA é muito próximo ou igual a 50, evidencia-se que a bacia não sofreu influência tectônica considerável na sua configuração; quando o valor é menor que 50, pode indicar basculamento para a margem esquerda da bacia; e quando é maior que 50, para a margem direita da bacia (HARE; GARDNER, 1985; RINCÓN; VEGAS, 2000).

Silva (2020), ao adaptar para a sua área de estudo as classes de intensidades para o FA estabelecidas por Andrades Filho (2010), determinou que valores que se distanciassem até 7 pontos para mais ($FA + 07$) ou para menos ($FA - 07$) do valor de equilíbrio (50), ou seja, 43 e 57, são considerados assimetrias baixas. Da mesma forma, serão consideradas assimetrias médias aquelas nas quais os valores variarem entre 7,1 e 15 pontos do valor de referência, ou seja, valores entre 57,1 e 65 ou entre 42,9 e 35. Por fim, a assimetria é considerada alta quando o FA se distancia mais de 15 pontos, para mais ou para menos, do valor de referência, ou seja, $FA \geq 65,1$ confere uma assimetria alta com basculamento para o lado direito da bacia, enquanto que um $FA = 33$ ($50 - 17$) aponta para um basculamento a esquerda.

3.5 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo constituiu-se de caminhadas ao longo da área de estudo, com o intuito de mapear e analisar as formas anômalas observadas nos materiais cartográficos produzidos previamente em laboratório. A metodologia empregada na atividade consistiu em mapeamento por caminhada, por exposição e feições geomorfológicas, que juntos contribuíram na identificação de atributos naturais não visíveis em imagens de satélites e fotografias aéreas.

Além disso, o campo serviu para realização de coletas de materiais litológicos, de medições em unidades de relevo e em camadas expostas, bem como registros fotográficos e aquisição de coordenadas geográficas que ajudaram a tornar os materiais cartográficos mais precisos. A coleta de dados foi realizada entre 2017 e 2020.

4 QUADRO EVOLUTIVO DA DEPRESSÃO DO ABIAÍ

Neste capítulo, serão apresentados os resultados referentes ao material cartográfico e os índices morfométricos produzidos até o presente. Além disso, também serão realizadas discussões preliminares quanto ao estágio evolutivo da área de estudo. Os resultados consistem em uma análise qualitativa e quantitativa em que será verificada a atuação de atividades tectônicas na configuração da rede hidrográfica e no grau de evolução do relevo cárstico existente na área.

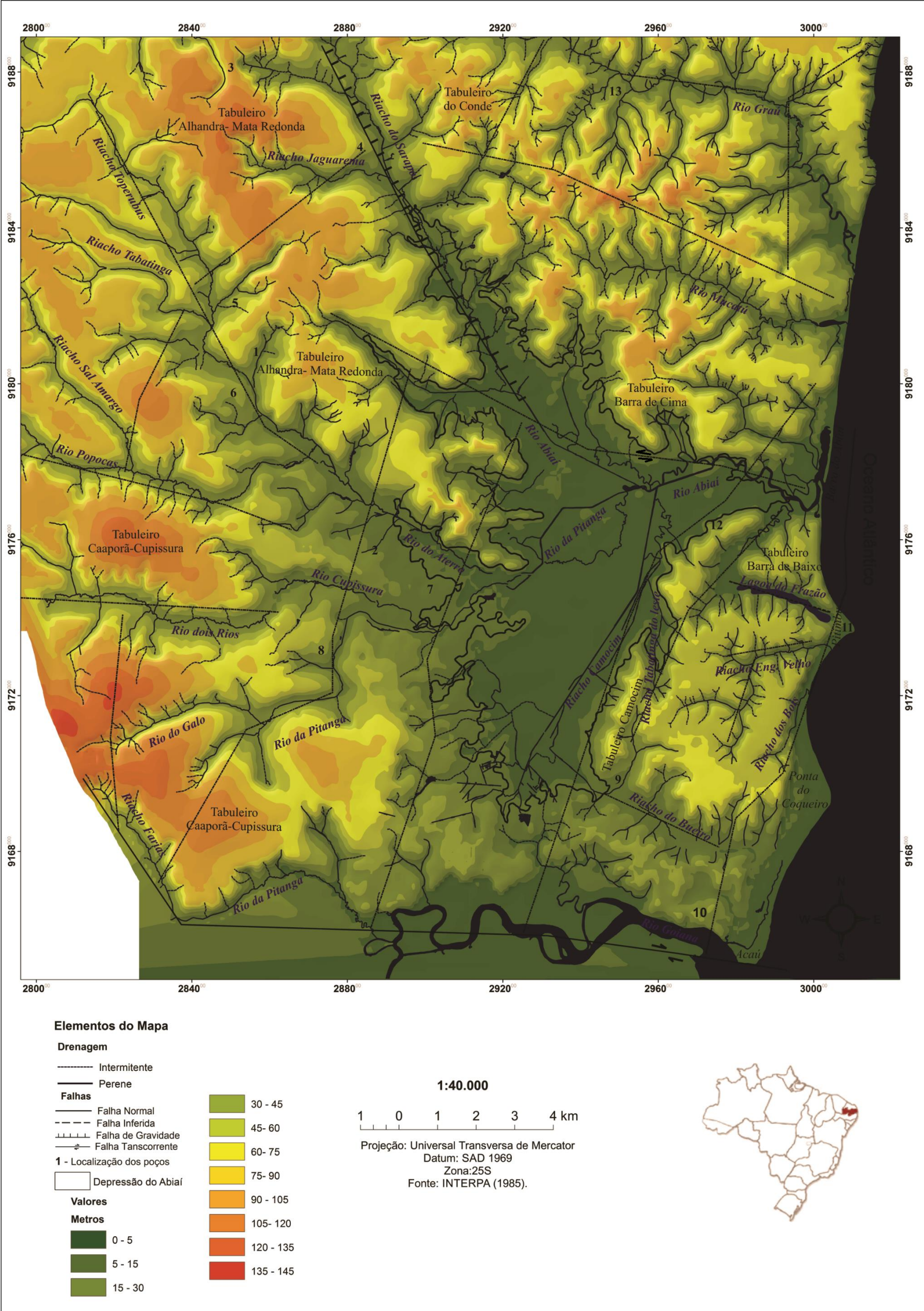
4.1 CONSIDERAÇÕES MORFOESTRUTURAIS, MORFOESCULTURAIS E GRAVIMÉTRICAS

A área compreendida como Depressão do Abiaí apresenta cota média em torno de 2 m, variando entre 1 e 7 m em pontos isolados, em relação ao nível do mar (Figura 13). Constitui-se de uma depressão aberta a montante e a jusante, fazendo ligação com o oceano Atlântico a leste. Sua estrutura geométrica é do tipo triangular obtusa, medindo aproximadamente 45,38 km², e se encontra bordejada por terrenos elevados e inclinados, de topos geralmente planos, nitidamente dissecados em suas encostas por canais que estão atrelados ao controle morfoestrutural, apresentando inúmeros canais retilíneos e inflexões agudas.

Os níveis mais elevados da região correspondem aos Tabuleiros Costeiros, esculpturados nos sedimentos da Formação Barreiras, incluindo os materiais eluvionares e coluvionares que a recobrem. Os tabuleiros se constituem de elevações planas, em sua grande maioria, com cotas altimétricas superiores a 145 m no Tabuleiro de Caaporã-Cupissura, 120 m nos Tabuleiros de Alhandra-Mata Redonda-Conde, e inferiores a 70 m nos Tabuleiros de Barra de Baixo, Camocim, Pitimbu-Ponta de Coqueiro e Engenho de Tabatinga. Essas diferenças altimétricas corroboram a ideia de reativações pós-miocênicas, de intensidades distintas na área, já que os tabuleiros possuem a mesma litologia e idade e se localizam relativamente pertos uns dos outros (Figura 13).

A Depressão do Abiaí revela-se como uma grande feição de fundo plano, recoberto por areias brancas que lembram uma paisagem de planície litorânea, aparentemente constituindo uma zona de afundamento em relação aos tabuleiros que a circundam.

Figura 13 – Mapa hipsométrico e das características morfoestruturais da Depressão do Abiaí



Fonte: A Autora (2020).

Segundo Brito Neves *et al.* (2009), reativações tectônicas pós-cretáceas foram responsáveis por soerguimentos e basculamentos de superfícies geomorfológicas, o que pode ter originado o sistema de *horsts* e grábens existente na região. Em estudos gravimétricos sobre a sub-bacia Alhandra, os autores acima mencionados identificaram a existência de uma falha de gravidade (NW-SE) que coincide com o riacho do Sarapo. Porém, eles classificaram a área que envolve a Depressão do Abiaí como uma estrutura monoclinal de direção leste demarcada e condicionada pela mesma linha de falha que delimita o Alto Estrutural do Conde. Nos trabalhos de Silva (2006) e Silva, Motta e Correia (2009), também se baseando em perfis gravimétricos, os autores chegaram a evidenciar uma possível existência de um gráben perpendicular ao gráben do rio Goiana. Essas possíveis estruturas de afundamento posicionam-se no sentido NW-SE, ou seja, na mesma direção da falha apontada por Brito Neves *et al.* (2009).

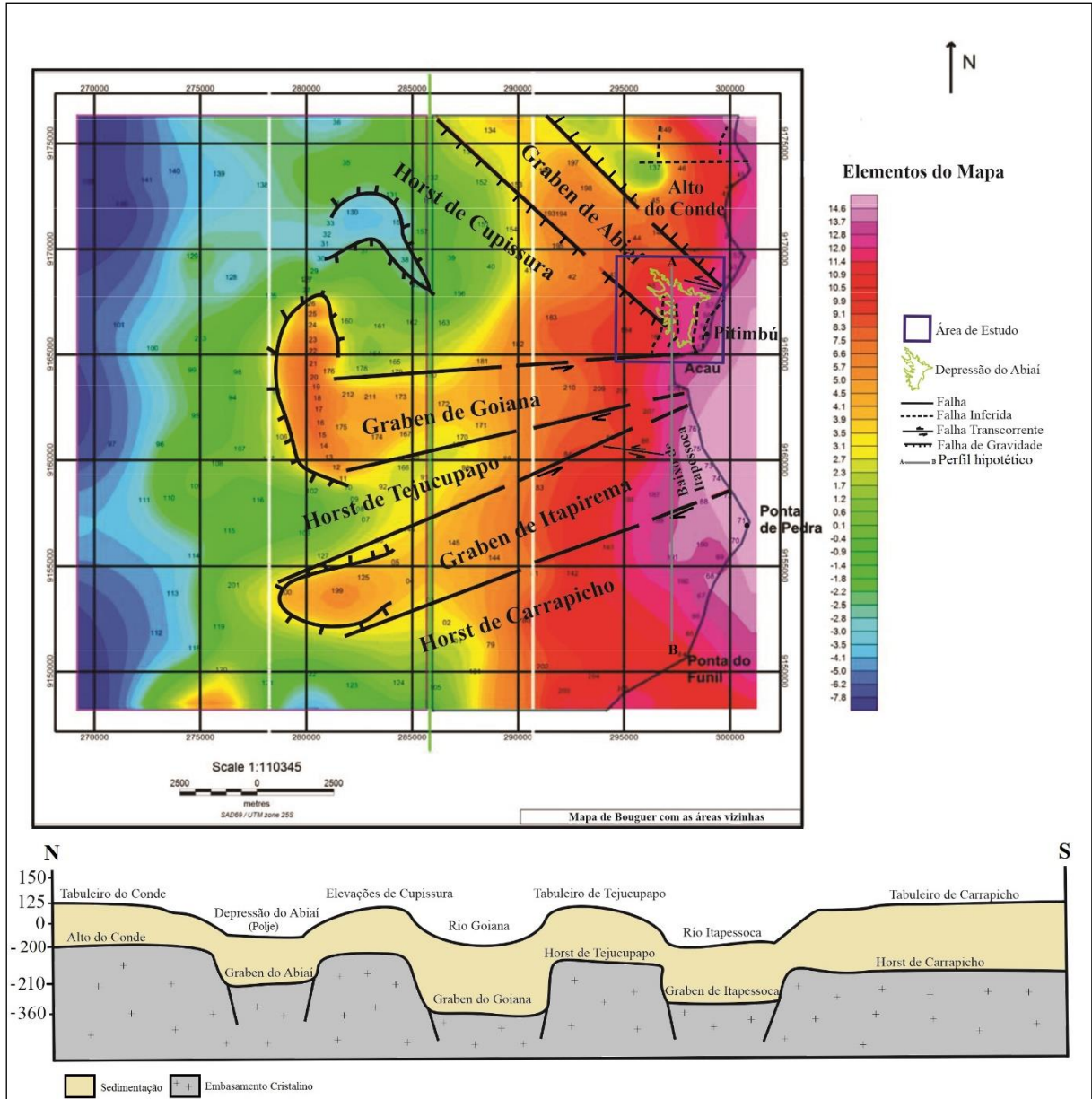
Tavares Junior (2008), mediante dados gravimétricos de campo e poços de sondagens, também identificou uma depressão localizada a leste do que ele denominou de *Horst* de Cupissura e que, neste trabalho, corresponde aos tabuleiros localizados a oeste da Depressão do Abiaí (Figura13). Essa feição rebaixada do embasamento coincide justamente com a Depressão do Abiaí, e, em sua tese, Tavares Junior (2008) a denomina de Baixo de Pitimbú, seguindo, assim, a mesma interpretação dada por Barbosa (2007) para esse setor da bacia Paraíba. Para Tavares Junior (2008), essa anomalia gravimétrica estaria relacionada a movimentos dextrais distensional e de cisalhamento causada pela falha de Goiana.

Na Figura 14, elaborada a partir de dados retirados de Silva (2006) e Tavares Junior (2008), verifica-se que o gradiente na área diminui para leste de forma irregular, devido às inflexões das anomalias, observando-se uma zona rebaixada, direcionada perpendicularmente ao gráben de Goiana com direção NW-SE. Outra estrutura rebaixada semelhante também ocorre ao sul da depressão da Depressão do Abiaí e que, possivelmente, é separada pela falha de Goiana. Esses alinhamentos subparalelos que formam feições alongadas caracterizam blocos positivos e negativos os quais se intercalam, mostrando basculamento em degrau, gerando grábens e *horsts*.

A partir de dados terrestres e de satélites, foi possível gerar, para esta pesquisa, os mapas de anomalia Bouguer (Figuras 15A e 15B), de anomalia residual Bouguer (Figuras 15C e 15G) e de estimativa da profundidade do embasamento (Figura 15D), referentes à área de estudo. O mapa de anomalia Bouguer apresentou valores entre aproximadamente 27.67 a 47.66 mGal, com valores mais elevados na região próxima à linha de costa e na região oceânica, evidenciando uma densidade maior e, conseqüentemente, gerando uma zona de afundamento.

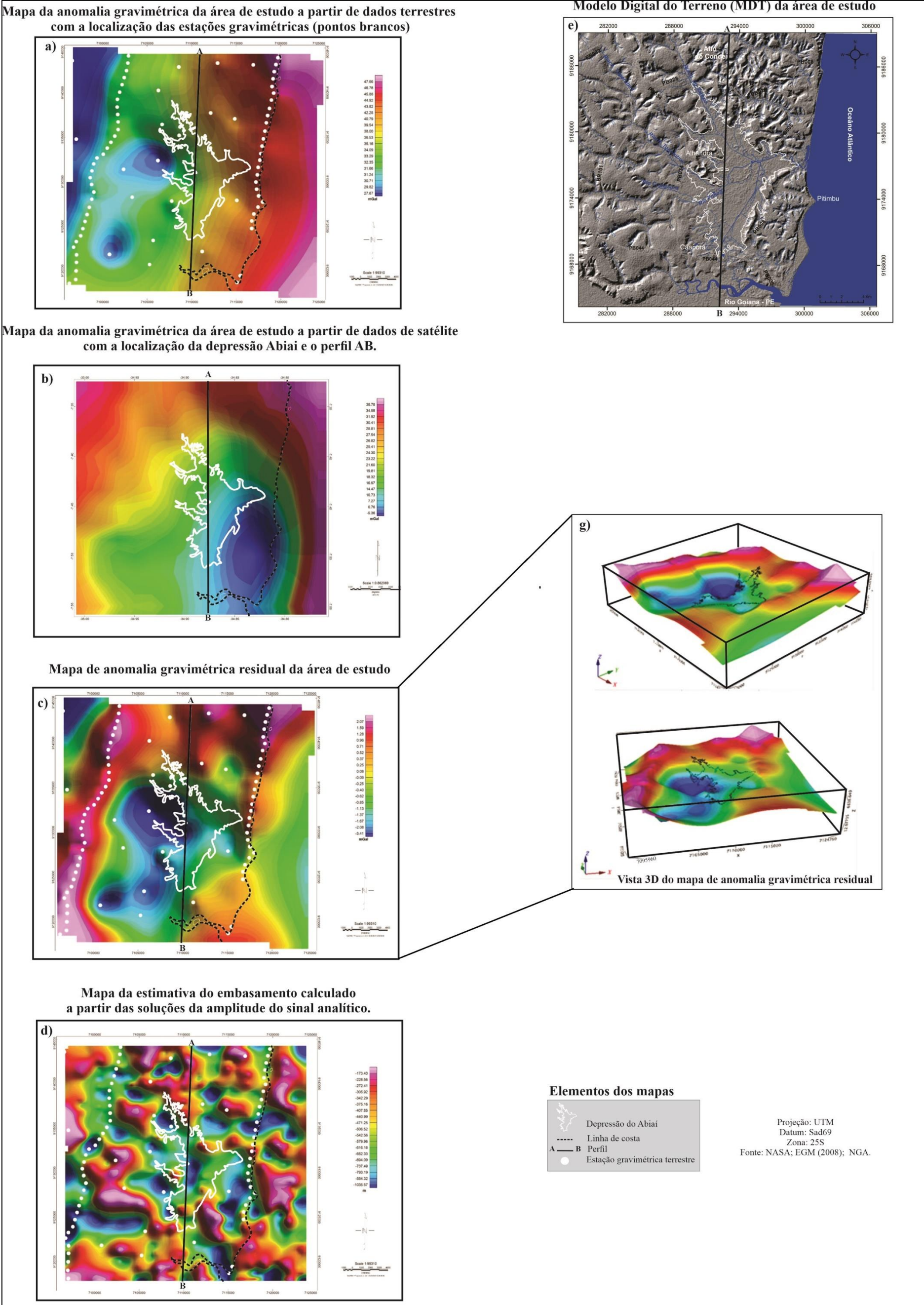
O mapa de anomalia gravimétrica residual (Figuras 15C e 15G) foi usado para interpretar o comportamento das fontes rasas, cujo valor foi de -3.41 a 2.07 mGal, aproximadamente. Esse mapa mostra que a depressão Abiaí encontra-se localizada em uma região cujos valores estão em um intervalo predominantemente de -3.41 a 0.25 mGal, com exceção da região norte da estrutura, onde foram observados valores de até 1.28 mGal.

Figura 14 – Mapa de Bouguer da porção sul da sub-bacia de Alhandra e norte da sub-bacia de Olinda



Nota: o mapa de Bouguer foi retirado do trabalho de Silva (2006). Nesta imagem, os dados numéricos de anomalias estão invertidos devido à descontinuidade de Mohorovičić. Os dados adicionais inseridos no mapa e no perfil hipotético correspondem a informações retiradas de Silva (2006) e Tavares Junior (2008).

Figura 15 – Mapas geofísicos da área de estudo



Fonte: A Autora (2020), com colaboração de Jefferson Tavares Cruz Oliveira.

O mapa da estimativa do embasamento (Figura 15D) mostrou valores que variam de -1035 até -173 m de profundidade, em que zero seria a superfície. Na região que compreende a Depressão do Abiaí, observa-se uma variação predominantemente de -1035 a -375 m de profundidade, com valores bem rasos ($\sim$ -305 a -173 m). Provavelmente, há uma correlação entre os mapas da Figura 15, pois se observa que, nas regiões onde há uma maior espessura da cobertura sedimentar (embasamento mais profundo), as anomalias apresentam valores mais baixos, resultado na anomalia negativa (-3.41 a -0.09 mGal) (Figuras 15C e 15G).

Uma limitação dos dados terrestres corresponde à cobertura irregular dos dados das estações gravimétricas. Sendo assim, optou-se por também usar dados de satélites a fim de verificar se seria possível inferir se a Depressão Abiaí se localiza em uma região com baixos valores de mGal. Vale ressaltar que, devido à grande diferença de escala, os valores numéricos não serão os mesmos, uma vez que os dados de anomalia gravimétrica de Bouguere de satélite foram adquiridos em uma altitude muito elevada em relação aos dados de terra, contudo, com uma melhor distribuição das “estações”. No entanto, mesmo com essa diferença numérica, foi possível verificar uma boa correlação geométrica das estruturas, ao comparar as Figuras 15A e 15B com as Figuras 15C e 15G.

Diante dessas identificações de variações de gradientes no topo do embasamento, associados às condições estruturais da área de estudo, acredita-se que, no setor da sub-bacia Alhandra onde se localiza a Depressão do Abiaí, encontra-se em subsuperfície vários grábens pequenos intercalados. Dentre essas pequenas estruturas de afundamento, destaca-se uma que já foi referenciado como Baixo de Pitimbu (BARBOSA, 2007; TAVARES JUNIOR, 2008), mas que nesta tese será denominada de Gráben do Abiaí.

De acordo com o relatório de reavaliação do patrimônio mineral: fosfato Miriri – PE/PB (CPRM, 2016), a interpolação dos dados gravimétricos realizada para prospecção de campos de exploração do fosfato na área de estudo forneceu uma visão geral do arcabouço da sub-bacia Alhandra, o que possibilitou efetuar inferências sobre o modelo de deposição das camadas sedimentares. Neste sentido, as interpretações dessas feições indicaram que os sedimentos na região de Alhandra (PB) apresentam pequenas espessuras, de aproximadamente 200 m, devido à pequena amplitude negativa da anomalia ($< 3,0$ mGal), quando contrastada com o embasamento cristalino que aflora na região de Goiana (PE).

Tal indicativo também foi abordado por Barbosa (2007), Tavares Junior (2008) e Silva (2009). Eles constataram que no setor sul da sub-bacia Alhandra os pacotes sedimentares são menos espessos do que na sub-bacia Olinda, o que pode evidenciar que o gráben do Abiaí seja raso em relação aos seus vizinhos. Em um perfil hipotético (Figura 14) baseado nos dados dos

autores acima mencionados, verifica-se que na região rebaixada do Abiaí a camada sedimentar varia de 210 a 300 m na direção N-S, enquanto que ao sul, já na sub-bacia Olinda, o preenchimento sedimentar varia de 210 a 360 m. Em ambas sub-bacias (Alhandra e Olinda) as espessuras sedimentares vão crescendo em degrau na direção leste, chegando a medir 420 m.

No perfil da Figura 14, é possível ter uma ideia da forma do embasamento cristalino nas imediações da Depressão do Abiaí. Observa-se na imagem que o gráben do Abiaí aparenta estar no mesmo nível de profundidade que o gráben de Goiana, fazendo ainda uma conexão N-S com o gráben de Itapirema, enquanto que o baixo de Itapessoca apresenta-se mais a leste, com uma profundidade maior. Essa informação pode evidenciar que, em algum momento na escala de tempo geológico, essas estruturas negativas estiveram conectadas formando uma única bacia.

No relatório de reavaliação do patrimônio mineral: fosfato Miriri, PB/PE (CPRM, 2016), interpretações conjuntas sobre a gravimetria e sedimentação da sub-bacia Alhandra apontam na perspectiva de que, na época da deposição da camada de fosfato (topo da Formação Itamaracá e base da Formação Gramame), a área poderia ter sido constituída geograficamente por uma ampla baía que recebia material terrígeno proveniente da erosão das rochas do embasamento que afloravam no sentido oeste e sul, com entradas do mar pelo leste e pelo norte, transportando sedimentos ricos em fosfato. Tal evidência também colabora com a possibilidade de essas estruturas em grábens terem sido conectadas em um dado momento da história evolutiva da bacia Paraíba.

Utilizando os dados de sondagem do Projeto Fosfato/Miriri (CPRM, 1982) e de poços tubulares da Cagepa, foi possível verificar descontinuidades nas camadas litológicas da bacia Paraíba e da Formação Barreiras. Inclusive, no poço 1 (Figura 16F), localizado no Tabuleiro Alhandra-Mata Redonda, constatou-se que a Formação Barreiras está fraturada a 35 m de profundidade. Além disso, verificou-se o retrabalhamento das camadas da Formação Itamaracá, referente à zona fosfática em todos os poços localizados a oeste da Depressão do Abiaí. Com relação aos calcários das Formações Gramame e Itamaracá, observou-se que se encontram em níveis de profundidade variáveis, a exemplo dos calcários localizados nos Tabuleiros do Conde e de Alhandra-Mata Redonda. Esses tabuleiros correspondem aos divisores de água do riacho do Sarapo (Figura 13), drenagem esta apontada por Brito Neves *et al.* (2009) como falha de gravidade.

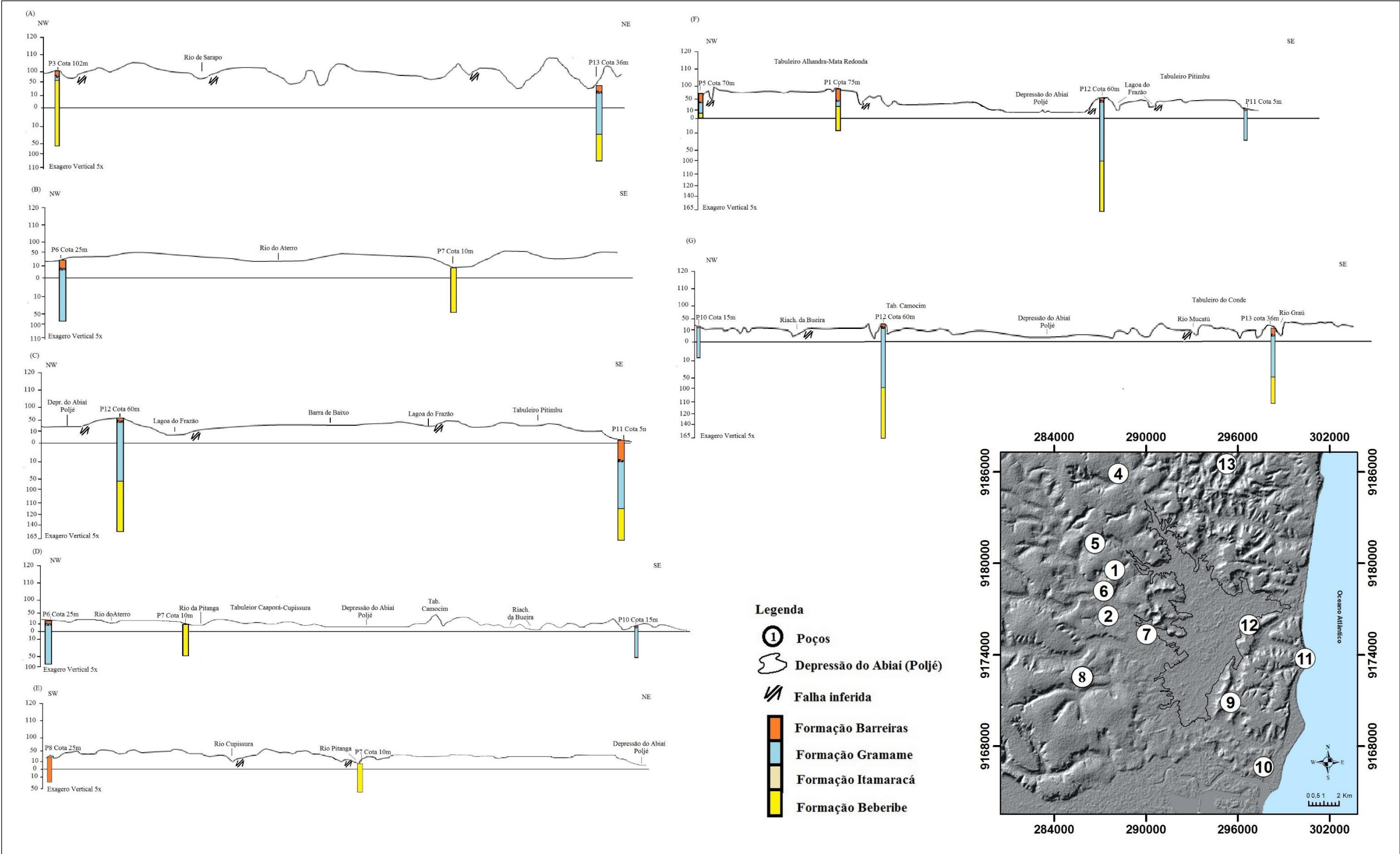
As relações de profundidade entre a Formação Barreiras e as camadas sedimentares das Formações Gramame/Itamaracá e Beberibe diferem bastante nesses dois divisores de

água. No Tabuleiro do Conde (Figura 16A), a Formação Barreiras possui uma espessura de 10 m, enquanto que no tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda atinge os 47 m. Já a Formação Gramame/Itamaracá, no primeiro tabuleiro, sua espessura é de 55 m, enquanto que no segundo, possui apenas 1 m de espessura. O mesmo ocorre com a Formação Beberibe, sendo de 41 m no tabuleiro do Conde, enquanto que no tabuleiro de Mata Redonda a perfuração atingiu apenas o primeiro metro da formação. Tais dados corroboram a ideia da existência de uma falha de gravidade no riacho do Sarapo, onde o tabuleiro do Conde apresenta-se mais elevado em relação ao de Alhandra-Mata Redonda. Além disso, a vertente do tabuleiro do Conde apresenta-se bastante dissecada, ao ponto de exumar o calcário da Formação Gramame. Quando se relaciona o tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda ao tabuleiro de Caaporã (Figura 13), também se verificam descontinuidades de falhas e fraturas. Esses tabuleiros formam faixas dispostas seguindo a direção NW-SE e sugerem como origem o soerguimento do pacote sedimentar. Nesse trecho encontram-se as cotas altimétricas mais elevadas da região, que resistem ao intenso processo de erosão regressiva.

Os dados de subsuperfície mostram que, nas áreas mais rebaixadas do Tabuleiro de Caaporã-Cupissura (Figura 16B), os sedimentos da Formação Barreiras variam de 20 a 6 m de espessura. Alguns apresentam apenas sedimentos da Formação Beberibe, com 50 m de espessura, aparentando ter havido um intenso processo de dissecação do relevo. Além disso, nas elevações entre a fazenda Tabú e a praia de Acaú (Figura 13), a erosão nos depósitos da Formação Barreiras fez com que se exumassem os calcários da Formação Gramame, tanto nas vertentes do vale do Riacho do Bueiro como nas vertentes voltadas para o rio Goiana.

Complementando a ideia de soerguimento e basculamento com a zona de afundamento voltada para a Depressão do Abiaí, têm-se os tabuleiros centro-orientais da área de estudo (Figura 13), que se revelam relevantes para a compreensão morfoestrutural da região. De acordo com o mapa de anomalia Bouguer e residual (Figuras 15A, 15C e 15G), esses tabuleiros se localizam em uma região onde os valores de densidade variam entre 0.96 mGal a 0.08 mGal, referenciando que nesse trecho da área aparenta ter dois altos, um referente ao alto do Conde e outro localizado nas imediações da praia de Pitimbu, referenciado aqui como alto de Pitimbu.

Figura 16 – Dados de subsuperfície da área de estudo baseados em dados de poços do Projeto Fosfato/Miriri (CPRM, 1982) e de poços tubulares da Cagepa (1999)



Fonte: A Autora (2020).

Nota: na figura observam-se os perfis topográficos que foram traçados a partir da ligação entre os poços, classificados em ordem alfabética. Já os poços de sondagens e tubulares estão posicionados e enumerados no mapa localizado à direita, assim como nos mapas hipsométricos, de declividade e geológico-geomorfológico da área de estudo.

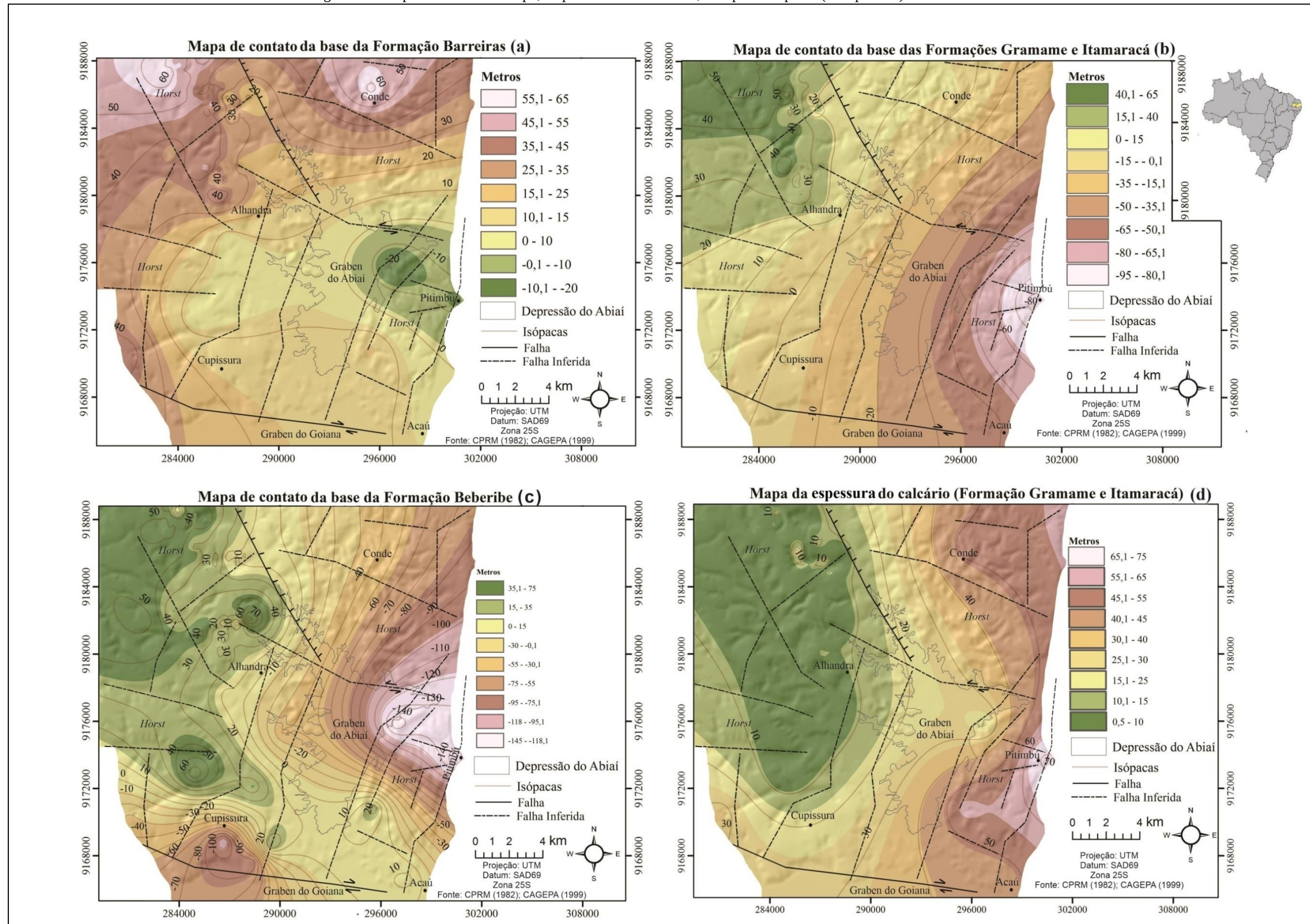
Em superfície, esses altos formam tabuleiros que apresentam orientação voltada para a direção nordeste e constituem-se dos Tabuleiros de Barra de Baixo, Pitimbu-Ponta de Coqueiro e Camocim (Figura 13). Nesse trecho, localizam-se o riacho Engenho Velho, o vale do Riacho do Bueiro e a lagoa do Frazão, que aparentam tratar-se de típicos vales estruturais.

É possível verificar mudanças bruscas na direção dos vales do Riacho Engenho Velho e da lagoa do Frazão, pois a drenagem passa da direção E-W para a direção N-S. Além disso, as falhas e fraturas originadas após o possível basculamento foram utilizadas por processos lineares de dissecação, com aprofundamento dos talwegues. As cotas topográficas também decrescem nesses tabuleiros, que vão de 63 m na porção sudeste para 47 m na porção nordeste. Por outro lado, o calcário aflorante nesses tabuleiros só é encontrado a 30 m de profundidade na porção leste e oeste do Tabuleiro de Pitimbu-Ponta de Coqueiro, como é demonstrado nos poços 11 e 12 (Figura 16C).

Observando os mapas de contato da base das Formações Barreiras, Gramame, Itamaracá e Beberibe (Figura 17), percebe-se que a disposição e a espessura dessas camadas variam de acordo com as estruturas, falhas e fraturas que se localizam na área de estudo. Na Figura 17A, percebe-se que as isópacas referentes aos contatos da Formação Barreiras apresentam-se de forma irregular, com bastante sinuosidade. A noroeste e ao norte do gráben do Abiaí (ou Depressão do Abiaí), encontram-se as maiores espessuras da Formação Barreiras (60 m), assim como a área com maior retrabalhamento. Já no centro-leste da área de estudo, percebe-se que a espessura da Formação Barreiras vai diminuindo e os valores vão se tornando negativos, o que pode evidenciar falhas nessa região. No interior do gráben do Abiaí, a espessura varia entre 20 e -20 m, sendo que a maior parte dessa depressão está inserida nas isópacas de 10, 5 e 0 m. Nesse trecho, o que realmente se encontram *in loco* são depósitos de sedimentos Quaternários provenientes da erosão das áreas mais elevadas. Isso implica dizer que os calcários da Formação Gramame devem estar em torno de 5 m abaixo desses sedimentos e, em alguns trechos, até afloram dentro da depressão, principalmente em suas bordas.

O mapa de contato referente à base dos calcários da Formação Gramame/Itamaracá (Figuras 17B e 17E) apresenta isópacas com baixa sinuosidade e paralelas entre si, indicando que esses depósitos se inclinam para leste, onde a profundidade e a espessura dos calcários vão aumentando, chegando a atingir 70 m de espessura nas imediações da praia de Pitimbú. Já no interior da Depressão do Abiaí, onde se localiza o gráben de mesmo nome, a espessura está em torno de 20 e 40 m. Nesse trecho, verifica-se um paralelismo maior entre as isópacas, evidenciando a zona mais plana da área de estudo.

Figura 17 – Mapa de contorno de topo, mapa de contorno da base, e mapa de isópacas (isoespessura) da área de estudo



Em contraste com esses depósitos de superfície mais planas, têm-se os calcários localizados a noroeste da área de estudo, onde se verifica uma sinuosidade maior nas curvas. Esses calcários são os mais retrabalhados na área, e correspondem aos depósitos da Formação Itamaracá. Suas espessuras não ultrapassam os 10 m, quando comparados aos demais trechos analisados.

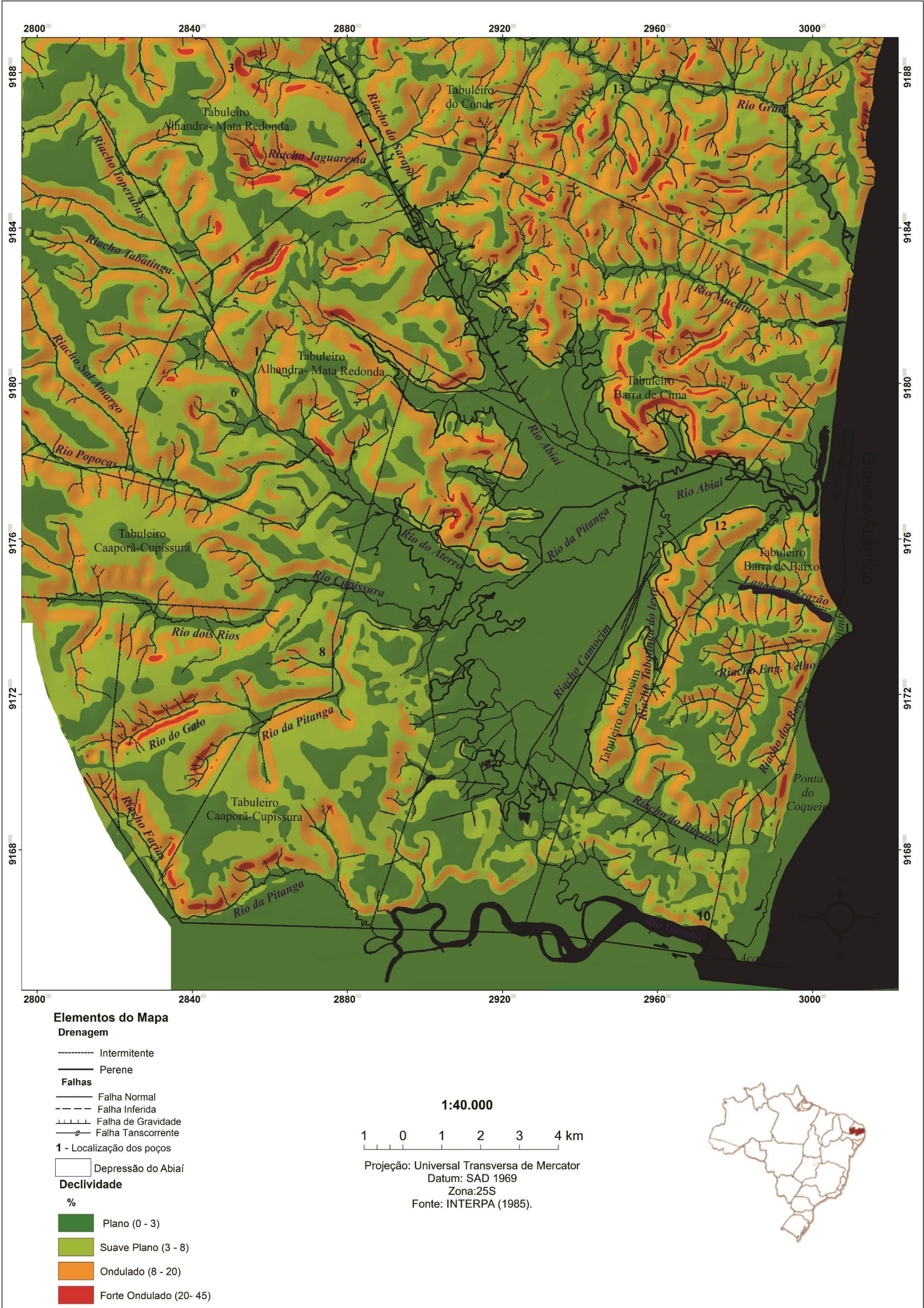
A última camada sedimentar da bacia Paraíba que é encontrada na área de estudo consiste nos depósitos da Formação Beberibe. Verificando o mapa de contato dessa formação (Figura 17D), percebe-se que ela se distribui na área de maneira semelhante à da Formação Barreiras. No setor oeste da área de estudo, as camadas estão mais próximas da superfície, chegando a aflorar nas imediações de Cupissura, enquanto que a leste estão em profundidade em torno de 140 m.

Diante dessas considerações, percebe-se que a descontinuidade topográfica no terreno leva a comportamentos diferenciados em termos de permeabilidade e deformidade, capazes de subsidiar a compreensão evolutiva da Depressão do Abiaí, pois essa característica pode induzir, alterar ou retardar o desenvolvimento de processos. Assim, as áreas fraturadas e/ou falhadas são mais propensas à morfogênese que outras áreas de correlatas resistências litológicas não preparadas mecanicamente. Em outros casos, as descontinuidades podem originar níveis impermeáveis que funcionam como área-limite para a percolação das águas nos aquíferos livres ou confinados, que, quando interceptados ao longo dos vales ou cabeceiras de drenagem, originam pontos de ressurgência (fontes), ou formam cavidades quando atingem rochas mais solúveis. Além disso, diversas depressões circulares do tipo dolinas tendem a acompanhar linearmente essas falhas ou fraturas, e o mesmo ocorre com as depressões do tipo *poljé*, que têm sua origem relacionada à tectônica e variações climáticas recentes, como já mencionadas na revisão bibliográfica em capítulos anteriores.

4.2 DECLIVIDADES DO TERRENO

Com relação à declividade, a área apresenta certa heterogeneidade, mas com tendência a ser mais plana, devido aos topos dos tabuleiros e à vasta área da Depressão do Abiaí (Tabela 1). Observando-se o mapa de declividade do terreno (Figura 18), é possível visualizar com nitidez os limites da depressão com declividades entre 0% e 3% na planície, enquanto que em suas margens variam de acordo com a altimetria.

Figura 18 – Mapa de declividade da Depressão do Abiaí



Fonte: A Autora (2020).

Tabela 1 – Medida das classes de declividade do relevo

Classe de relevo	Classe de declividade	Equivalência em graus	Área em km ²	Área em %
Plano	0% – 3%	5°	214,80	43,99%
Suave ondulado	3% – 8%	12°	147,79	30,27%
Ondulado	8% – 20%	25°	118,37	24,24%
Forte ondulado	20% – 45%	35°	7,35	1,51%
Total			488,31	100,00%

Fonte: A Autora (2020).

No setor norte da área de estudo, encontra-se os maiores índices de declividades, variando entre 20% e 45%, que correspondem ao Alto Estrutural do Conde e o Tabuleiro Alhandra-Mata Redonda. Também se observa forte índice de declividade nos setores relacionados aos Tabuleiros das cidades de Caaporã e Pitimbu. No primeiro, as declividades entre 8%, 20% e 45% promovem o entalhamento do rio do Galo e do riacho Farias, enquanto que na porção leste do Tabuleiro de Pitimbu as maiores declividades correspondem a áreas de falésias.

É claramente visível o forte índice de declividade (20% a 45%) relacionado aos entalhamentos das redes de drenagem, dando destaque, principalmente, às formas retilíneas, aos terraços estruturais e aos anfiteatros, que esculpem as vertentes dos tabuleiros margeando a Depressão do Abiaí. Diversos autores (GUNOK, 2011; SWEETING, 1972; ROGLIĆ, 1974) já alegaram que as formas de anfiteatro em cabeceira de drenagens indicam estágio de erosão acelerada em margens de *poljés*. Devido a isso, essas unidades de relevos serão tratadas com mais detalhes adiante, mas, por ora, fica evidente que as vertentes dos vales fluviais, que esculpem os tabuleiros, apresentam-se bastante heterogêneas, e esta heterogeneidade diz respeito à declividade, à diversidade litológica e aos processos que as elaboraram.

4.3 REDES DE DRENAGEM E SUAS PECULIARIDADES

A rede de drenagem é muito sensível às energias que entram no sistema desencadeado por mudanças ambientais. Por isso, torna o seguimento da paisagem mais vulnerável a qualquer tipo de deformação. Em uma paisagem cárstica clássica, sua análise é dificultada devido à capacidade do terreno de capturar a drenagem superficial para o subsolo, porém, na área da Depressão do Abiaí (Figura 19), as redes de drenagens superficiais são marcantes e exercem forte influência em sua formação, assim como os lençóis freáticos responsáveis por inúmeros pontos de ressurgências. Essa característica ocorre devido à singularidade geológica e pedológica da área, que favorece a formação de níveis hidrostáticos suspensos, que durante

as estiagens podem manter fluxos nas ressurgências, nutrindo os córregos ao longo das encostas e cabeceiras de drenagens.

Os rios que deságuam na Depressão do Abiaí nascem sob a influência do nível hidrostático dos tabuleiros constituídos pela Formação Barreiras. Essa formação é responsável pelo desenvolvimento de solos profundos e enriquecidos de argilas (Figura 4), que favorecem a ocorrência de lençóis freáticos incumbidos de abastecer os rios que nascem sobre os tabuleiros.

Quando as águas se precipitam nas superfícies de maior inclinação dos tabuleiros, ocorre imediatamente o escoamento superficial em decorrência da intensidade de precipitação, que, segundo Teixeira *et al.* (2003), acontece quando se supera a capacidade de infiltração do solo, ou quando, no caso de precipitações menos intensas, ocorre a saturação da camada superior do solo, disponibilizando o excesso de água em superfície.

Assim, toda a água superficial tende a correr em condições de escoamento em lençol, difuso e concentrado, podendo este último ocorrer nas formas de canais de torrentes, ravinas, voçorocas e redes hidrográficas. O escoamento quando concentrado, sobre a declividade das encostas da Formação Barreiras, conduz à rápida erosão regressiva ocasionando a formação de cabeceiras de drenagens, geralmente com feições alongadas ou semicirculares, caracterizadas por rupturas de declive, rebaixamento da superfície e degraus de abatimento, originados em zonas fraturadas e falhadas que tendem a percolação hídrica e ao intenso intemperismo. Mas, quando as águas que se precipitam em superfícies horizontais ou de pouca inclinação, tendem, respectivamente, a permanecer ou deslocar-se superficialmente de forma lenta, potencializa a infiltração, a depender da porosidade e permeabilidade do solo, dentre outros fatores.

Na área de estudo, os solos de maior dominância são os Argissolos (Figura 4; item 1.5), caracterizados por apresentar mobilização de argilas na parte mais superficial, gerando horizontes “A” mais porosos e permeáveis, e horizontes “B” menos porosos e impermeáveis, devido à concentração de partículas coloidais, muitas vezes concentrando óxidos de ferro e de alumínio. Outros solos frequentes na área são os Gleissolos e os Espodossolos, característicos de áreas alagadas, portanto, muito porosos e permeáveis. Sua maior concentração está na planície do Abiaí, mas se encontram bastante descaracterizados, devido às inúmeras intervenções humanas na área.

Esses solos favorecem a formação de lençóis freáticos, e, quando a superfície do terreno intercepta o nível freático, ocorre o afloramento ou ressurgência da água, gerando os córregos. Caso as rochas na área de interceptação apresentem disposição estrutural, ocasionando falhas, as águas intersticiais ressurgem em superfícies através da interrupção do movimento das águas no fluxo subterrâneo. Há também a possibilidade de o aquífero

seccionar-se por uma calha fluvial nutrindo-a. Ou através de fissuras, denominadas de fendas ou diáclases, consideradas como porosidade secundária, muito comum em rochas calcárias onde a água infiltrada percola os dutos, quando conectados (permeabilidade), desaguardando nas áreas baixas (LEINZ; AMARAL, 2001).

Outra maneira da drenagem superficial se formar é quando a nascente surge a partir do contato entre duas unidades litológicas com comportamento de permeabilidade diferentes. Esta última ocorre com frequência em ambientes sedimentares quando o relevo corta o nível pedológico e/ou camadas geológicas impermeáveis, interpostas por camadas permeáveis ao longo das vertentes. Assim, as águas retidas nas camadas permeáveis, sem mais poder deslocar-se verticalmente, irrompem lateralmente quando atingem as vertentes (LEINZ; AMARAL, 2001).

Todos esses tipos de ressurgências são bastante frequentes na área de estudo, visto que, além da espessa camada pedológica desenvolvida na Formação Barreiras, ainda tem a Formação Gramame, que se comporta de forma incerta no sentido da retenção ou não das águas. Em alguns locais, possivelmente em função da existência de níveis de argilas em sua capa, decorrente da discordância erosiva, a Formação Gramame porta-se como uma camada impermeável, forçando a água acumulada na Formação Barreiras a romper em superfície ao longo das vertentes. Em outros locais, a Formação Gramame torna-se permeável, em função da porosidade secundária e da formação de redes de dutos que favorecem a percolação da água, induzindo as ressurgências. Além disso, as ressurgências também podem estar relacionadas ao acúmulo de água na Depressão do Abiaí, pois, quando há a saturação das camadas dos solos, os lençóis freáticos ressurgem na superfície por capilaridade.

Dessa forma, é possível supor que a drenagem da região se torna uma unidade da paisagem importante na investigação sobre a evolução da Depressão do Abiaí, pois, além de estar condicionada a controles estruturais, ela ainda corrobora com o desenvolvimento cárstico da região, por meio do desgaste físico e químico das rochas existentes no local.

A seguir, serão apresentadas informações sobre as condições morfométricas dessa drenagem, no sentido de subsidiar o entendimento da evolução tectônica da área e, com isso, ter-se um melhor entendimento sobre a evolução morfológica da planície do Abiaí.



4.3.1 Índices morfométricos

A bacia hidrográfica do Abiaí está totalmente inserida em uma região sedimentar, seus rios são consequentes e perenes e a drenagem é exorreica. Em geral, os rios seguem um padrão de rede de drenagem dendrítica, porém, se analisadas suas sub-bacias separadamente, o padrão é variado. O grau de integração e continuidade é médio e alto, com densidade elevada e tropia tridimensional. A sinuosidade é mista, a angularidade é alta, com grau de junção agudo e assimetria forte. O controle estrutural é marcante, sobretudo no médio e alto curso, onde os vales encaixados assumem um padrão marcadamente paralelo seguindo a direção NW-SE, evidenciando uma discordância com os padrões estruturais regionais, que tendem a formar rios que correm no sentido W-L.

A partir do médio curso para o baixo curso, os afluentes se fundem ao rio Abiaí (Figura 19), como uma drenagem do tipo centrípeta, caracterizando uma planície de fundo plano e declividade baixa, fortemente influenciada pelo nível hidrostático, pelo oceano e pela interferência humana. É frequente a presença de canais meandantes, anastomosados, ramificados e retificados pelo homem, na tentativa de drenar a área para melhor aproveitamento agrícola.

Ao se analisar separadamente os canais fluviais da área, é possível observar diferentes anomalias de drenagem, as quais, segundo Lima, M. (2006), podem indiciar movimentos tectônicos recentes que se apresentam em superfícies sedimentares, como: inflexões de rios, captura de drenagem, passagens abruptas de um tipo de canal para outro, assim como mudanças no padrão de drenagem (Figura 19).

A forma alongada e quase completamente retilínea dos canais principais e tributários assinalam possíveis presenças de falhas que orientam o curso dos rios provocando bruscas mudanças na direção do canal, que partia da direção W-L e agora segue a direção NW-SE. Nos canais que drenam para a Depressão do Abiaí, as inflexões chegam a fazer ângulos de 90°, como os localizados na sub-bacia do rio Toperubo e no rio da Pitanga (Figura 19).

A condição de assimetria nos canais também é evidente devido à topografia dos tabuleiros, que se inclinam para uma determinada direção. Alguns desses tabuleiros também se comportam como um alto, formando drenagens radiais, como se visualiza na Figura 19.

Essas evidências, de caráter qualitativo, podem ser postas à prova por meio de cálculos morfométricos na iminência de averiguar possíveis indicativos de atividades tectônicas recentes. Nesse trabalho, tomou-se como guia o cálculo do índice de Relação Declividade-Extensão (RDE), o cálculo do índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e o cálculo do

índice Fator de Assimetria (FA), já utilizados em algumas pesquisas com o mesmo propósito, como é o caso de Andrades Filho (2010), Barbosa *et al.* (2011), Etchebehere *et al.* (2006), Lima, V. (2016), Silva (2020) e Souza (2016).

Sendo assim, aplicaram-se os cálculos de RDE nas sub-bacias do: (1) Rio da Pitanga; (2) Riacho Topeubus/Rio do Aterro; (3) Riacho Engenho Novo; (4) Rio Mucatu; (5) Rio Graú; (6) Riacho do Sarapo/Rio Abiaí; (7) Riacho Jaguarema; e (8) Rio do Galo. A escolha por essas bacias para os cálculos justifica-se por apresentarem forte assimetria e bruscas inflexões. Todas elas encontram-se em sua totalidade dentro da área de estudo, com exceção das do riacho Topeubus e do rio Graú, onde falta um pequeno trecho referente às suas nascentes, porém sua ausência não interferiu no resultado. Portanto, para a aplicação do índice nessas sub-bacias, considerou-se sua extensão a montante até a sua área alagável, correspondente à Depressão do Abiaí. Em seguida, definiram-se três segmentos de drenagem em cada rio, para que se pudesse aplicar o RDE_{trecho} (Figura 19).

Os resultados apontaram que praticamente todos os segmentos apresentam indícios de anomalias de drenagem, estando eles posicionados no alto curso, com exceção do rio do Galo e do riacho Engenho Velho, que apresentaram anomalias no alto e no baixo curso (Tabelas 2 e 3). A frequência de anomalias no alto curso dos rios mostra uma influência irrefutável dos tabuleiros na configuração da drenagem local.

Para os valores atribuídos ao índice de RDE, tomou-se como base o trabalho de Andrades Filho (2010), o qual destaca que os segmentos considerados anômalos são os que obtêm RDE_{real} maior ou igual a 2, e quanto maior o valor encontrado, maior será a intensidade da anomalia. Portanto, os cursos dos rios verificados indicam que eles se encontram dentro do padrão anômalo, ou seja, maior que 2, o que leva ao entendimento de que os valores de RDE verificados no curso dos rios estejam ligados a atividades de tectônica recente na morfologia das sub-bacias e no padrão de drenagem apresentados.

Também se consultou o trabalho de Seeber e Gornitz (1983), os quais subdividem os resultados anômalos de RDE em duas categorias: as anomalias de 2ª ordem, referentes aos índices compreendidos entre os limiares 2 a 10; e as anomalias de 1ª ordem, referentes aos valores iguais ou superiores a 10. As Tabelas 2 e 3 mostram um panorama das variáveis morfométricas encontradas no curso total e nos segmentos dos trechos dos rios analisados, assim como os resultados de RDE_{trecho} , RDE_{real} e RDE_{total} . Os dados obtidos por meio desse índice apontam que valores de RDE_{total} do rio da Pitanga, do rio do Galo e do riacho Jaguarema apresentaram valores maiores que 10, portanto, considerados por Seeber e Gornitz (1983) como uma anomalia de 1ª ordem. O restante apresentou valores menores que 10,

porém maiores que 2, caracterizando-se como anomalias de 2ª ordem, o que fortalece as evidências de influência tectônica na área de estudo.

Tabela 2 – Variáveis morfométricas da aplicação do cálculo de RDE_{trecho}

Sub-bacia	Trecho	Cota superior	Cota inferior	Diferença altimétrica	Extensão trecho	RDE trecho	RDE real
Rio da Pitanga	Trecho 1	110	3	91	2.621	75,93	6,47
	Trecho 2	19	9	10	6.264	13,50	1,14
	Trecho 3	9	3	6	10.083	11,89	1,01
Rio do Galo	Trecho 1	120	38	82	1.935	26,40	2,23
	Trecho 2	38	27	11	3.533	22,55	1,90
	Trecho 3	27	18	9	4.884	24,86	2,10
Riacho Engenho Velho	Trecho 1	50	14	36	1.867	29,95	5,20
	Trecho 2	14	9	5	3.033	8,71	1,51
	Trecho 3	9	0	9	4.600	20,85	3,62
Riacho Toperubus	Trecho 1	90	19	71	6.384	51,24	5,93
	Trecho 2	19	9	10	11.267	15,66	1,81
	Trecho 3	9	4	5	16.799	13,14	1,52
Rio Moto	Trecho 1	80	18	62	2.519	53,96	6,54
	Trecho 2	18	11	7	4.242	9,66	1,17
	Trecho 3	11	4	7	7.037	13,17	1,59
Rio Grau	Trecho 1	76	16	60	3.820	45,68	6,12
	Trecho 2	16	8	8	8.358	11,65	1,56
	Trecho 3	8	4	4	11.868	6,40	0,85
Riacho do Sarapo	Trecho 1	85	9	76	4.351	66,04	7,70
	Trecho 2	9	4	5	7.699	9,56	1,11
	Trecho 3	4	2	2	11.498	4,44	0,51
Riacho Jaguarema	Trecho 1	119	19	100	1.690	91,97	7,16
	Trecho 2	19	9	10	3.095	18,05	1,40
	Trecho 3	9	8	1	4.473	2,54	0,19

Fonte: A Autora (2020).

Nota: RDE_{real} com valor maior ou igual a 2 indica tectônica.

Tabela 3 – Variáveis morfométricas da aplicação do cálculo de RDE_{total}

Sub-bacia	Cota Superior	Cota inferior	Diferença altimétrica	Extensão total	RDE total
Rio da Pitanga	110	19	91	9.084,5	11,74
Rio do Galo	120	18	12	5.544,0	11,83
Riacho Engenho Velho	50	0	50	5.969,0	5,75
Riacho Toperubus	90	3	87	23.427,0	8,64
Rio Moto	80	4	76	10.109,0	8,24
Rio Grau	76	3	73	17.822,3	7,46
Riacho do Sarapo	85	3	82	14.205,7	8,57
Riacho Jaguarema	119	9	110	5.309,6	12,83

Fonte: A Autora (2020).

Nota: RDE_{total} com valor maior ou igual a 2 indica tectônica.

No que se referem à forma dos vales, as informações obtidas com a aplicação do índice RFAV revelaram heterogeneidade entre as sub-bacias hidrográficas analisadas. Nesse cálculo, selecionaram-se 21 perfis transversais ao: rio da Pitanga, riacho Toperubus/rio do Aterro, riacho Engenho Velho, rio Mucatu, riacho do Sarapo, riacho Jaguarema/rio do Abiaí e rio do Galo (Tabela 4). Optou-se por excluir o rio Graú por este não estar com sua bacia completa, o que dificultou a aquisição da altitude do divisor esquerdo. Esse fato não ocorreu

com o riacho Toperubus, mesmo que ele não esteja com a sua bacia completa, por faltar uma mínima parte.

Tabela 4 – Valores considerados para efetivação do cálculo RFAV

Perfil/Sub-bacias	Ede	Edd	Lfv	Efv	RFAV
Rio da Pitanga (altocurso)	115	130	15	88	0,43
Rio da Pitanga (médiocurso)	95	70	26	15	0,39
Rio da Pitanga (baixocurso)	25	30	170	9	9,19
Riacho Toperubus (altocurso)	95	110	47	44	0,80
Riacho Toperubus (médiocurso)	40	95	10	10	0,17
Riacho Toperubus (baixocurso)	40	75	46	5	0,88
Riacho do Sarapo (altocurso)	125	105	58	19	0,60
Riacho do Sarapo (médiocurso)	100	80	24	5	0,28
Riacho do Sarapo (baixocurso)	75	105	676	4	7,86
Riacho Jaguarema (altocurso)	120	125	17	75	0,36
Riacho Jaguarema (médiocurso)	105	105	45	15	0,50
Riacho Jaguarema (baixocurso)	95	90	36	10	0,44
Rio Mucatu (altocurso)	105	105	14	75	0,47
Rio Mucatu (médiocurso)	100	75	167	15	2,30
Rio Mucatu (baixocurso)	70	55	23	5	0,40
Rio do Galo (altocurso)	130	135	21	95	0,56
Rio do Galo (médiocurso)	130	110	23	35	0,27
Rio do Galo baixocurso	130	60	33	20	0,44
Riacho Engenho Velho (altocurso)	60	60	29	25	0,83
Riacho Engenho Velho (médiocurso)	55	55	44	10	0,98
Riacho Engenho Velho (baixocurso)	55	55	35	5	0,70

Fonte: A Autora (2020).

Nota: RFAV com valor inferior a 1 indicam tectônica. Ede = altitude do divisor do setor esquerdo do vale; Edd = altitude do divisor do setor direito do vale; Lfv = valor da largura do fundo de vale; Efv = valor da média de elevação do fundo do vale.

Traçaram-se três perfis em cada bacia (alto, médio e baixo curso), cortando transversalmente o seu rio principal. É importante salientar que, se o cálculo do índice RFAV resultar em valores menores que 1, indica que a área tem grande possibilidade de ter passado por soerguimento tectônico recente (destacados em vermelho na Tabela 4). Já os valores maiores que 1 sugerem que a atividade tectônica na região em que o rio ou o curso de água está situado já cessou há longo período de tempo (ANDRADES FILHO, 2010).

Sendo assim, os resultados alcançados com o RFAV indicaram forte influência de tectônica recente, pois somente 3 dos 21 perfis analisados apresentaram valores de RFAV maiores que 1. Verificando-se a Tabela 4, percebe-se que 9 perfis apresentaram valores extremamente baixos, inferiores a 0,5, e, dentre estes, destaca-se o perfil 5, que foi aquele que obteve o valor mais baixo (0,17), evidenciando uma irregularidade na relação entre o fundo e a altura de vale do riacho Toperubus.

Outro cálculo realizado na área de estudo foi o índice Fator de Assimetria. Esse índice foi aplicado em quatro sub-bacias hidrográficas: riacho do Engenho Novo, rio Mucatu, rio Popocas e rio do Galo (Figura 20). Os índices referentes ao FA para as respectivas sub-bacias

variaram de 33 a 70 (Tabela 5), evidenciando, segundo os padrões estabelecidos pela literatura especializada, zonas com baixa e alta assimetria.

Tabela 5 – Valores obtidos com a aplicação do índice FA nas sub-bacias selecionadas

Sub-bacia	Área direita da bacia (km²)	Área total da bacia	FA
Rio do Galo	18	26	70
Rio Popocas	09	13	70
Riacho Engenho Velho	03	09	33
Rio Mucatu	11	21	52

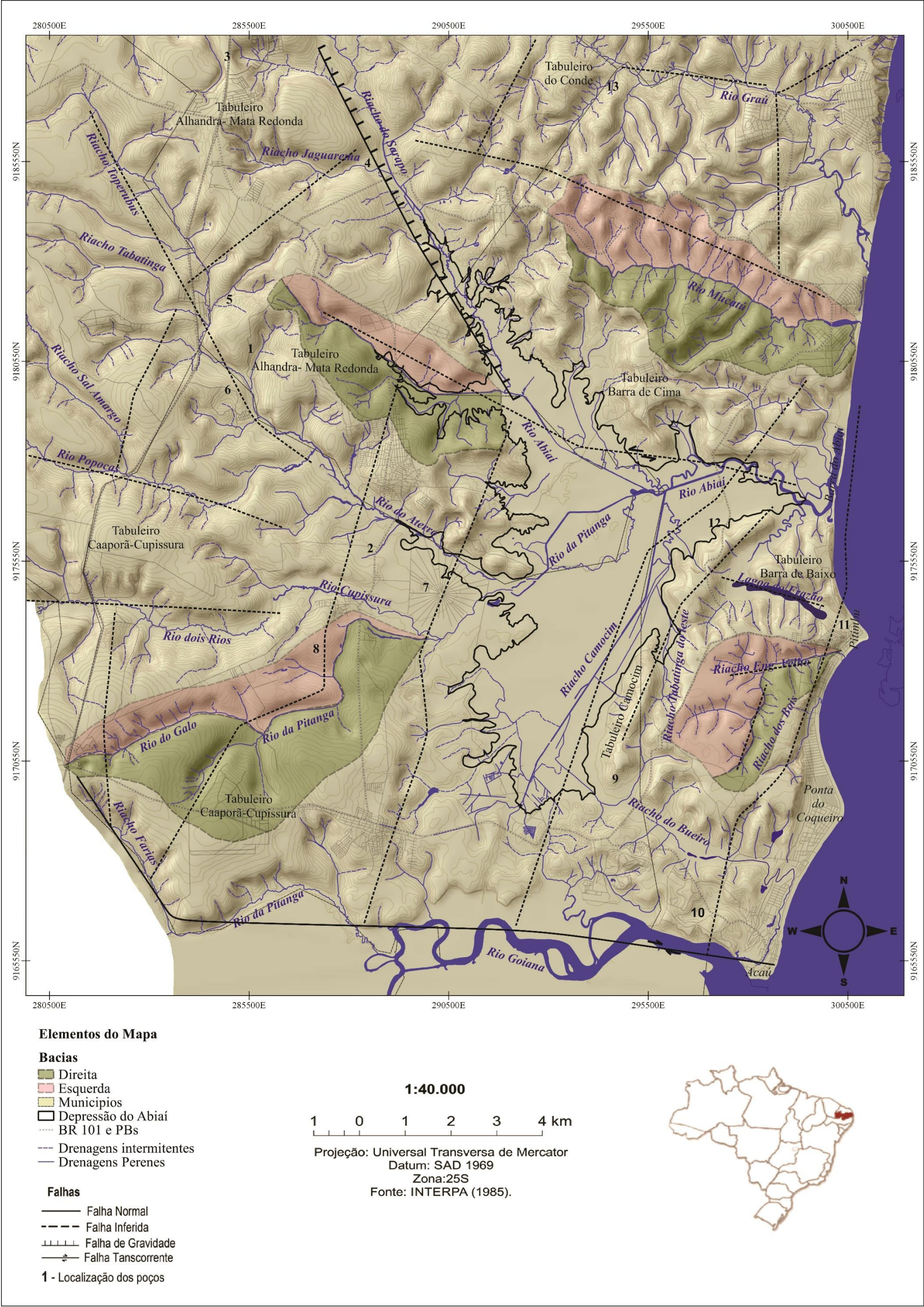
Fonte: A Autora (2019). (2021).

Nota: valores de FA que se distanciam 7 pontos para mais ou para menos do valor de equilíbrio (50) são considerados assimetrias baixas, enquanto que valores que se distanciam mais de 15 pontos do valor de equilíbrio (50) são considerados assimetrias altas.

Os valores de FA apresentaram assimetria alta, sendo os rios Popocas e do Galo aqueles em que o FA apresentou valores com 20 pontos a mais do valor de equilíbrio (50), totalizando FA 70 e evidenciando basculamento da margem direita. O riacho Engenho Velho apresentou valor de FA 33, ou seja, 17 pontos a menos do que o valor de equilíbrio (50), evidenciando basculamento da margem esquerda. Já o rio Mucatu apresentou valor de FA 52, bem próximo do valor de equilíbrio (50), evidenciando que a assimetria nessa sub-bacia é baixa. Todavia, deve-se destacar que esse canal fluvial apresenta fortes evidências de controle estrutural na análise qualitativa dos padrões de drenagem radial.

Os valores encontrados com a aplicação do índice FA reforçam, substancialmente, as evidências encontradas com a aplicação dos índices RDE e RFAV. Os dados obtidos, somados às análises morfológicas e geofísicas encontradas, reforçam a hipótese de influência tectônica marcante na área e, ao mesmo tempo, refutam uma evolução de vertentes baseada apenas em fator climático e variação litológica.

Figura 20 – Mapa de assimetria de bacias



Fonte: A Autora (2020).

4.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA DA DEPRESSÃO DO ABIAÍ

Explicar a evolução de uma área utilizando uma sequência de fatos não é uma tarefa fácil, pois se trata de um exercício de interpretação e abstração que pode levar a erros ou acertos, sobretudo em uma área pouco pesquisada e carente de trabalhos em escala de detalhe, como é o caso da Depressão do Abiaí. Contudo, com as informações de caráter regional e a partir dos dados obtidos na área, foi possível traçar as linhas gerais de sua evolução, partindo da hipótese de que essa planície poderia constituir uma feição morfológica clássica das áreas cársticas, denominada de *poljé*. Apesar de a área em apreço não ser caracterizada por feições morfológicas relevantes dessa forma de relevo, possivelmente devido a se localizar em uma bacia marginal do tipo passiva e com cota topográfica pouca acima do nível do mar, isso não impede de interpretá-la como um tipo particular de *poljé*. Visto que as evidências apontam tectônica recente na área, propícia à formação de *horsts* e *grábens*, considerados aspectos importantes para o desenvolvimento de carstes, associados às variações eustáticas e climáticas ocorridas no Cenozoico e a litologia que condiciona a formação desse relevo.

Em capítulos anteriores, fez-se algumas considerações sobre a evolução da bacia sedimentar Paraíba, sobretudo com relação aos aspectos estruturais considerados importantes, porque condicionaram os entalhamentos e as reativações dessas estruturas no Quaternário, levando às dissecações e reestruturações perceptíveis na paisagem atual. Sendo assim, é importante mencionar que a Depressão do Abiaí está localizada na sub-bacia Alhandra, e o recorte temporal que será tratado a seguir inicia-se após o evento deposicional da Formação Barreiras, portanto, mais recente que o Mioceno e provavelmente, iniciando-se no penúltimo interglacial até o presente.

4.4.1 Evolução do *poljé* do Abiaí no Quaternário

Por volta dos 123.000 anos AP, alterações climáticas interromperam o processo deposicional da Formação Barreiras na costa leste brasileira. O clima oscilou de semiárido para úmido, condicionando um intenso processo de entalhamento e dissecação nos depósitos do Barreiras que recobriam a superfície erosional da Formação Gramame. De acordo com Suguio (2010), essa fase coincide com o estágio interglacial Mindel-Riss, responsável pela oscilação climática no Hemisfério Sul, que passou a ter características úmidas.

Para Araújo (1993), o umedecimento climático dessa época provocou erosão vertical e degradação sedimentar seguindo as zonas de fraqueza, induzindo à formação de um sistema

fluvial e à esculturação inicial da morfologia dos Tabuleiros Costeiros da Paraíba. Após alcançar o máximo da transgressão, uma fase regressiva se instalou dando origem a um clima semiárido semelhante àquele que originou a Formação Barreiras. Suguio (2010) argumenta que essa nova condição climática propiciou a deposição de leques aluviais na base das encostas dos tabuleiros, preservada apenas no litoral da Bahia e de Sergipe, pois o restante foi destruído na transgressão subsequente.

Ao observar o mapa da Figura 21, percebe-se que a planície do Abiaí se localiza, geograficamente, em uma zona de cruzamento de falhas que podem ter influenciado na desagregação mecânica das rochas que ocupavam esse trecho. Essa condição deve ter intensificado o processo de dissolução das rochas e a dissecação do relevo, e, provavelmente, em função da grande quantidade de material rochoso, esse processo tenha se iniciado logo após a deposição do Barreiras, resultando em denudações horizontais (recoo paralelo das vertentes) por degradação mecânica das rochas, em climas mais secos e dissolução das camadas rochosas em condições climáticas mais úmidas, podendo assim, contribuir nas mudanças de nível de base da Depressão do Abiaí, assim como no seu aplainamento. Nessa fase inicial, a drenagem deveria correr em direção ao gráben de Goiana, conectando-se ao oceano Atlântico (Figura 22A). Essa evidência pode ser comprovada pela existência do gráben do Abiaí, posicionado perpendicularmente ao gráben de Goiana, além das diversas drenagens, de direção NW-SE, que convergem para a depressão, como já mencionados em tópicos anteriores (4.1 e 4.3).

Em um dado momento, essa passagem foi obstruída por um evento tectônico que movimentou os blocos posicionados a oeste e sul da depressão. Esse movimento reestruturou a drenagem e formou o vale do Riacho do Bueiro (Figura 21), atualmente não compatível com o volume de água drenado. Segundo Araújo (1993), falar em uma modificação climática para explicar a formação desse vale seria improvável, já que se trata de uma feição localizada. Resta, portanto, admitir que, no passado, os rios da Pitanga e do Popocas, posicionados seguindo a mesma direção estrutural do vale do Bueiro, drenavam suas águas para o mar através desse vale (Figura 22B).

Observações de campo associados aos dados de poços tubulares e de sondagens mostram que, entre os Tabuleiros de Caaporã e de Alhandra, a dissecação foi tão intensa que atualmente ocorrem afloramento da Formação Beberibe no baixo curso do rio Pitanga e na margem esquerda do baixo curso rio do Aterro, enquanto que na sua margem norte afloram calcários da Formação Gramame, em cotas altimétricas de 5 m. Também se constatou que no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda a Formação Barreiras encontra-se fraturada na base, em

um nível de argilito siltico de aproximadamente 9 m de espessura, localizado a 35 m de profundidade. É justamente nesse tabuleiro que se localiza uma caverna de calcário, cujas características serão tratadas mais adiante (Figura 21).

Infelizmente são poucos os vestígios dessa fase encontrados na área de estudo, devido à grande dissecação que sucedeu na região, porém, episódios ocorridos há 120.000 anos AP tornam-se mais evidentes na área. Essa época corresponde ao nível máximo da Penúltima Transgressão, equivalente ao Penúltimo Interglacial. Suguio (2010) relata que nesse período o mar erodiu os depósitos continentais e formas oriundas da Transgressão Mais Antiga, esculpando as atuais falésias. A regressão subsequente construiu os terraços marinhos pleistocênicos, que na época formavam planícies costeiras semelhantes às atuais.

No período transgressivo, o mar chegou a penetrar na planície do Abiaí, possivelmente pelo vale do Riacho do Bueiro. Detectaram-se vestígios dessa fase no interior do respectivo vale do Bueiro, que se encontram em estágios pedogenéticos relativamente avançados, diferentemente dos depósitos localizados mais próximos da linha de costa, como os da praia de Pitimbu, que estão mais preservados (Figura 21).

Segundo Suguio (1977) por volta de 17.000 anos AP, um novo estágio glacial se instalou no mundo, denominado de glacial Würm, equivalente ao Último Máximo Glacial. Nesse período, o nível do mar no Hemisfério Sul situava-se a cerca de 110 m abaixo do atual, e, em função desse recuo do nível de base, houve um intenso processo de dissecação dos tabuleiros, sobretudo nas áreas fraturadas e reativadas após a deposição da Formação Barreiras. Para Araújo (1993), o aprofundamento dos vales localizados sobre os tabuleiros paraibanos e o processo de dissecação da planície flúvio-marinha do Abiaí se intensificaram bastante nessa fase. Partindo dessa premissa, acredita-se que o *poljé* teve sua configuração final durante essa fase regressiva, influenciada pela tectônica nesse momento, que provavelmente representou o principal fator responsável pelos desníveis topográficos entre os tabuleiros, o reposicionamento das redes de drenagens e o desenvolvimento do *poljé* do Abiaí (Figura 22C).

Como já abordado anteriormente, a área de estudo possui diversas falhas, uma confirmada por Brito Neves *et al.* (2009), outras apontadas por Silva, Motta e Correia (2009), Silva (2006), Tavares Junior (2008), Barbosa (2007) e mais algumas inferidas por observações nesta pesquisa. Portanto, essas falhas podem ter passado por diversas reativações durante o Quaternário e, associadas às oscilações climáticas ocorridas no mesmo período, caracterizadas por climas úmidos durante os interglaciais e secos nos períodos glaciais,

induziram, respectivamente, os processos de dissolução e mobilização dos materiais rochosos, rebaixando e aplainando a superfície, formando o *poljé* do Abiaí.

Sendo assim, pode-se afirmar que os Tabuleiros de Barra de Baixo, Pitimbu-Ponta de Coqueiro e Camocim possuem evidências de soerguimento e basculamento capazes de influenciar na evolução do *poljé* do Abiaí. É possível que esse basculamento tenha movimentado os tabuleiros seguindo a direção NE-SE, como observado no Tabuleiro de Barra de Baixo e no sistema hidrográfico Abiaí-Lagoa do Frazão (Figura 21), que apresentam feições nítidas de tectônica, pois o sistema de entalhe desenvolvido nas vertentes ao norte e ao sul da lagoa do Frazão é diferente. As do sul, por encontrarem-se em concordância com a direção do fluxo após o basculamento para nordeste, desenvolveram entalhes mais profundos. Segundo Araújo (1993), a própria existência da lagoa do Frazão está relacionada a esse evento tectônico. Assim, no passado, onde hoje se localiza a lagoa existia um riacho que desembocava no mar, mas após o basculamento os processos erosivos se intensificaram ao ponto de capturarem a drenagem até diminuir o fluxo consequente, e o rebaixamento do nível do mar propiciou a obstrução da desembocadura.

Complementando a ideia de basculamento, tem-se a mudança brusca na direção de entalhe do riacho Engenho Velho, que do baixo até o médio curso é aproximadamente E-W e a partir daí, passa para a direção N-S. Os cálculos morfométricos realizados nessa bacia (Tabelas 2, 3, 4 e 5) apresentaram atividades tectônicas recentes. Aparentemente, essa mesma tectônica fez com que porções ao sul e a sudeste do Tabuleiro Pitimbu-Ponta de Coqueiro, localizado na porção posterior ao trecho que afundou, tenha sofrido soerguimento e, com o tempo, tenha desgastado a Formação Barreiras e exumado parcialmente a Formação Gramame (Figura 21).

Outra hipótese de basculamento são as dimensões do vale do Riacho do Bueiro, já mencionado anteriormente. Acredita-se que o soerguimento do bloco ao sul do riacho Engenho Velho provocou a obstrução do riacho do Bueiro, fazendo com que a planície do Abiaí perdesse a comunicação com o oceano e se transformasse em um lago ou em uma região pantanosa. Nesse período, pequenas dolinas começaram se formar no interior da depressão sobre uma linha de falha de direção NW-SE, assim como no interior do Riacho do Bueiro e no tabuleiro de Cupissura. Provavelmente, o aplainamento do calcário no fundo da depressão tenha se intensificado nesse momento por influência do acúmulo de água na área, promovendo a elevação do nível hidrostático e o aumento do processo de dissolução nas rochas. Com o soerguimento da área, os rios da Pitanga e Popocas, assim como os demais, foram desviados para o nordeste, forçando a abertura da planície para o mar nesse sentido.

O clima mais seco e o nível do mar recuando proporcionaram a diminuição do nível hidrostático na área, e condições favoráveis surgiu para o aplainamento da plataforma de calcário, desenvolvendo um *poljé* no gráben do Abiaí. Evidências de que houve um rebaixamento no nível de base e um alargamento dessa depressão, podem ser observados nas vertentes e nos Morros testemunhos localizados em suas bordas. Tanto as vertentes como os Morros apresentam patamares estruturais, corroborando com um possível processo de rebaixamento e ampliação da área (reco das vertentes), por retomada de erosão regressiva. Além disso, no interior da depressão existem pequenas elevações de calcário isoladas, com cotas altimétricas de até 9 m, que podem evidenciar processos erosivos no nível de base da depressão. Esses pequenos patamares de calcário, que se encontram espalhados no fundo da depressão, estão encobertos por sedimentos recentes, originando manchas de Neossolos Quartzarênicos. Ao observar a Figura 17B (tópico 4.1) também podemos verificar que diferentemente dos calcários localizados em áreas mais elevadas na região, no interior da depressão, eles se encontram em uma superfície aparentemente plana e mergulhando no sentido NE-SE.

É possível que nesse período, de clima mais seco, a caverna localizada no Tabuleiro de Alhandra (Figura 21) tenha colapsado devido ao rebaixamento do nível hidrostático. Pois existem evidências na área de que ela era bem maior do que atualmente, além disso, o estágio de dissecação das vertentes nesse tabuleiro é intenso até os dias de hoje, ao ponto de promover a exumação da Formação Gramame quase que total. O mesmo ocorre também nas vertentes a oeste do Tabuleiro do Conde, local onde se encontra o Alto estrutural do Conde. As vertentes do lado esquerdo do riacho do Sarapo coincidem com a área que soergueu formando o alto, e, com isso, um intenso processo de dissecação se instalou, exumando a Formação Gramame e formando diversas cabeceiras de drenagem em anfiteatro.

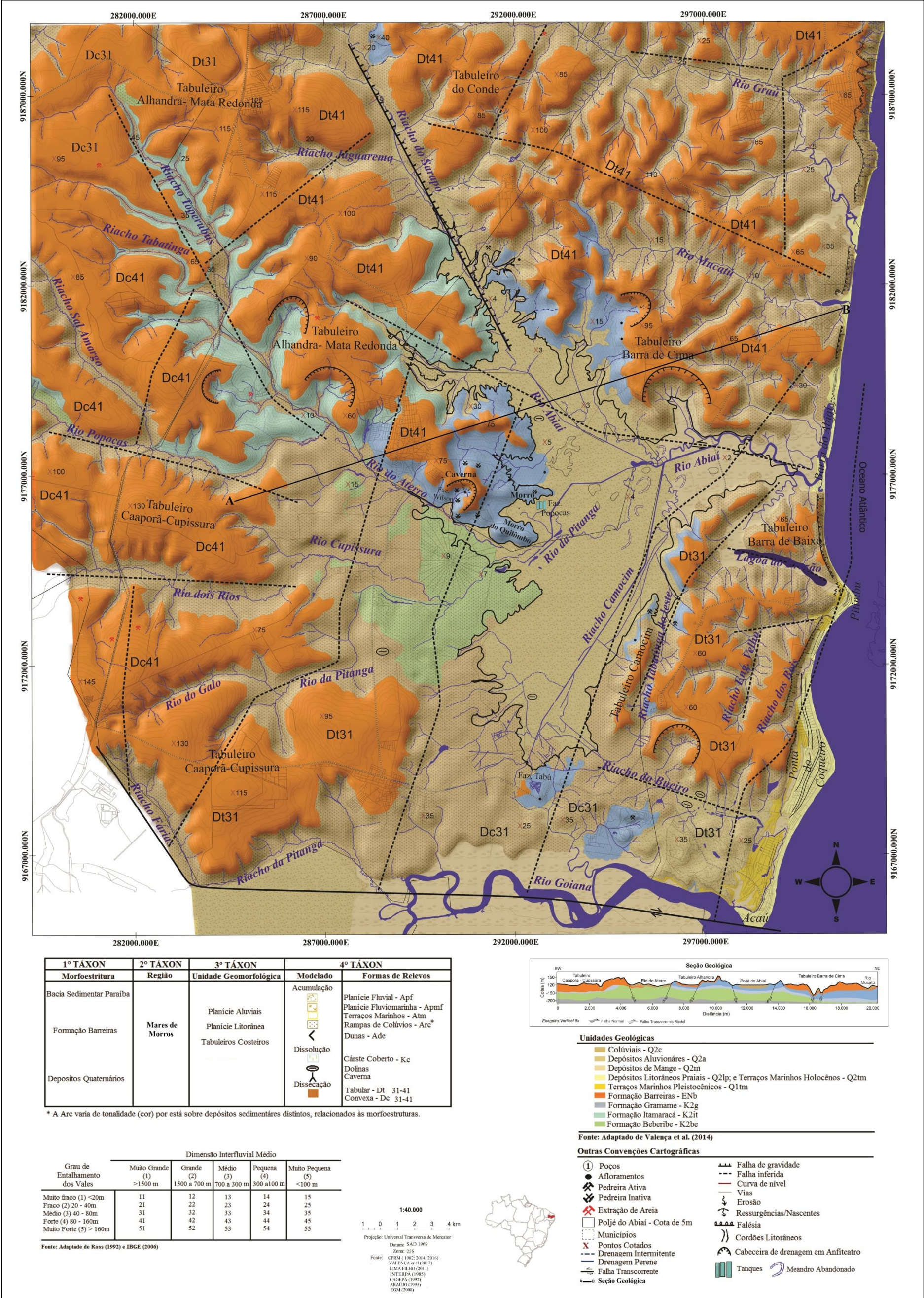
Evidentemente que o processo de dissolução evoluiu à medida que o clima foi tornando-se mais úmido, provavelmente devido à Última Transgressão, quando, segundo Suguio (2010), o mar alcançou, por volta dos 5.200 anos AP, um nível relativo posicionado a cerca de 5 m acima do atual. Esse nível destruiu parcialmente os terraços marinhos pleistocênicos e afogou lagunas e desembocaduras. Nesse período, o processo de colmatação, por deposição alúvio-coluvial, pode ter se intensificado e as pequenas dolinas, localizadas no interior do *poljé* foram preenchidas, tornando-se mais rasas. É provável que nessa época o mar tenha adentrado na porção oriental do *poljé* do Abiaí, e a passagem que já estava sendo dissecada pela ação da drenagem fluvial, por fim, desobstruiu-se, deixando de ter uma

morfologia de *poljé* aberto a montante para tornar-se um *poljé* aberto a montante e a jusante (Figura 22D).

Com a descida do nível relativo do mar subsequente ao Máximo Transgressivo, há 5.000 anos AP (SUGUIO, 2010), o clima mais seco deu origem às dunas localizadas sobre os terraços marinhos pleistocênicos da praia de Pitimbu, além da construção dos terraços marinhos holocênicos e, conseqüentemente, a progradação da linha de costa (Figura 21). Durante os últimos 2.000 anos, o nível de mar parece não ter sofrido oscilação significativa, definindo a configuração atual da costa paraibana.

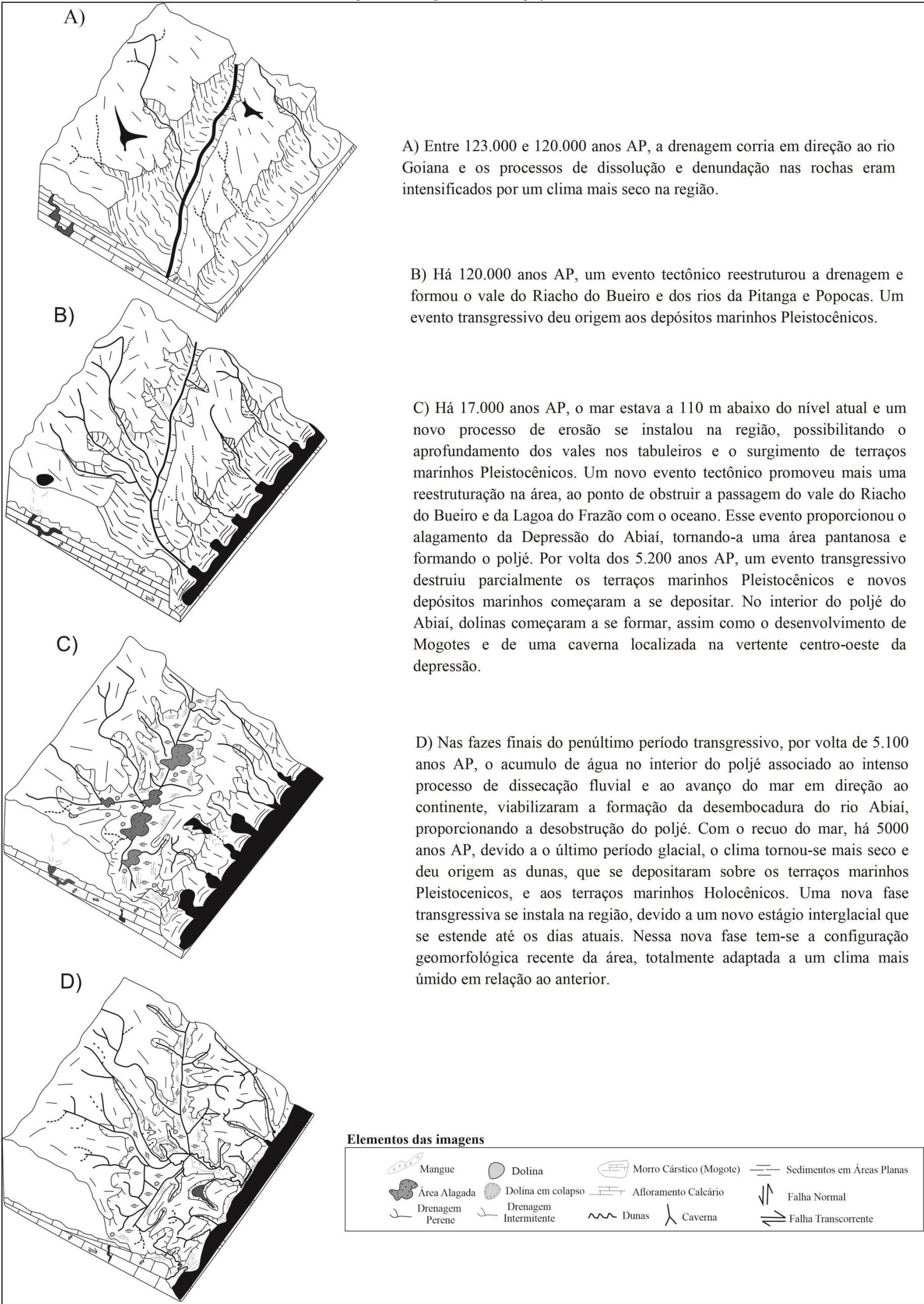
Em relação à atual forma do *poljé* do Abiaí, verifica-se que, por estar em um ambiente mais úmido e coberto por uma espessa camada de solos, originada pelo processo pedogenético dos depósitos subsequentes à Formação Gramame, e por encontrar-se à margem de uma bacia sedimentar do tipo passiva, que não gera orogenias, mas subsidências condicionadas por falhas normais, suas características são sutis. Aparentemente, consiste de *poljé* coberto, de profundidade rasa e aberto a montante e a jusante. A seguir, serão traçadas as fases evolutivas atuais de suas feições geológicas e geomorfológicas.

Figura 21 – Mapa geológico-geomorfológico da área de estudo



Fonte: A Autora (2020).

Figura 22 – Estágio evolutivo do poljé do Abiaí



4.4.2 Caracterização litológica da área de estudo

Os estudos do Quaternário admitem que as glaciações ocorridas nessa época determinaram períodos secos e úmidos nas regiões tropicais e, por isso, se tornam responsáveis pelas modificações na paisagem dessas regiões, pois foi após a última transgressão, ocorrida no Pleistoceno Superior e no Holoceno Inferior, que se iniciou a fase úmida atual e, a partir dessa nova condição climática, um novo sistema morfogenético se estabeleceu, respondendo pela evolução das formas e processos atuais.

É cabível lembrar que a paisagem da área reflete a interação de um complexo de fatores de ordem estrutural e climática, em que a participação do homem, nos últimos anos, passou também a ter importância na intensificação dos processos em alguns pontos localizados. Além disso, os dados estruturais são importantes na explicação do relevo, por facilitar o entalhe e a orientação da dissecação, mas não possuem a primazia na explicação das formas do modelado, que estão mais relacionadas ao clima e à natureza litológica das rochas.

Em regiões tropicais como o Brasil, a cobertura pedológica tende a ser significativa, e, por isso, feições cársticas evoluem principalmente na *interface* solo-rocha (AULER; PILÓ; SAADI, 2005). Na área de estudo, essa característica é marcante ao ponto de muitas feições estarem encobertas pelos solos, mas seu modelado é perceptível em superfície, o que evidencia um carste epigênico, desenvolvido na zona subcutânea (epicarste), sob influência da telogênese.

Apesar de este estudo tratar-se da investigação do desenvolvimento de feições cársticas em uma porção do litoral sul da Paraíba, outras formas de relevo não relacionadas a esse processo também estão presentes na área. E, para melhor compreensão dos processos atuantes na região, capazes de desenvolver formas relacionadas à dissolução, dissecação e acumulação de sedimentos, considerações sobre a geologia e geomorfologia serão tratadas em associação.

Em estudos geomorfológicos, as informações estruturais têm o objetivo de identificar o contexto geológico no qual as formas se desenvolveram (TRICART, 1943). Nesse sentido, as informações geológicas estão inferidas no esboço geomorfológico e os dados sobre a natureza dessas rochas são advindos de observações em campo e perfis topográficos, em que alguns poços perfurados para a obtenção de água subterrânea e para informações sobre o fosfato na Paraíba complementam as informações de superfícies.

Por meio desses poços (Figura 16), o posicionamento da camada carbonática da Formação Gramame e Itamaracá (referente à zona fosfática) funcionou como horizonte guia.

Na grande maioria dos poços, a Formação Itamaracá localiza-se sobre a Formação Beberibe e logo abaixo da Formação Gramame. Nesse sentido, os tabuleiros nas imediações de Caaporã-Alhandra-Mata Redonda e em toda a porção oriental da área estudada são constituídos por sedimentos Barreiras e ocupam cerca de 196,40 km², o que equivale a 40,22% da área. Em termos de espessura, essa Formação varia entre 6 e 47 m de profundidade, onde o setor de maior espessura localiza-se no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda e o de menor espessura nas imediações dos Tabuleiros de Camocim e na praia de Acaú (Figura 16D).

Sobre esses tabuleiros localizam-se diversas áreas de areia branca de granulação variável, derivadas do processo de lixiviação que ocorre nos topos dos tabuleiros, caracterizando-se como materiais eluvionares (Figuras 23 e 24). Muitos dessas áreas com areias concentram uma fina camada de solo orgânico (horizonte A), seguida de um material de granulação muito fino e esbranquiçado, semelhante a um argilomineral do tipo caulinita, contendo estratificação laminar plana. Em sequência, um sedimento cinza-esbranquiçado apresenta estratificação cruzada planar, aparentemente originada por pequenos leques aluviais derivados da remobilização desses depósitos devido à extração ilegal de areia para a venda no setor de construção civil (Figura 21).

Figura 23 – Área de lavra de areia no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda



Fonte: A Autora (2019).

Nota: observar a camada de solo sobre a areia branca. O pacote sedimentar tem aproximadamente 2,5 m de altura, podendo ser pós-Barreiras ou retrabalhamento da Formação Beberibe.

Figura 24 – Destaque do afloramento de areia no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda



Fonte: A Autora (2019).

Nota: observar a ausência do horizonte A no afloramento e a exposição de fácies sedimentar que se semelha a um tipo de argilomineral. Nela é possível visualizar estratificação laminar plana, e de perto se vê uma intercalação entre grãos finos e mais grossos, formando um estrato de gradação múltiplo. Na fácies com sedimentos cinza-esbranquiçados, observa-se um tipo de estratificação cruzada com aprisionamento de sedimento enriquecido de matéria orgânica e sedimentos esbranquiçados. Pedologicamente observam-se horizontes B e C do solo.

Nos Tabuleiros de Caaporã-Cupissura, próximo à cidade de Caaporã, os dados de campo e de subsuperfície constataram que o calcário não se faz presente nesse setor. Essa rocha só é encontrada mais ao norte de Cupissura e na porção oriental da área, admitindo que, em algum ponto abaixo do tabuleiro, entre as cidades de Caaporã e Cupissura, o calcário é descontínuo e a Formação Barreiras repousa sobre a Formação Beberibe (Figura 16E).

Nas porções mais rebaixadas desses tabuleiros, existem areias brancas incoerentes de granulação variável, possivelmente oriundas do intemperismo das rochas conglomeráticas da Formação Beberibe (Figura 25) que afloram em cotas altimétricas de 10 a 35 m nesses setores. Esses arenitos conglomeráticos foram detectados por meio dos poços e de observações feitas ao longo dos canais dos rios Pitanga, Cupissura, Popocas e do Aterro. Também foram detectados nos riachos Tabatinga e Toperubus, a noroeste da área de estudo, em cotas altimétricas de 25 a 30 m e 50 a 70 m. No geral, a Formação Beberibe representa 2,37% ou 11,59 km² de área em superfície.

Figura 25 – Afloramento da Formação Beberibe no riacho Tabatinga, afluente do riacho Toperubus



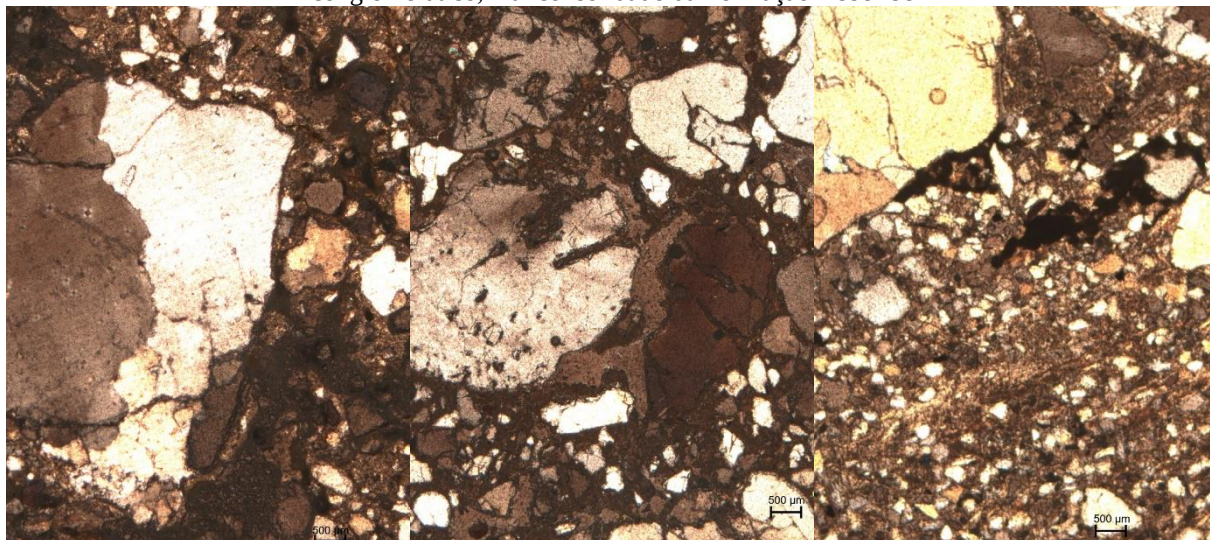
Fonte: A Autora (2020).

Nota: os afloramentos da Formação Beberibe ocorrem em nível de solo, nas margens dos rios que cortam os Tabuleiros de Caaporã-Cupissura.

A análise laboratorial feita nas amostras coletadas nos riachos do Aterro, Tabatinga e Toperubus demonstraram características semelhantes nos conglomerados (Figura 26). Todas as amostras apresentaram grãos mal selecionados e cristais de quartzos policristalinos com extinções ondulantes, provavelmente oriundos de rochas metamórficas e de uma zona de alto esforço. Também se constatarem cristais de quartzos monocristalinos com extensão plana proveniente de uma zona de baixo esforço (amostra 3). Observou-se a presença de minerais pesados (amostra 4) e argilas de infiltração (todas as amostras).

Essas semelhanças levaram ao entendimento de que tais afloramentos têm a mesma litologia e visivelmente constitui-se de rochas coerentes, com cimentação argilosa e/ou ferruginosa, de granulação variável e coloração variando de amarelo até cinza-esbranquiçado, compatível com as descrições da unidade litológica da Formação Beberibe. Nos poços selecionados para esta análise, a Formação Beberibe apresentou espessuras variáveis (entre 1 e 107 m), e no poço 7 foram detectadas apenas rochas dessa formação (Figuras 16B e 16E).

Figura 26 – Fotomicrografia de lâmina delgada através de microscópio petrográfico, mostrando o arenito conglomerático, mal consolidado da Formação Beberibe



Fonte: A Autora (2020).

Nota: nas fotomicrografias podem ser observados grãos de quartzo mal selecionados em matriz argilosa. A figura da esquerda corresponde à amostra 2, coletada no setor mais rebaixado do Tabuleiro de Caaporã-Cupissura, onde se verificam ao menos três tipos de cimentação que envolve os grãos de quartzos policristalinos com extensão ondulada e infiltração de argila nos grãos. A figura do meio corresponde à amostra 3, coletada no baixo curso do riacho Tabatinga, afluente do riacho Toperubus, na qual também se verificam quartzos policristalinos com superfície ondulada e plana. A figura da direita corresponde à amostra 4, coletada no alto curso do riacho Toperubus, e também apresenta vários quartzos policristalinos e presença de metais pesados.

As áreas apresentadas no esboço geológico-geomorfológico como calcário (Figura 21), provavelmente correspondem aos afloramentos da Formação Gramame, com exceção dos afloramentos da Formação Itamaracá localizados a noroeste da área de estudo. Esses afloramentos ocupam 16,44 km² ou 3,37% da área e encontram-se altamente retrabalhados, compondo-se, segundo Lima Filho (2011), de um conjunto de rochas calcárias detríticas com siliciclastos, arenitos calcíferos e níveis de marga e folhelho, todos bastante fossilíferos, contendo uma camada fosfática que marca o topo da Formação Itamaracá.

Talvez apenas uma pequena parcela mais a oeste da praia de Acaú, em função do posicionamento geográfico, seja de rochas da Formação Maria Farinha, porém essa evidência não foi constatada em campo, optando-se, portanto, em classificá-las em conjunto com a Formação Gramame que afloram em diversos pontos na área. O mesmo ocorre com os sedimentos da Formação Barreiras, localizados a oeste da rodovia BR 101, que diversas vezes foram mapeados como Formação Beberibe, porém, por falta de estudos mais detalhados, optou-se por mapeá-los como Formação Barreiras, como consta nos relatórios do Projeto Fosfato/Miriri da CPRM (1982).

No que se refere aos afloramentos de calcário da Formação Gramame, se não fosse o propósito de representar em mapa apenas os afloramentos evidentes e as dificuldades

proporcionadas pela extensa cobertura de culturas (cana-de-açúcar, dentre outras), associadas ao intenso intemperismo e aos processos responsáveis pelo movimento de regolitos nas vertentes (os colúvios), que ocupam 29,25%, ou 142,83 km² da área de estudo, as rochas calcárias da Formação Gramame estariam mais representadas no mapa e superariam os 3,79%, ou 18,49 km² que ocupam hoje no terreno.

Assim, as áreas nas imediações do Tabuleiro de Camocim e ao sul do riacho do Bueiro estariam mais representadas por calcários. O mesmo pode ser dito das vertentes do lado oeste do Alto do Conde, margem direita do riacho do Sarapo e no alto curso do rio Mucatu. Nessas áreas, a proximidade do calcário na superfície pode ser medida por meio dos poços 10, 12 e 13, pois a espessura do Barreiras pode variar entre 6 e 34 m (Figuras 16G, 21, 27 e 28). Também se acredita que na margem esquerda do rio Graú possa ocorrer afloramento de calcário, devido à espessura da Formação Barreiras, no poço 13, ser de apenas 10 m, enquanto que a Formação Gramame possui espessura de 55 m, sob uma cota altimétrica de 36 m. Porém, os calcários à esquerda do Rio Graú não foram representados no mapa por falta de trabalho de campo.

Os afloramentos calcários de maior expressividade ocorrem nas imediações de Alhandra. Nesse setor, as rochas chegam a se destacar na topografia, constituindo pequenas colinas e terracetes, lembrando terraços estruturais ao longo de algumas vertentes. Em geral, estão encobertos por uma fina camada de solo, onde se observam plantações de cultura de subsistência. É também nessa área que se localizam muitas pedreiras, atualmente desativadas (Figuras 21, 29 e 40).

Em geral, a região do Abiaí é bastante explorada pela atividade mineradora de calcário para a fabricação de cimento, visto que esse recurso se torna bastante abundante e de fácil exploração devido às características estruturais da região, que fazem com que esses calcários estejam bem próximos da superfície. No total, são três fábricas localizadas nos municípios de Alhandra, Caaporã e Pitimbu. Essas fábricas se instalaram nas vertentes do riacho do Sarapo, do Tabuleiro de Camocim e ao sul do riacho do Bueiro. Há também afloramentos de calcário em nível de solo, em cotas altimétricas de 5 a 15 m, que bordejam o fundo do *poljé* do Abiaí. Nessas áreas, o calcário aflora formando pequenas cabeças parcialmente cobertas por sedimentos aluvionares.

Figura 27 – Afloramento da Formação Barreiras



Fonte: A Autora (2019).

Nota: afloramento da Formação Barreiras no Tabuleiro de Pitimbu-Engenho Velho-Ponta de Coqueiro, localizado na margem da rodovia PB008 em cotas altimétricas de 40 m.

Figura 28 – Detalhe do afloramento da Formação Barreiras



Fonte: A Autora (2019).

Nota: identificam-se duas fácies sedimentares: a da base A aparenta sedimentação argilosa com superfícies onduladas e estruturas de sobrecargas, que possivelmente representa uma antiga planície de inundação; a fácies B apresenta estratificações cruzadas tabulares com gradação múltipla, típicas de depósitos de leques aluviais.

Figura 29 – Afloramento da Formação Gramame



Fonte: A Autora (2016).

Nota: afloramento calcário localizado no setor frontal do Tabuleiro Alhanda-Mata Redonda, onde se observa uma vegetação arbustiva e o contato geológico entre a Formação Barreiras e a Formação Gramame. O afloramento possui estratificação plana, intercalando camadas de rochas calcárias e margosas. O processo de dissolução ocorre entre os planos de acamamento. Também se encontram icnofósseis no afloramento, semelhantes à *thalassinoides*.

Nas planícies e nos vales dos rios e riachos encontram-se sedimentos recentes, como os depósitos aluvionares (Figuras 21 e 30), de mangue, litorâneos de praia e os terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, que, juntos, representam 20,6% ou 100,58 km² da área de estudo. No fundo do *poljé* do Abiaí, onde as cotas altimétricas variam entre 2 e 5 m, os depósitos aluvionares e de mangue são os de maior representatividade, porém, num pequeno trecho localizado próximo ao morro do Quilombo, o calcário aflora em cotas altimétricas de 5 m.

Não foi possível medir a profundidade do calcário em toda a extensão do fundo do *poljé*. Porém, por meio dos dados dos poços 1, 5, 11 e 12 (Figura 16F), acredita-se que os depósitos aluvionares e de mangue estejam sobrepostos ao Gramame, que se encontra a aproximadamente 5 m de profundidade, conforme foi calculado a partir do cruzamento de dados entre o topo da Formação Gramame e a Base da Formação Barreiras (Figura 17).

No setor leste do *poljé* do Abiaí, em cotas altimétricas entre 7 e 10 m, existem depósitos de areia branca acinzentada, muito semelhante aos terraços marinhos pleistocênicos (Figuras 21 e 31). Eles se localizam tanto ao norte quanto ao sul da desembocadura de rio do Abiaí e na porção leste do Riacho do Bueiro. Como exemplo, desses depósitos, tem-se aqueles localizados na porção oriental da lagoa do Frazão (Figura 21). Nesse setor, os níveis de terraços marinhos pleistocênicos estão recobertos por sedimentos eólicos (Figura 31), que obstruem a frente da lagoa, impossibilitando sua drenagem para leste.

Figura 30 – Sedimentos aluvionares no fundo do *poljé*



Fonte: A Autora (2018).

Nota: esses depósitos apresentam sedimentos de quartzo visualmente mal selecionados. Ao fundo, verifica-se a presença de um banco arenoso localizado sobre patamares de calcário (seta amarela).

Figura 31 – Nível de um terraço marinho pleistocênico



Fonte: A Autora (2019).

Nota: o afloramento de terraços pleistocênicos tem aproximadamente 2 m de altura, e sobre ele repousa uma duna que, juntos, chegam a medir 15 m de altitude.

4.4.3 Compartimentos geomorfológicos da área de estudo

A geomorfologia da área de estudo (Figura 21) foi compartimentada em quatro níveis hierárquicos, a saber: 1º táxon – domínio morfoestrutural; 2º táxon – regiões; 3º táxon - unidades geomorfológicas; e 4º táxon - modelado.

O domínio morfoestrutural ocorre em escala regional, organizada segundo o arcabouço geológico, marcada pela natureza das rochas e pela tectônica que atua sobre elas (IBGE, 2009). Sendo assim, identificaram-se na área três domínios morfoestruturais: (1) a bacia sedimentar Paraíba, do Cretáceo; (2) a Formação Barreiras, do Paleógeno-Neógeno; e os Depósitos Sedimentares do Quaternário.

Quanto às regiões geomorfológicas, estas representam compartimentos inseridos nos conjuntos litomorfoestruturais que estão sob a ação de fatores climáticos pretéritos e atuais, conferindo a elas características genéticas comuns, associadas às formações superficiais e às fitofisionomias. Desta forma, a região se insere no domínio de mares de morros, representados por áreas mamelonares tropicais - atlânticas florestadas. (IBGE, 2009; AB'SÁBER, 2003).

Sobre as unidades geomorfológicas, estas se definem como um arranjo de formas altimétricas e fisionomicamente semelhantes em seus modelados, onde as formas podem ser explicadas por fatores paleoclimáticos e por condicionantes litológicos e estruturais (IBGE, 2009). Nesse sentido, e conforme já mencionado em capítulos anteriores, a área de estudo constitui-se de três grandes compartimentos geomorfológicos: os Tabuleiros Costeiros, as Planícies Litorâneas e as Planícies Aluviais.

Esses compartimentos se subdividem nos modelados, que correspondem a padrões de formas de relevos que apresentam definições geométricas similares devido a uma gênese comum e de processos morfogenéticos atuantes, resultando na recorrência dos materiais correlativos superficiais (IBGE, 2009). Na área de estudo foram identificados três tipos de modelados: dissecação, dissolução e acumulação.

4.4.3.1 Formas de relevo de dissecação

Segundo a toponímia local, os Tabuleiros Costeiros recebem essa designação por apresentarem topografias de terrenos relativamente planos, com os limites terminando geralmente de forma indistinta com as vertentes fluviais e abruptas ao longo das falésias. Na área de estudo (Figura 21), esse padrão de relevo possui cotas altimétricas de até 145 m em

relação ao nível do mar, ocupando aproximadamente 34% do terreno, o que equivale a 166,69 km², e, quando somados aos materiais coluvionares, chegam a 71%, ou 331,44 km². Quatro unidades morfoestruturais, esparsamente distribuídas nos limítrofes da área, constituem essas formas de relevos. Assim têm-se:

4.4.3.1.1 *Tabuleiros de Alhandra-Mata Redonda*

Esses tabuleiros formam uma faixa relativamente estreita, disposta seguindo a direção SE-NW. Os pontos com cotas altimétricas superiores a 80 m localizam-se a nordeste da cidade de Alhandra. Constituem-se de topos relativamente planos a semicolinosos, originados pelo soerguimento do pacote sedimentar. Os graus de entalhamento dos vales variam de forte-Dt41 (40 a 80 m) a médio-Dt31 (20 a 40 m), com dimensão interfluvial muito grande (> 1.500 m).

Nessa área existe uma pequena superfície plana (Figura 21), em forma de ferradura, que resiste ao intenso processo de erosão regressiva proporcionado por diversas cabeceiras de drenagem em anfiteatro. Suas vertentes são bastante íngremes e complexas, compostas por rochas calcárias na base, formando perfis convexos, enquanto que no topo os sedimentos são formados por rochas da Formação Barreiras. Em função da maior erosão regressiva proporcionada por várias cabeceiras de drenagem, as vertentes tornam-se íngremes e côncavas no contato entre as duas unidades litológicas. O contato entre as unidades foi medido em campo e ocorrem em cota altimétrica de 45 m.

Outro fato observado nas encostas desses tabuleiros é a presença de terraços estruturais posicionados na zona de contato entre as duas Formações, quando o pacote sedimentar sobre o calcário é pouco espesso. Seu desenvolvimento está relacionado à maior circulação de água subterrânea na base da Formação Barreiras. Nesses tabuleiros, os terraços estruturais encontram-se nas vertentes voltadas para o *poljé* do Abiaí.

4.4.3.1.2 *Tabuleiros de Caaporã-Cupissura e Acaú*

Esses tabuleiros localizam-se na porção noroeste, sudeste e sul da área de estudo. Os pontos com cotas altimétricas mais elevadas, até 145 m, localizam-se a oeste de Caaporã e noroeste de Pedras de Fogo, enquanto que as cotas mais baixas, inferiores a 40 m, estão ao sul, entre a praia de Acaú e a fazenda Tabú. Nos Tabuleiros de Caaporã-Cupissura, verificam-se formas de dessecação do tipo convexo (Figura 32), com grau de entalhamento variando de

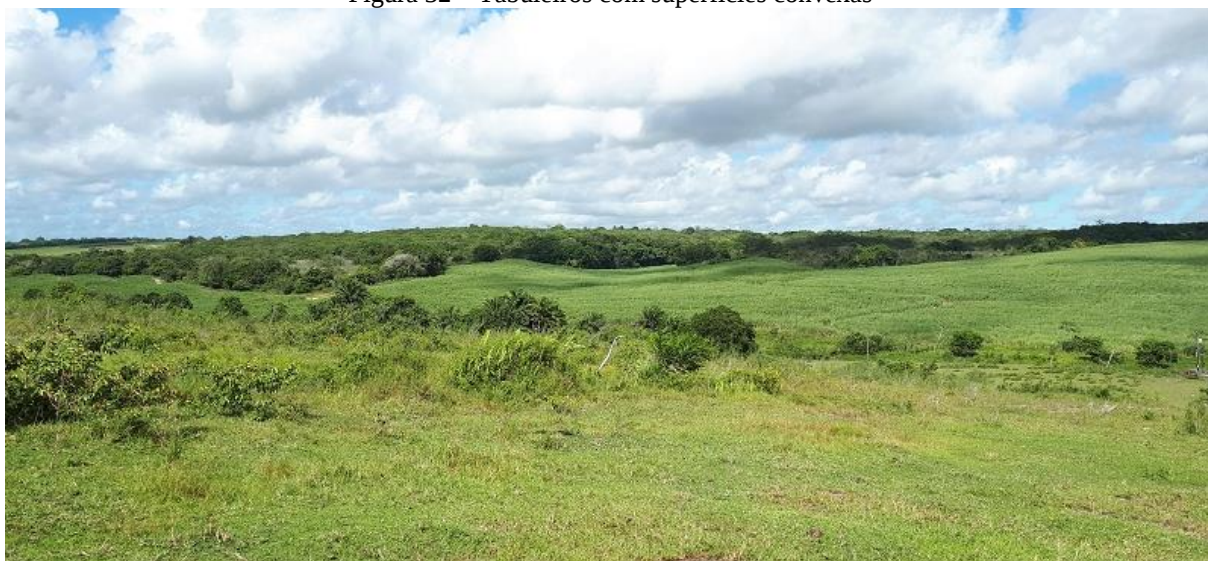
forte-Dc41 (40 a 80 m) a médio-Dc31 (20 a 40 m) e dimensão interfluvial muito grande (> 1.500 m).

A natureza dessa convexidade pode denotar controle estrutural ou proximidade com a borda da bacia sedimentar Paraíba. Seus vales são bem definidos e possuem vertentes bem entalhadas e cabeceiras de drenagem de primeira ordem.

A partir da cidade de Caaporã, em direção leste, uma superfície degradada desenvolve-se seguindo uma faixa aproximadamente paralela ao rio Goiana. As cotas variam de 115 m, nas imediações de Caaporã, até cerca de 10 m, na borda leste, em contato com a planície costeira da praia de Acaú. Nesse setor observa-se uma superfície de dissecação de topo relativamente plano a oeste, passando para convexo, tornando-se suavemente plano a leste. O grau de dissecação é médio, Dc31-Dt31 (20 a 40 m), e a dimensão interfluvial é muito grande (> 1.500 m).

Nas imediações da fazenda Tabú, os tabuleiros são menores e mais rebaixados, formando pequenas colinas. Nesses tabuleiros, uma fina camada de materiais coluvionares e resquícios de cobertura da Formação Barreiras recobrem o calcário subjacente. Os vales são mais abertos e associados às vertentes do tipo convexas, que vão se aplainando, mas mantendo suaves ondulações em direção ao *poljé*. Possivelmente, as intensificações dos processos erosivos nessa área estejam relacionadas a movimentações de blocos durante as reativações no Quaternário. Tais evidências podem ser aventadas pela possível movimentação estrutural que colaborou com a formação do *poljé* do Abiaí.

Figura 32 – Tabuleiros com superfícies convexas



Fonte: A Autora (2019).

Nota: este tabuleiro localiza-se no alto curso do riacho Toperubus, bem próximo de sua nascente, onde ocorrem afloramentos da Formação Beberibe e sua forma pode estar relacionada a movimentos estruturais recentes.

4.4.3.1.3 Tabuleiros da região de Pitimbu e Conde

Localizam-se na porção centro-oriental do mapa e ao norte do Tabuleiro de Barra de Baixo. No geral, formam uma superfície plana com suave inclinação para nordeste e cotas altimétricas que variam de 40 a 63 m nos Tabuleiros de Pitimbu-Camocim-Barra de Baixo, e 30 a 120 m nos Tabuleiros do Conde e Barra de Cima (Figura 33). O grau de dissecação varia de forte-Dt41 (40 a 80 m) a médio-Dt31 (20 a 40 m), com dimensão interfluvial muito grande (> 1.500 m). Esses tabuleiros estão esculpidos em sedimentos da Formação Barreiras, na porção superior, e em rochas calcárias, na base das vertentes voltadas a oeste. Quando a camada do Barreiras se torna pouco espessa, formam-se terraços estruturais, semelhantes aos que ocorrem nos Tabuleiros de Alhandra-Mata Redonda.

Figura 33 – Tabuleiros com topo plano



Fonte: A Autora (2019).

Nota: observar o horizonte da imagem, onde é possível perceber a planura dos tabuleiros localizados nas imediações entre Conde e Pitimbu.

Para leste, os tabuleiros da região do Conde, Pitimbu e Acaú se projetam ao litoral, constituindo, em contato com a planície litorânea, extenso alinhamento de falésias. Essas falésias marcam o contato entre os tabuleiros e a planície litorânea, que se posicionam seguindo a direção N-S, sendo interrompidas apenas nas desembocaduras dos rios.

Sua litologia é constituída apenas por rochas da Formação Barreiras, e os processos responsáveis por sua elaboração são decorrentes da ação combinada entre a dinâmica marinha e continental. A primeira relaciona-se com a variação do nível do mar no Quaternário e as ações mútuas das ondas e correntes de deriva, que provocam o solapamento e desequilíbrio nas bordas dos blocos sedimentares, que, com o passar do tempo, unem-se aos processos da dinâmica continental (infiltração, escorregamento e movimentos de massa), desenvolvendo processos de desmoronamento e recuo das falésias. No geral, apresentam altitudes entre 30 e 40 m.

4.4.3.2 Formas de relevo de acumulação

As zonas de acumulações se diferenciam em função de sua gênese, em fluviais, marinhos, eólicos e de gênese mista, resultante da conjunção ou atuação simultânea de processos diversos (IBGE, 2009).

4.4.3.2.1 Rampas de colúvio

Essa unidade localiza-se entre as encostas e a base dos Tabuleiros Costeiros e resultam da desagregação dos sedimentos oriundos dos topos dos tabuleiros, em resposta ao intenso processo de dissecação da área (Figuras 21 e 34). As rampas se fundem com as áreas plana e suave ondulada, que se projetam para a jusante, confundindo-se com as planícies fluviais.

Figura 34 – Rampas de colúvio



Fonte: A Autora (2020).

Nota: coluviões depositadas sobre a Formação Barreiras localizadas na porção oeste do Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda. Observa-se a presença de concreções e rochas conglomeráticas de tamanhos variáveis no interior do depósito.

São encontradas em maior representatividade na base das vertentes voltadas para o *poljé* do Abiaí e para as sub-bacias hidrográficas. Também ocorrem em frente às falésias,

projetando-se sobre os sedimentos arenosos da pós-praia. Suas origens estão relacionadas, possivelmente, às oscilações climáticas pós-pleitocênicas, porém, para melhor elucidar essas suposições, faz-se necessário realizar um estudo em escala de detalhe e com objetivos voltados para a evolução dessas encostas.

Observações de campo identificaram depósitos de linhas de pedras (*stone lines*) no interior dessas rampas de colúvio, que podem estar relacionadas a um clima mais seco do que o atual, visto que estudos realizados por Cailleux e Tricart (1957 *apud* AB'SÁBER, 2003) caracterizam essas estruturas como um tipo de paleomovimento detrítico gerado em climas semiáridos. Para Bezerra *et al.* (2001), Bezerra, Fonseca e Vita-Finze (2005) e Nogueira *et al.* (2006), esses paleomovimentos detríticos podem indicar pulsos de soerguimentos de superfícies culminantes que limitam sua extensão no interior.

4.4.3.2.2 Planícies

Na área de estudo, as planícies ocupam 23% ou 114,99 km² do terreno, e se subdividem em fluvial, fluviomarinha, marinha e cárstica.

A planície fluvial relaciona-se aos inúmeros vales que são drenados pelos rios consequentes que cortam os Tabuleiros Costeiros nas direções SE-NW e E-W. Ao drenar essas áreas, os rios desenvolvem as planícies fluviais que tendem a seguir o curso principal paralelamente, mas só se tornam expressivas no baixo curso quando as cotas altimétricas se aproximam do nível do mar (Figura 21). É também nesse trecho de cotas mais baixas que se desenvolvem as planícies flúvio-marinhas, resultantes da combinação de processos fluviais e marinhos, influenciado pela oscilação das marés de sizígia, presente desde a desembocadura dos rios que deságuam no oceano até onde se faz vigente a ação das marés (MOREIRA, 2006).

A planície que mais se destaca na área, em termos de representação areal, é a do *poljé* do Abiaí (Figuras 21 e 35). Conforme visto na seção 2.1, o termo *poljé* significa grandes planícies que podem ser desenvolvidas sobre uma linha de falha, ou pela carstificação em zonas tectônicas (CVIJIC, 1918). No caso do *poljé* do Abiaí, seu desenvolvimento resulta da conjunção ou atuação simultânea de processos fluvial, marinho e cárstico, formada sob uma ampla área deprimida e encaixada entre os Tabuleiros Costeiros. Litologicamente está recoberta por aluviões arenosas e areno-argilosas que recobrem quase toda a depressão, salvo as áreas de depósitos de mangue, constituídos de sedimentos vadosos, siltosos e argilosos de coloração escura em resposta à presença de matéria orgânica.

Figura 35 – *Poljé* do Abiaí

Fonte: A Autora (2017).

Nota: observar a planura do fundo do *poljé* do Abiaí, onde a montante estão os Tabuleiros de Camocim e Barra de Baixo. À direita da imagem está a indústria de cimento, e à esquerda a barra do Abiaí.

O *poljé* faz contato com a planície marinha através da atual desembocadura, em um local denominado de barra do Abiaí, e através do sistema hidrográfico Abiaí-Lagoa do Frazão, e do vale do Riacho do Bueiro. A barra do Abiaí ocupa uma área rebaixada entre os Tabuleiros de Barra de Baixo e Barra de Cima (Figura 21).

Figura 36 – Desembocadura do rio Abiaí



Fonte: A Autora (2021).

Nota: fotografia aérea da desembocadura do rio do Abiaí. Na imagem é possível identificar a barra, as dunas Holocênica, o estuário confinado a direita da desembocadura e um pequeno trecho do terraço marinho pleistocênico, a esquerda da imagem. Além disso, foram identificadas algumas morfologias existentes em um estuário dominado por onda.

Nesse setor, desenvolveu-se um extenso estuário dominado por onda e limitado a leste por uma longa flecha litorânea de aproximadamente 2,5 km de extensão. Próximo a linha de costa localiza-se um campo de dunas fixas do Holoceno, com cotas altimétricas de até 15 m. Na porção ocidental à direita dessa desembocadura formou-se um estuário confinado entre as dunas do Holoceno e o terraço marinho pleistocênico, enquanto que a esquerda da desembocadura tem-se uma pequena lagoa de aproximadamente 0,02 km². Além disso, nesse trecho, os terraços marinhos pleistocênico são mais extensos e encontram-se mais preservados em relação a outros terraços de mesmo período localizados na área de estudo (Figura 36).

Mais para o sul, entre os Tabuleiros de Pitimbu-Ponta de Coqueiro e as elevações degradadas da praia de Acaú, localiza-se o riacho do Bueiro (Figura 21). Esse paleovale é preenchido por sedimentos enriquecidos em matéria orgânica que recobrem pequenas depressões circulares associadas a cursos d'água que interligam as depressões a uma área pantanosa. Esse microssistema corrobora a ideia da existência de processos cársticos em subsuperfície. No setor sudeste do riacho do Bueiro existe uma superfície em forma de morro plano (Figura 37) que possivelmente esteja relacionada a formas de acumulação antropogênica constituída por algum tipo de rejeito de obras de infraestrutura viária ou da indústria de cimento localizada próxima a ele. Para leste, esse paleovale encontra-se obstruído por terraços marinhos e pela planície litorânea, porém ainda sofre influência das marés através de um emaranhado de pequenos canais (Figura 38).

Figura 37 – Paleovale do riacho do Bueiro e o morro antropogênico



Fonte: Utaiguara da Nóbrega Borges (2019).

Nota: vista aérea do riacho do Bueiro, onde se observa a forma de morro plano (seta amarela) e, ao fundo, a fábrica de cimento sobre uma colina.

Figura 38 – Terraços marinhos pleistocênicos e pequenos canais meandrantes no Riacho do Bueiro



Fonte: Utaiguara da Nóbrega Borges (2019).

Nota: os terraços pleistocênicos contendo bancos de areia de idade mais recentes que obstruem a passagem da drenagem (seta amarela) e, à direita, verifica-se um canal meandrante que deságua no oceano.

Na porção ocidental do *poljé* do Abiaí, dois setores se destacam por apresentarem morfologia e estrutura bem definida, além de processos de carstificações. O primeiro localiza-se na porção N-NW do mapa, onde se encontram os Tabuleiros de Alhandra-Mata Redonda e do Conde (Figura 21). Nessa região, a planície é compartimentada em dois vales encaixados e amplos que se dispõem paralelamente seguindo a direção NW-SE, estendendo-se mais para a montante. Esses vales correspondem ao alto e médio curso dos riachos Toperubus e do Sarapo, cujos baixos cursos estão inseridos na planície do Abiaí (rios do Aterro e do Abiaí). O segundo setor corresponde a toda a porção sudeste da planície, onde uma extensa superfície plana e suavemente inclinada se projeta para a depressão suprindo-a de materiais coluvionares derivados das associações de sedimentos das Formações Barreiras e Beberibe, que se misturam às aluviões.

Na sua porção central ocorrem as áreas de maior amplitude e planura, marcadas por inúmeras variedades de feições morfológicas, como os meandros ativos e abandonados, canais abandonados, depressões circulares, terraços fluviais, barras e diques marginais. Acima desses

níveis destacam-se os terraços estruturais e pequenas elevações colinosas de calcário e alguns bancos arenosos dispostos em todas as direções da planície (Figuras 30, 39 e 40).

Apesar de a região ter maior concentração de planícies fluviais, os manguezais ainda se fazem muito presentes e ocupam a porção centro-oriental do mapa. Grande parte das áreas mapeadas como aluviões também sofrem influência marinha durante as grandes marés. Segundo Araújo (1993), isso ocorre porque os canais anastomosados, associados às depressões e aos canais retificados pelo homem, na tentativa de tornar a área menos alagada e cultivável, exercem uma função contrária, nos dias atuais, pois, ao invés de canalizar a água em direção ao oceano, favorecem a penetração da água salgada mais a montante, distante da desembocadura.

Outras planícies fluviais e flúvio-marinhas também se fazem presentes na região, porém não possuem conexão com o *poljé* do Abiaí, como as dos rios Mucatu e Graú, localizadas ao norte, e a planície do rio Goiana, localizada ao sul da área de estudo.

Quanto à planície litorânea, esta se caracteriza como terrenos sedimentares, de cotas altimétricas entre 0 e 12 m, formados durante o Quaternário a partir de processos marinhos, flúvio-marinhos e eólicos. Na área de estudo, essas planícies envolvem as praias, as dunas e os terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos. Também se observam nessa localidade os terraços de abrasão, relacionados ao processo de recuo das falésias, as rochas de praias e os recifes.

Figura 39 – Colina de calcário na área de estudo



Fonte: A Autora (2018).

Nota: elevação colinosa (mogote) localizada na borda oeste do fundo do *poljé* do Abiaí. No horizonte, observam-se os tabuleiros quase planos e uma área alagada que corresponde a um ponto de descarga da drenagem (seta amarela) feita nos dias de hoje para tornar a região menos pantanosa.

Figura 40 – Imagem aérea do morro do Quilombo (mogote)



Fonte: Ivanildo Costa da Silva (2020).

Nota: nessa imagem verifica-se a ocorrência de rochas calcárias (seta amarela) no morro do Quilombo, que se dispõem em forma de terraços estruturais, começando desde o topo até o sopé. Essas rochas também afloram em cotas altimétricas de 5 m.

Segundo Araújo (1993), as praias dessa região apresentam declividades de baixa a média e estão inseridas em celas litorâneas instáveis separadas por pontais arenosos em forma de cúspides. Tais características se repetem em praticamente toda a extensão litorânea da Paraíba, caracterizada por praias estreitas e arenosas cortadas pelo avanço dos tabuleiros em direção ao mar e pelos diversos estuários dos rios consequentes que drenam suas águas para o mar.

Na área de estudo (Figura 21), a planície marinha se diferencia entre o setor norte e sul, principalmente em relação à largura e aos processos progradantes. Na porção norte, a área de praia é mais estreita devido aos tabuleiros estarem mais próximos do mar, o que causa um intenso processo de abrasão marinha nessas falésias. Durante a maré alta, as ações das ondas rompem a zona de estirâncio e erodem as frentes das falésias, geralmente preenchidas por rampas de colúvios ou leques aluviais. Esses fenômenos constroem falésias bastante íngremes, além disso, os processos pluviais são tão intensos nesses tabuleiros que as ravinas evoluem rapidamente para voçorocas (Figura 41).

Na frente dessas falésias localizam-se fragmentos endurecidos, de constituição arenítica e ferruginosa, provenientes do recuo dessas vertentes. Esses depósitos formam os terraços de abrasão e nas suas proximidades é possível observar sedimentos praias e

afloramentos da Formação Barreiras sob lâminas d'água, formando as piscinas naturais e pontais rochosos.

Figura 41 – Voçoroca no Tabuleiro do Conde, norte da área de estudo



Fonte: A Autora (2018).

Nota: no Tabuleiro do Conde, existem diversos setores onde se desenvolvem intensos processos erosivos. Na imagem é possível verificar pontos em que o material litológico resiste à erosão formando morros residuais semelhantes a um pináculo (seta amarela). Também é possível observar uma linha (seta preta) que divide ao meio o afloramento da esquerda e que possivelmente corresponda a um nível de paleossolo. Mais a montante, dentro do mar, verifica-se a existência de rochas relacionadas a terraços de abrasão.

Nos setores ao sul, a planície marinha vai se alargando em resposta ao recuo das vertentes, formando uma alternância entre falésias ativas e inativas. As praias são mais amplas e aparentemente rasas. Os recifes tornam-se mais próximos à linha de costa, favorecendo os processos deposicionais na área. Esse fenômeno corrobora com a formação de pontais arenosos em forma de cúspides. No extremo sul, praia de Acaú, a planície alcança largura bem maior que nas outras áreas, devido à existência de bancos arenosos submersos, posicionados seguindo a direção norte-sul e que acompanham o canal principal da desembocadura do rio Goiana. Também é nesse setor que se têm, em melhor grau de preservação, os terraços marinhos holocênicos. Esses terraços formam cordões litorâneos que remetem a antigas linhas de costa e se posicionam paralelamente entre si e entre a atual linha de costa.

4.4.3.3 Formas de relevo de dissolução

As formas de relevos de dissolução são elaboradas a partir de rochas solúveis, como as carbonáticas. Elas podem ser classificadas de acordo com sua evolução e identificadas mediante aspectos observados em superfície ou em subsuperfície (IBGE, 2009).

Na área de estudo, essas formas de relevo estão presentes e ocupam 7% ou 34,75 km² de área. Elas se caracterizam por três conjuntos morfológicos relacionados às formas superficiais, subsuperficiais e subterrâneas, que ocorrem no domínio da espeleogênese epigênica. As formas superficiais correspondem às dolinas, o *poljé* do Abiaí, pontos de ressurgências, paredões calcários e morros cársticos (mogote); o segundo tipo relaciona-se aos terraços estruturais e aos criptocarstes (fraturas, juntas e diáclases); e o terceiro tipo está relacionado ao meio dominado pela caverna.

As dolinas identificadas na área ocorrem distribuídas espaçadamente, tanto em regiões planas como sobre os Tabuleiros Costeiros (Figura 21). Segundo Karmann (2009), essas dolinas podem ser classificadas como de subsidência ou de colapso. Ambos os casos estão correlacionados ao processo de dissolução da água rica em sais e ácidos, sobretudo o ácido carbônico, que percola as rochas através de fraturas (ou condutos), alimentando o lençol freático e ocasionando a subsidência do terreno.

No momento em que ocorre o rebaixamento do lençol freático, por motivos múltiplos, tem-se a formação de uma caverna subterrânea que, com o passar do tempo, sofre rebaixamento do teto, formando dolinas de colapso ou de colapso de carste subjacente. Por outro lado, também se formam dolinas quando a água pluvial é drenada para um ponto e, com o passar do tempo, vai se infiltrando nas áreas porosas da rocha calcária até promover a subsidência do terreno, sem que ocorra a formação de cavernas subterrâneas. Esse processo pode gerar dois tipos de dolinas: a de dissolução e a de subsidência, quando não há ruptura para uma cavidade de dissolução intraestratal. À medida que a dissolução prossegue atingindo o lençol freático, a dolina é preenchida por água do aquífero (KARMANN, 2009).

Não foi possível identificar o tipo de processo que deu origem às dolinas que ocorrem na área, porém se verificou certo alinhamento nessas depressões, o que leva ao entendimento de que suas ocorrências estejam relacionadas a antigos lineamentos estruturais ou zonas de maior fragilidade da rocha calcária. Segundo Kohler (2011), essa característica pode relacionar suas origens a vazios subterrâneos ou condutos com água localizados no endocarste.

No fundo do *poljé* do Abiaí foram identificadas duas dolinas que estão alinhadas seguindo a direção NW-SE (Figura 21). Essas depressões posicionam-se entre os rios Abiaí e Pitanga e o riacho Camocim. Na porção sudeste do *poljé*, onde o Tabuleiro de Caaporã-Cupissura se projeta para a grande depressão, também se verifica a presença de uma dolina

em cota altimétrica de 40 m (Figura 21). Ela está disposta seguindo a direção NE-SE e também se verifica certo grau de alinhamento com a dolina localizada entre o rio da Pitanga e o riacho de Camocim. Outro ponto onde se verificou a presença de depressões circulares foi no paleovale do Riacho do Bueiro. Essas depressões se posicionam paralelamente entre si, dispondo-se na direção SW-SE. No Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda, foi identificado, na zona epicárstica de uma antiga área de lavra, uma forma côncava que pode estar relacionada a uma pequena dolina ou tratar-se de uma estrutura de escavação e preenchimento associada a uma paleodrenagem (Figura 42).

Figura 42 – Ocorrência de uma suposta dolina na zona epicárstica no Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda



Fonte: A Autora (2016).

Nota: observa-se uma pequena depressão no topo do afloramento (linha tracejada) que está preenchida por sedimento.

Outra feição exocárstica presente na área são os morros cársticos, os mogotes, posicionados a centro-oeste do *poljé* do Abiaí (Figuras 21, 39 e 40). Eles correspondem aos morros do Quilombo e o da Fazenda Popocas, que se encontram parcialmente cobertos por uma fina camada de solo (Formação Barreiras). Segundo Kohler (2011), essas formas de relevo são chamadas no carste Dinárico de *hun*, mas para Ab'Sáber (2010) consistem de um

morro testemunho, que representa um retalho de uma estrutura sedimentar, que, anteriormente, possuía maior extensão no território considerado.

Toda a região da porção leste do Tabuleiro de Alhandra-Mata Redonda, onde se localizam os morros acima mencionados, possui carste parcialmente coberto por uma fina camada de solo. Nessa área, assim como na vertente a nordeste do rio Abiaí, verificaram-se níveis de terraços estruturais que se posicionam na zona de contato entre o solo e a camada de calcário. Esses terraços conferem à área uma superfície em forma de degrau, e, devido à sua origem estar relacionada à maior circulação de água de subsuperfície, surge nesses trechos pontos de ressurgências de água dos aquíferos da unidade litológica superior. Até o presente identificaram-se cinco pontos de ressurgência em cota altimétrica de até 45,5 m. Essa cota corresponde ao contato entre a Formação Barreiras e o calcário subjacente, o que leva ao entendimento de que as águas que ressurgem no nível de 45,5 m são oriundas da base do aquífero Barreiras, isso quando se tem uma camada de calcário sotoposta. No entanto, existem pontos em que a água da Formação Barreiras consegue penetrar através de fissuras no calcário da Formação Gramame e Itamaracá, fazendo com que a água ressurja em nível altimétrico de 35,5 m. Nesse setor, constatou-se que os calcários se encontram levemente dobrados, mas mantendo a estratificação plana paralela. O processo de dissolução atinge com intensidade as camadas mais solúveis da rocha, e para que ocorra a infiltração da solução na camada de calcário, as fendas iniciais (estratificação, juntas, falhas) são gradualmente ampliadas pela ação física e química da água, por meio da erosão e da lixiviação. Então, com uma dada intensidade do fluxo e com a ação erosiva, a água tende a buscar uma saída formando pontos de ressurgências em áreas dominadas pela Formação Gramame e Itamaracá.

Na localidade da fazenda do Sr. Wilson (Figura 21), observaram-se diversas formas de relevo ligadas ao processo de carstificação. O terreno da fazenda situa-se em um anfiteatro de cabeceira de drenagem, e nessa região identificou-se um sistema cárstico ativo, onde a dinâmica da água, associada à vegetação e à camada pedológica, resultou na movimentação de material a partir da zona de erosão em direção à zona de deposição, fazendo com que se gerassem formas cársticas.

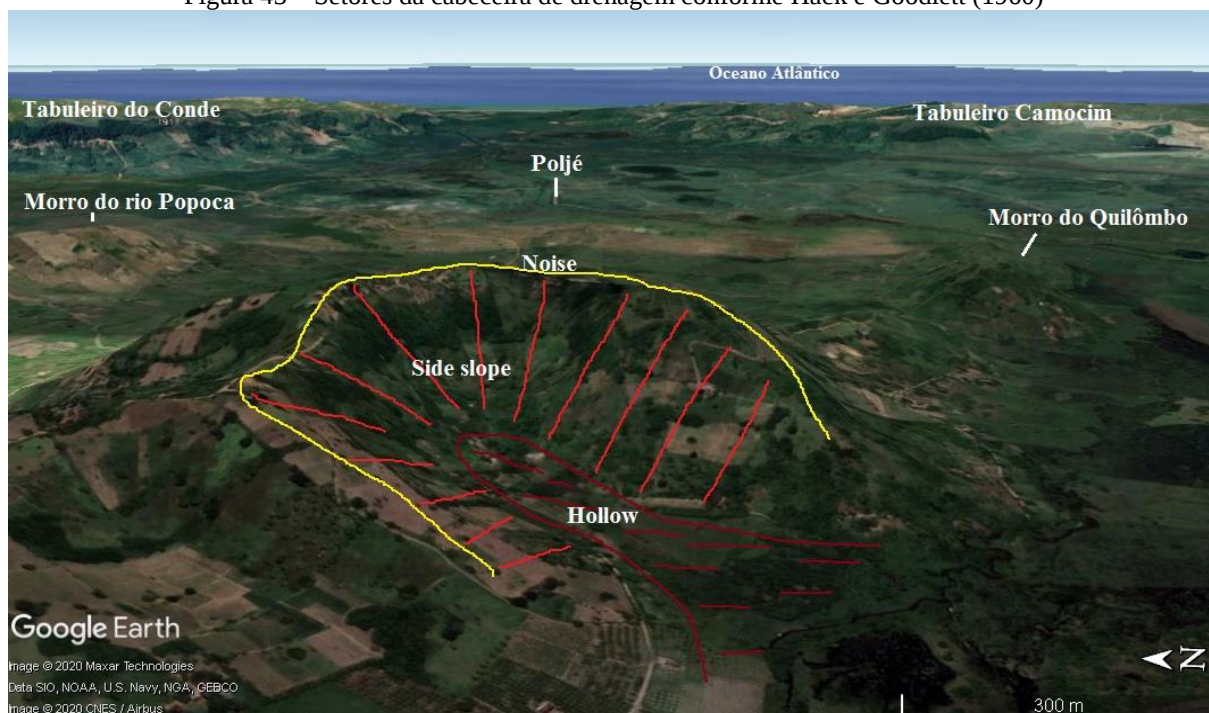
Para Ford e Williams (2007), o sistema está ativo quando a água penetra em direção ao subsolo (carste de introdução ou *input karst*), preparando a rocha para alteração mediante processos geoquímicos (paragênese). Em seguida, o novo material formado é transportado e removido aos poucos pelo fluxo da água (erosão, singênese), formando condutos até chegar à saída do sistema subterrâneo (carste de restituição ou *output karst*).

As morfologias encontradas na área vão desde criptocarstes e formas ruiformes (lápias) até paredões, pilares (coluna) e cavernas. Para melhor elucidar a área, dividiu-se topograficamente a cabeceira de drenagem, conforme Hack e Goodlett (1960 *apud* MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991), em três setores: (1) a área do interflúvio, cujos contornos são convexos (*noise*); (2) a zona aproximadamente retilínea entre o segmento convexo e o fundo do vale (*sideslope*); e (3) a parte central da cabeceira de drenagem ou qualquer outra área da encosta cujos contornos sejam côncavos (*hollow*) (Figura 43).

Na área de estudo, a Formação Barreiras está representada pelo material pedogenético classificado como Latossolo-Amarelo posicionado no setor *noise* da cabeceira de drenagem. Em seguida, tem-se a zona de *sideslope*, dominada pelos estratos da Formação Gramame e materiais coluviais, que vão sendo transportados e acumulados na área da encosta (Figuras 21 e 43).

No setor sudeste dessa cabeceira de drenagem, a cota mais alta chega a 81 m, o *noise* desse setor tem uma convexidade bem significativa, e, a partir da cota 75 m, verifica-se uma quebra na convexidade, iniciando-se a zona de *sideslope*. Essa zona tem uma declividade alta e caracteriza-se como uma rampa retilínea e escalonada, devido à existência de terraços estruturais na área (Figuras 21 e 43).

Figura 43 – Setores da cabeceira de drenagem conforme Hack e Goodlett (1960)



Fonte: A Autora (2019), com imagens obtidas no Google Earth.

Nota: a linha amarela representa o setor *noise*; as linhas vermelhas a área do *sideslope*; em bordô o *hollow*. Na imagem é possível visualizar parte central do *poljé*, os morros calcários do Quilombo e do Rio Popoca e, a montante, os Tabuleiros do Conde e Camocim.

Figura 44 – Parede calcária a sudeste da cabeceira de drenagem



Fonte: A Autora (2016).

Nota: observa-se uma parede calcária (seta vermelha) recoberta por grande quantidade de cobertura vegetal, que impede uma análise mais detalhada dessa forma.

Figura 45 – Detalhe da parede de calcário do setor sudeste da cabeceira de drenagem



Fonte: A Autora (2020).

Nota: processos epicársticos na parede calcária que tendem a seguir a zona de fraquezas das rochas carbonáticas.

Nesse setor, observa-se a ocorrência de paredes calcárias (Figuras 44 e 45) com processos iniciais de carstificação erosivas e corrosivas, desenvolvidas em zona criptocárstica (epicárstica). Também se constatou a existência de formas de erosão que estão sob a dominância de pressão hidrostática. Trata-se de uma feição lenticular horizontal, formada no plano de estratificação da camada calcária (Figura 46). Segundo Bigarella, Becker e Santos (2009), os locais mais propícios a esse tipo de erosão são aqueles afetados por processos tectônicos, isto é, nas anticlinais e sinclinais. Sua evolução pode vir a gerar uma caverna, porém, no momento, verificou-se que essa forma erosiva se constitui de uma ressurgência onde a água brota em superfície apenas em períodos chuvosos.

Figura 46 – Terraço estrutural com feições criptocársticas



Fonte: A Autora (2020).

Nota: no centro da imagem verifica-se uma feição lenticular horizontal (seta amarela) formada no plano de estratificação da camada calcária.

No setor noroeste da cabeceira de drenagem, as cotas mais elevadas chegam aos 85 m e a convexidade não chega a ser tão expressiva como no setor sudeste. O *noise* é quase piramidal e o *sideslope* é bastante retilinizado, porém mantém-se em forma de terraços estruturais. A predominância nessa vertente é de processos erosivos, sob a dominância de pressão hidrostática, que favorecem a formação de pontos de ressurgências. Um desses pontos evoluiu para uma caverna, sendo, portanto, a primeira caverna de calcário registrada na Paraíba, pois até o presente não se tinha evidência da existência de cavernas desenvolvidas em rochas da Formação Gramame no estado (Figura 47).

Figura 47 – Entrada da caverna de calcário



Fonte: A Autora (2018).

Acredita-se que sua origem esteja relacionada a uma feição laminar horizontal, semelhante àquela encontrada na vertente sudeste da cabeceira de drenagem (Figura, 46). Segundo Lowe (1992), a abertura inicial dos condutos é atribuída ao ataque por ácidos carbônico (H_2CO_3) e sulfúrico (H_2SO_4), que frequentemente ocorrem disseminados nas rochas carbonáticas. Associa-se, também, à erosão mecânica na origem das cavernas, sobretudo quando estas são atravessadas por rios alogênicos, particularmente durante as vazões catastróficas associadas a tempestades. No caso da caverna localizada na fazenda do Sr. Wilson, o rio não tem uma vazão volumosa, pelo menos nos dias atuais, trata-se de um pequeno córrego perene que drena a água do aquífero Barreiras formando um afluente do rio do Aterro. Essa drenagem conecta a caverna ao *poljé* do Abiaí e diz muito sobre o processo de dissolução periférica da depressão.

A cavidade tem aproximadamente 34 m de comprimento, 5 m de largura, com certo grau de inclinação. A abertura está a 35,5 m de altitude e estende-se até a cota de 45,5 m. A entrada tem 2,5 m de altura, o meio da cavidade tem 1,60 m e vai se estreitando até uma altura de, aproximadamente, 80 cm. Trata-se de um corredor alongado, de espaço interno linear que vai se estreitando até se tornar uma fenda de diáclases. Ela se encontra no nível erosivo do momento e consiste de uma caverna ativa, pois a condução de água é existente. A infiltração por gotejamento ocorre nas fissuras localizadas por todo o teto da caverna, e, na medida em que vai se aproximando do final da cavidade, o gotejamento vai aumentando, até chegar a um ponto onde a água desce continuamente do teto para um piso pedregoso (Figura 48).

A entrada da caverna consiste de um corredor que leva a uma pequena sala, onde existe uma coluna que a divide em duas passagens. A passagem da esquerda de quem entra corresponde ao conduto principal de drenagem da água subterrânea, e está preenchida por uma lama composta de depósitos de excrementos de morcegos (guano) e de outros animais residentes, além dos sedimentos rochosos. A passagem da direita de quem entra tem um piso firme que conduz para o meio da caverna, onde se verifica a existência de matações derivados do desmoronamento do teto. Do meio até o final da caverna, o duto principal de drenagem da água subterrânea vai se estreitando e virando uma fissura no rodapé da parede lateral esquerda (Figuras 48 e 49).

A parede lateral direita de quem entra possui condutos de onde sai à água em períodos de alta precipitação, mas em períodos secos eles ficam inoperantes (Figura 50). Esses drenos cársticos são formados por processos de dissolução, inclusive toda a caverna possui diversas morfologias típicas de atividades corrosivas. Alguns desses drenos estão preenchidos por sedimentos, aparentando tratar-se de uma raiz de introdução com trepanação. Vasconcelos (2014) definiu essas formas como tubos de dissolução, sub-vertical ou sub-horizontal, que são preenchidos por alteritas/solos transportados da superfície, ou de níveis superiores da caverna, para o interior da caverna ou para o nível mais baixo.

Figura 48 – Processo de gotejamento no teto da caverna



Fonte: A Autora (2020).

Nota: o gotejamento ocorre através das fraturas e diáclases localizadas em todo o teto caverna. No centro da imagem existe uma fenda (seta amarela) de onde corre a drenagem atual.

Figura 49 – Sala na entrada da caverna



Fonte: José Diego Dias Veras (2020).

Nota: observa-se a existência de uma coluna na sala de entrada da caverna (seta amarela), que a divide em duas passagens, que levam para o mesmo ambiente, um corredor.

Figura 50 – Parede lateral direita da caverna contendo condutos



Fonte: A Autora (2020).

Nota: os condutos possuem quase o mesmo tamanho e se posicionam paralelamente entre si. À esquerda da imagem observa-se um matacão proveniente do colapso do teto da caverna.

Na área externa da cavidade, no fundo do vale, há uma forma de relevo que chama atenção, trata-se de uma coluna de calcário que induz ao pensamento de que, possivelmente, a dimensão da caverna já foi bem maior do que nos dias atuais. Essa coluna seria um pilar residual, um testemunho do recuo da vertente e de que provavelmente o teto da caverna colapsou, inclusive entre a coluna e a entrada da cavidade percebe-se uma laje de calcário coberta por colúvio e que está mergulhando seguindo a direção NW-SE (Figuras 51 e 52). Na lateral esquerda do pilar residual, existe uma fissura onde passa uma drenagem fluvial, mas, devido à grande quantidade de vegetação, não foi possível investigar detalhadamente o local, além disso, acima da caverna, existe uma ressurgência a 45 m de altitude.

Figura 51 – Coluna de calcário



Fonte: A Autora (2020).

Nota: a coluna de calcário (pilar residual) encontra-se com certo grau de mergulho e forte indício de intemperismo, com matacões densamente diaclasados. No afloramento de solo (seta amarela), verificam-se formas em lâmpas relacionadas a processos de dissolução da rocha. Na lateral esquerda do pilar (e) se localiza uma fissura onde passa uma drenagem fluvial.

Figura 52 – Rampa localizada na lateral da entrada da caverna



Fonte: A Autora (2018).

Nota: à esquerda localiza-se a entrada da caverna, e à direita observa-se uma área inclinada e coberta parcialmente por uma fina camada de solo, onde é possível verificar matacões na lateral do declive.

Figura 53 – Ressurgência sobre a caverna



Fonte: A Autora (2018).

Nota: a água ressurge entre o afloramento de calcário (seta amarela) e a camada de solo, acumulando-se a jusante da nascente. O represamento dessa água pode ter sido intensificado por ação antrópica, e atualmente é utilizado para a irrigação do terreno.

Essa ressurgência (Figura 53) faz com que se acumule água no degrau estrutural e coincide com o final da cavidade. Sendo assim, a água que escorre para a caverna pode ter

relação com essa área de nascente. Para melhor visualização desse sistema cárstico, que se encontra ativo nesse anfiteatro de cabeceira de drenagem, foi elaborado um croqui (Figura 54) contendo as principais feições cárstica existente na área.

As formas de dissolução encontradas na área de estudo corroboram a ideia de que a região do *poljé* do Abiaí encontra-se relativamente ativa em relação à carstificação, e os locais mais propícios à erosão são aqueles situados em áreas mais afetadas pelos processos de tectônica recente. Morfologicamente, o *poljé* do Abiaí é composto por um tramo aplainado de fundo aluvial, constituindo-se de uma bacia aberta a montante e a jusante. Sua planície resulta da junção de processos de colmatação por depósitos aluviocoluviais e pelo aplainamento da plataforma de calcário, durante a ocorrência de climas mais secos em relação ao atual. Ainda no interior da depressão, verifica-se a presença de pequenas dolinas e patamares de calcários, formando verdadeiros platôs. Em seu contorno encontram-se as vertentes, geralmente apresentando rebordos com esboço de cornija e degraus rochosos, com direções variando de NW-SE, E-NE, W-NW e N-NW. São nas vertentes que se localizam os pontos de ressurgência e as cavidades, incluindo a caverna da fazenda do Sr. Wilson, que se localiza em uma vertente de cabeceira de drenagem em anfiteatro voltada para a direção W-NW (Figuras 21 e 55).

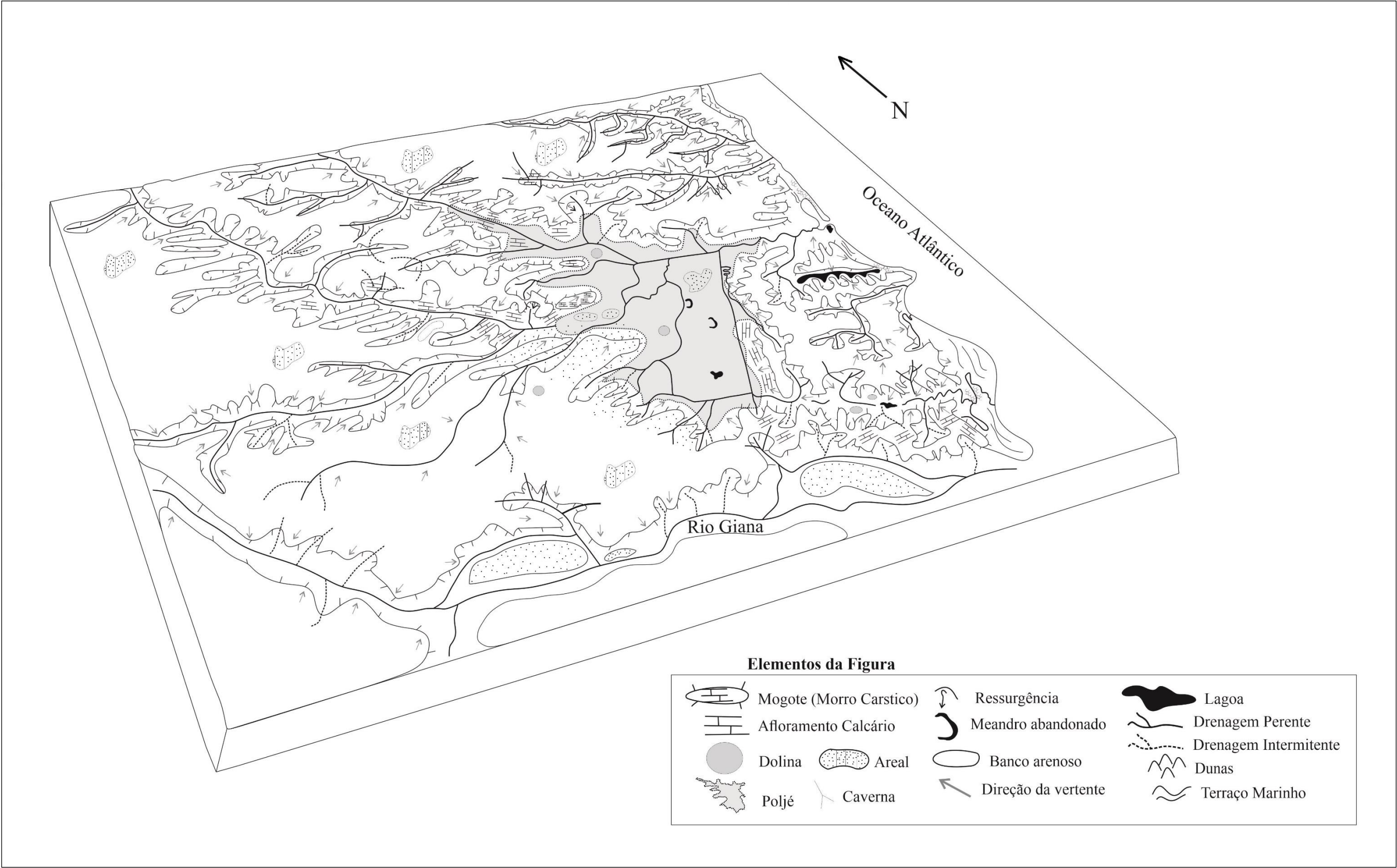
Como mencionado em tópicos anteriores, o *poljé* do Abiaí foi gerado sobre uma estrutura geológica de afundamento, denominado de gráben do Abiaí. Sendo assim, sua posição encontra-se alinhada às falhas de direção NW-SE, mas com uma inclinação voltada para NE, impulsionada por uma falha transcorrente de direção E-NE. A existência dessa falha promoveu condições físicas de reconectar à depressão com o oceano Atlântico, nos dias atuais.

Figura 54 – Croqui esquemático da área da caverna



Fonte: A Autora (2019).

Figura 55 – Bloco diagrama esquemático do *poljé* do Abiaí e adjacências



Fonte: A Autora (2020).

5 CONCLUSÕES

Levando-se em consideração todos os aspectos físicos mencionados nesta pesquisa, constatou-se que a Depressão do Abiaí se constitui de um *poljé* raso, coberto e aberto a montante e a jusante. Sua origem está relacionada a um sistema de falhas normais que foram reativadas, formando estruturas de *horsts* e grábens na região.

É possível que a área, em decorrência de processos tectônicos, tenha passado por um estágio de lago ou pântano, que condicionou o aprofundamento e aplainamento da depressão, seu recobrimento por sedimentos aluviais e a formação de vertentes de declividade moderadamente acentuada, gerando um *poljé* aberto a montante. O estágio de lago teria cessado após a ruptura da borda da depressão, na direção leste, ocasionada pelo intenso processo de entalhamento dos rios sobre uma fratura ou devido ao avanço do nível do mar, que promoveu a abertura da depressão para o oceano, formando um *poljé* aberto a montante e a jusante. Além disso, processos relacionados à dissolução condicionaram a formação de unidades de relevo cárstico menores, como dolinas, cavernas e terraços estruturais localizados no baixo curso do rio Abiaí.

Por estar localizado na faixa costeira de uma bacia marginal do tipo passiva, onde processos de subsidências condicionam falhas normais, suas características são sutis, quando comparado aos *poljés* gerados em regiões de orogenias. Porém, um dos fatores responsáveis pela formação de depressões cársticas é a ocorrência de grábens em terrenos calcários.

As pesquisas realizadas até o presente constataram a existência de um possível gráben que corre perpendicularmente ao gráben do rio Goiana (BRITO NEVES *et al.*, 2009; CPRM, 2016; SILVA, 2009; SILVA; MOTTA; CORREIA, 2009; TAVARES JUNIOR, 2008). Essa informação, associada às observações no terreno, aos dados geofísicos analisados neste estudo e aos resultados adquiridos pelos índices morfométricos aplicados nas principais bacias de drenagem da área, corrobora a possível relação entre o *poljé* e os movimentos tectônicos recentes.

A compartimentação topomorfológica do terreno é definida por zonas morfologicamente alinhadas que refletem, em superfície, as movimentações de blocos reativados durante o Quaternário. E, pelo fato de o *poljé* do Abiaí posicionar-se numa zona de cruzamento de falhas, é provável que os processos erosivos responsáveis pelo seu rebaixamento ocorram em função da desagregação mecânica das rochas localizadas na planície do Abiaí.

Além disso, se for observada a idade geológica da Formação Itamaracá, da Formação Gramame e das Formações Maria Farinha e Tambaba, percebe-se que, por um longo período, os calcários da Formação Gramame ficaram expostos à erosão subaérea (discordância erosiva). As drenagens instaladas na época e o afastamento do nível de base podem ter colaborado com a formação de relevos ruiniformes, que, com o passar do tempo geológico e das diversas reativações tectônicas e mudanças climáticas ocorridas na área, foram enterrados pela Formação Barreiras, mas os processos de carstificação podem ter continuado ativos.

Nos trabalhos de campo, identificaram-se diversas formas de relevos que apontam para um possível sistema cárstico ainda ativo na região, mas não se sabe se eles ocorrem de maneira isolada ou se estão interligados. O fato é que a existência de: (a) um sistema ativo de caverna; (b) dolinas alinhadas, seguindo a direção preferencial da drenagem NW-SE; (c) morros calcários (mogotes); (d) terraços estruturais com feições erosionais relacionadas ao estágio inicial de formação de caverna, sob a dominância de pressão hidrostática; e (e) anfiteatros de cabeceiras de drenagem, que bordejam a grande área da planície do Abiaí, levam ao entendimento de que o processo de dissolução na região seja bem mais expressivo do que se imaginava até o momento.

É cabível lembrar que a dissecação também exerce um importante papel na área e, provavelmente, durante a dissecação e a dissolução da área ocupada atualmente pelo *poljé* do Abiaí, tenha se iniciado o processo de basculamento dos Tabuleiros de Alhandra-Mata Redonda e Pitimbu-Ponta de Coqueiro. Esses basculamentos, comprovados por várias evidências geológicas, geofísicas e geomorfológicas, proporcionaram condições para a formação do *poljé* do Abiaí e possivelmente deram início ao desenvolvimento da caverna localizada na fazenda do Sr. Wilson. Essa tectônica pode ter reestruturado todo o sistema cárstico presente na área e este processo ainda se encontra ativo.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasiões dos períodos glaciais Quaternários (1977). *In*: GUATTIRE, A. B; BARTORELE, A; MANTESSO-NETO, V.; CARNEIRO, C. D. R.; LISBOA, M. B. A. L. **A obra de Aziz Nascib Ab'Sáber**. São Paulo: Beca-BALL, 2010. p. 415- 419.
- AB'SÁBER, A. N. **Os domínios da natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê, 2003.
- AESA. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: resumo executivo e atlas**. Brasília: Consórcio TC/BR – Concremat, 2006.
- ALBERTÃO, G. A. **Abordagem interdisciplinar e epistemológica sobre as evidências do limite Cretáceo-Terciário, com base em leituras efetuadas no registro sedimentar das bacias da costa leste brasileiras**. 1993. 225 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1993.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA E FILHO, J. S. Sistema deposicional na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1998, Belém. **Anais [...]** Belém: SBG, 1998. v. 2, p. 753-760.
- ALMEIDA, J. A. C. **Calcários recifais eocênicos da Formação Maria Farinha, na sub-bacia Alhandra, Paraíba: aspectos taxionômicos, paleoecológicos, paleoambientais e estratigráficos**. 2000. 143 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2000.
- ALMEIDA, M. S. **Elaboração de projetos, TCC, dissertações e tese: uma abordagem simples, prática e objetiva**. 2. ed. São Paulo: Altas, 2014.
- ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 150 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, out. 2006.
- ARAÚJO, M. E. **Água e rocha na definição do sítio de Nossa Senhora das Neves, atual cidade João Pessoa – Paraíba**. 2012. 297 f. Tese (Doutorado em Arquitetura e Urbanismo) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2012.
- ARAÚJO, M. E. **Estudo geomorfológico do extremo sul do litoral da Paraíba**. 1993. 142 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1993.
- ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 5, n. 3, p. 160-175, 1975.

AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; SAADI, A. Ambientes cársticos. In: SOUZA, C. R. G; SUGUIO, K.; OLIVEIRAS, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Orgs.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 321-342.

BARBOSA, J. A. **Deposição carbonática na faixa costeira Recife-Natal**: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. 2007. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

BARBOSA, J. A. **Evolução da bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno**: Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. 2004. 219 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociência da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 2, 2006.

BARBOSA, M. E. F.; VITAL, S. R. O.; LIMA, J. C. F.; FREITAS, G. M. A.; SANTOS, M. S.; FURRIER, M. Aplicação do índice Relação Declividade-Extensão na bacia hidrográfica do rio Gurujá para detecção de deformações neotectônicas sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, litoral sul do estado da Paraíba, Brasil. **Geología Colombiana**, v. 36, n. 1, Edición Especial, 2011.

BEURLIN, K. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, Recife, v. 16, n. 1, p. 43-54, 1967.

BEZERRA, F. H. R. Deformação tectônica na Formação Barreiras: exemplos das bacias Potiguar e Paraíba, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13.; ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO, 3., 2011, Búzios. **Anais [...]** Búzios: Abequa, 2011.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZE, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 14, p. 61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITA-FINZE, C. Liquefaction-induced structures in quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil. In: OBERMEIER, S. F. Paleoliquefaction and appraisal of seismic hazards. **Engineering Geology**, v. 7, p. 191-208, 2005.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estruturas e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. ed. Florianópolis: EdUFSC, 2009. v. 1.

BLOOM, A. A. L. **Atlas of sea level curves**. Ithaca: Cornell University, 1977.

BONACCI, O. Poljés, ponors and their catchments. In: SHRODER, J. F.; FRUMKIN, A. (Eds.). **Treatise on geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. v. 6, Karst Geomorphology, p. 112-120.

BRANDÃO, M.; CARVALHO, P. G. S.; BARUQUI, F. M. Veredas: uma abordagem integrada. **Daphne**, v. 1, n. 3, p. 10-14, 1991.

BRANDONI, O. **Dicionário**: a língua tupi na geografia do Brasil. Campinas, São Paulo: Gráfica Muto, 1983.

BRINKMANN, R. **Geologia geral**. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1974.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados geológicos e geofísicos para a caracterização geométrica e estratigráfica da sub-bacia de Alhandra (sudeste da Paraíba). **Geol. USP, Sér. Científica**, v. 9, n. 2, p. 63-87, jun. 2009.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G.; SANT'ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 1, p. 127-134, 2004.

BULL, W. B.; MCFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM GEOMORPHOLOGY IN ARID REGIONS, 8, 1977, Binghamton. **Proceedings [...]** Binghamton: Doehring, D.O., 1977. p. 115-138.

CAGEPA. **Programa de recuperação de poços**: Relatório Final – Preliminar. João Pessoa, 1999.

CARVALHO, M. G. R. F. **Estado da Paraíba**: classificação geomorfológica. João Pessoa: UFPB/Funape, 1982.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.

COELHO, R. M.; D'ANDREA, A. F.; SILVA, O. A.; VASQUES, G. M.; OLIVEIRA, A. P. **Levantamento pedológico detalhado (escala 1:5.000) e estoque de carbono orgânico do solo da Floresta Nacional Restinga de Cabedelo, municípios Cabedelo e João Pessoa, PB**. (Dados eletrônicos). Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2017.

CPRM. **Carta geológica da folha S B.25-Y -C-VI Itamaracá, escala 1:100.000**. Brasília: CPRM, 2014.

CPRM. **Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba**. Recife: CPRM, 2002. 142 p. il., 2 mapas. Escala 1:500.000.

CPRM. **Projeto Miriri C.C 221**: SQUISA de Fosfato na baía: relatório final. Brasília: CPRM, 1982. v. 2-3.

CPRM. **Reavaliação do patrimônio mineral: fosfato Miriri, Pernambuco e Paraíba (Preliminar)**. Brasília: CPRM, 2016.

CORREA FILHO, O. J.; ALENCAR, M. L.; BARBOSA, J. A.; NEUMANN, V. H. Proposta de formalização da formação Tambaba, Eoceno da bacia Paraíba, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, v. 25, n. 2, p. 61-81, 2015.

CVIJIC, J. Das Karstphanomen. **Versucheiner morphologischen Monographi, Geographische Abhandlungen**, v. 5, n. 2, p. 218-329, 1893.

CVIJIC, J. Hydrographie souterraine et evolution morphologique du karst. **Hydrographie Souterraine et Evolution Morphologique du Karst**, v. 6, n. 4, p. 375-426, 1918.

DE MARTONNE, E. **Panorama da geografia**. Lisboa: Cosmos, 1953. v. 1.

DE WAELE, J.; PLAN, L., AUDRA, P. Recent developments in surface and subsurface karst: an introduction. **Geomorphology**, v. 106, n. 1-2, p. 1-8, 2009.

DUARTE, O. O. **Dicionário enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia**. 2. ed. São Paulo: Ática, 2003.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa, 1997.

EMBRAPA. Embrapa Cerrados. **Veredas**. Disponível em: <https://www.embrapa.br/cerrados/colecao-entomologica/bioma-cerrado/vereda>. Acesso em: 20 set. 2020.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G. C.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista de Geociências da USP**, v. 25, p. 271-289, 2006.

FAIRBRIDGE, R. W. Geological and cosmic cycles. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 138, n. 2, p. 433-439, 1967.

FERREIRA, A. G.; MELLO, G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, Recife, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

FITZ, P. R. **Cartografia básica**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. 2nd ed. Chichester: Wiley, 2007.

FORTES, F. P. Tectônica de placas da bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais [...]** Goiânia: SBGEO, 1986. v3, p.1145-1159.

FREITAS, G. M. A. **Caracterização geomorfológica e morfométrica da folha Alhandra (1:25.000)**. 2012, 125 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2012.

FURRIER, M. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da Folha João Pessoa – 1:100.000**. 2007. 213 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia dos Tabuleiros Litorâneos no estado da Paraíba. In: SILVA, A. B.; GUITIERRES, H. E. P.; GALVÃO, J. C. (Orgs). **Paraíba: pluralidade e representações geográficas**. Campina Grande: EdUFCG, 2015.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.6, n.2, p.61-70, 2006.

GAMS, I. The *polje*: the problem of definition. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v. F 22-2, p. 170-181, 1978.

GIL, A. C. **Como elaborar projetos de pesquisa**. 3. ed. São Paulo: Atlas, 1999.

GUEDES, L. S. **Monitoramento geoambiental do estuário do rio Paraíba do Norte – PB por meio da cartografia temática digital e de produtos de sensoriamento remoto**. 2002. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2002.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

GUIMARÃES, R. L. **Mapeamento geomorfológico do carste da região de Monjolos, Minas Gerais**. 2012. 159f. Dissertação (Mestrado em Tratamento da Informação Espacial) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

GUNOK, E. Study of the effects of amphitheatre formations on the natural and human components in the Sorgun stream reservoir by using Geographical Information Systems. **Procedia Social and Behavioral Sciences**, v. 19, p.637-640, 2011.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, Washington, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J. T. (Eds.). **Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium**, Allen and Unwin, Boston, 1985. p. 123-134.

HASAN, O.; MIKO, S.; BRUNOVIĆ, D.; LIJANIĆ, N.; PAPATHEODOROU, G.; GERAGA, M.; CHRISTODOULOU, D.; ČURIĆ, M.; MEŠTROVIĆ, I.; BAKAŠUN, M. Paleolandscapes of karst rivers on the Dalmatian coast submerged as a consequence of the Holocene sea-level rise. In: EX-AQUA 2019. **Palaeohydrological extreme events evidence and archives**. Zagreb, Croatia: Croatian Academy of Sciences and Arts, 2019. p. 16.

HUTCHINSON, M. F. Locally adaptive gridding of noisy high resolution topographic data. In: WORLD IMACS CONGRESS AND MODSIM09 INTERNATIONAL CONGRESS ON MODELLING AND SIMULATION, 18, 2009, Cairns. **Proceedings [...]** Cairns, Australia, 2009.

IBGE. **Manual técnico de geologia**. Rio de Janeiro, 1998.

IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2009.

IBGE. **Manual técnico de pedologia**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2007.

INTERPA-PB. **Folhas O-10, O-11, O-12, O-13, P-10, P-11, P-12, P-13, Q-10 Q-11, Q-12, Q-13, R-10, R-11, R-12, R-13, S-10, S-11, S-12, S-13, T-11, T-12.** João Pessoa: Interpa-PB, 1985. 5 Cartas Topográficas. Escala 1:10.000.

JELAVIĆ, A. **Pedoloskeprilike umokrimkrš kim polji madalmatinskeregije.** Split: Institut a Jadranske Kulture i Melioraciju Krša, 1975.

JELAVIĆ, A. **Prirodakrša i krškihpolja.** Split: Institut a Jadranske Kulture i Melioraciju Krša, 1982.

KARMANN, I. Água: ciclo e ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a terra.** 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 186-209.

KEGEL, M. **Geologia do fosfato de Pernambuco.** Brasília: DNPM, 1955. (Boletim DGM/DNPM, 157).

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape.** New Jersey: Prentice Hall, 2002.

KLIMCHOUK, A. B. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. **Acta Carsologica**, v. 44, n. 3, p. 289-313, 2015.

KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (Eds.). **Speleogenesis: evolution of karst aquifers.** Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 2000. p. 45-53.

KOHLER, H. C. Geomorfologia cárstica. In: GERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2011. p. 309-334.

LAVOR, L. F. **Geodiversidade e sítios históricos na porção terminal do baixo curso do rio Paraíba do Norte.** 2016. 174 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.

LEAL E SÁ, L. T. **Levantamento geológico-geomorfológico da bacia Pernambuco–Paraíba, no trecho compreendido entre Recife-PE e João Pessoa-PB.** 1998. 127 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1998.

LEINZ, V.; AMARAL, S. E. do. **Geologia geral.** São Paulo: IBEP, 2001.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos.** 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico.** Apostila. 3. ed. Belém: [S. n], 2006.

LIMA, V. F. **Estudo neotectônico e geomorfológico em margem continental passiva: um estudo de caso na carta topográfica rio Mamuaba 1:25.000.** 2016. 119 f. Dissertação (Mestrado e Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.

LIMA FILHO, M. F. **Análise estratigráfica e estrutural da bacia Pernambuco**. 1998. 200 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 1998.

LIMA FILHO, M. F. **Programa Geologia do Brasil**: folha João Pessoa (SB.25-Y-C-III) Contrato 060/PR/08-CPRM/UFPE/FADE. Recife, 2011.

LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M. Eventos tectônicos e sedimentares nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebramento de Gondwana e correlação com a Bacia do Rio Muni. **Geociências, Unesp**, v. 25, n. 1, p. 117-126, 2006.

LIMA FILHO, M. F.; SOUZA, E. M. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia da Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 19., 2001, Natal. **Anais [...]** Natal: SBGEO, 2001. v. 1. p. 87-88.

LIU, Z.; DREYBORDT, W. Dissolutions kinetics of calcium carbonate minerals in H₂O-CO₂ solutions in turbulent flow: the role of the diffusing boundary layer and the slow reaction H₂O+CO₂=H⁺+HCO₃⁻. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, p. 2879-2889, 1997.

LLADÓ, N. L. **Fundamentos de hidrogeologia cárstica**. Madri: Blume, 1970.

LOWE, D. J. A. Historical review of concept speleogenesis. **Cave Science**, v.19, p. 63-90, 1992.

LUMMERTZ, F. B. **Aspectos da hidráulica subterrânea na área da Grande João Pessoa**. 1977. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1977.

MABESOONE, J. M. Sedimentologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 16, 1967.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileiro de Geologia, Recife**, v. 3, 1975

MARCGRAF, G. **Praefectura e de Paraiba, et Rio Grande**. Amstelodami: Ex Typographeio Joannis Blaeu, 1647. 1 mapa: gravura, p&b; 42,00 x 54,00 cm em folha de 51,50 x 63,00 cm. Disponível em: <http://purl.pt/4067>. Acesso em: 15 maio 2020.

MARINHO, E. G. A. **Bases geológicas e geomorfológicas das organizações espaciais no município de João Pessoa (PB)**. 2011. 318 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.

MARTINS, A. F. Aspectos do relevo calcário em Portugal: os *poljés* de Minde e de Alvados. **Cadernos de Geografia**, Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, n. 1, p. 25-33, 1951.

MARTINS, A. F. **Maciço calcário estremenho: contribuição para um estudo de geografia física**. 1949. Tese (Doutorado em Ciências Geográficas) – Universidade de Coimbra, Coimbra, 1949.

MASSEI, K. **A biogeografia marinha e o saber local do recife do Seixas (João Pessoa/PB) para aplicação de práticas ambientais**. 2019, 258 f. Tese (Doutorado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2019.

MEDEIROS, B. M. **Atualização da classificação do mapa de solos da Paraíba**. 2018. 38 f. (Trabalho de Conclusão de Curso) – Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal da Paraíba, Areia, 2018.

MELO, A. S. T. HECKENDORFF, W. D.; ALVES, E. L.; GUIMARÃES, M. M. M. O meio ambiente natural: componentes abióticos e bióticos. *In*: MELO, A. S. T. *et al.* (Orgs.). **Projeto de pesquisa: Vale do Jaguaribe**. João Pessoa: EdUnipê, 2001. p. 31-94.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MILANOVIĆ, P. T. **Water Resources Engineering in Karst**. Boca Raton: CRC Press, 2004.

MORAIS, D. M. F. **Sismoestratigrafia do Cretáceo Superior/Neógeno nas bacias de Pernambuco e Paraíba, NE do Brasil**. 2008. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008.

MOREIRA, E. de R. F. **O espaço natural paraibano**. Versão preliminar e sujeito a alterações, João Pessoa: DGEOC, 2006.

MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do quaternário como base à tipologia de cabeceira de drenagem em anfiteatro- médio vale do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 255-265, 1991.

NABIGHIAN, M. N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 85-92, 1974.

NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 507-517, 1972.

NEVES, S. M. **Erosão costeira no estado da Paraíba**. 2003. 150 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2003.

NICOD, J. A little contribution to the karst terminology: special or aberrant cases of *poljés*? **Acta Carsologica**, v. 32, n. 2, p. 29-39, 2003.

NOGUEIRA, F. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. **Geologia USP**, v. 6, p. 51 - 59, 2006. (Série Científica).

PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. An Earth gravitational model to Degree 2160: EGM 2008. *In*: EUROPEAN GEOSCIENCES UNION. **General Assembly 2008**, Vienna, Austria, 13-18 April 2008.

PHILLIPS, J. D. Potential-field geophysical software for the PC, version 2.2. **USGS Open-File Report 97-725**, 1997.

- PALMER, A. N. Origen and morphology of limeston cave. **Geological Society of American Bulletin**, v. 103, p. 1-21, 1991.
- PEREIRA, M. D. B. **Dinâmica climática e as chuvas na região da Zona da Mata, nordeste do Brasil**. 2016. 226 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.
- PEREIRA, M. D. B.; MONTEIRO, D. C. S.; SILVA N. T.; MOURA M. O. Avaliação quantitativa das precipitações diárias intensas na cidade de João Pessoa, Paraíba. **Revista Geonorte**, Edição Especial 2, v. 1, n. 5, p. 921-929, 2012.
- PESSOA, P. F. P. **Caracterização hidrogeológica da região cárstica de Sete Lagoas MG: potencialidade risco**. 1996. 101 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 1996.
- PILÓ, L. B. Geomorfologia cárstica: revisão de literatura. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000.
- RAUCH, H. W.; WHITE, W. B. Litologic control on the development of solution porosity in carbonate aquifers. **Wather Resources Reseach**, v. 6, p. 1175-1192, 1970.
- RINCÓN, P. J.; VEGAS, R. Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís bético. **Geogaceta**, Salamanca (Spain), v. 27, p. 139-142, 2000.
- RISTIC, D. M. Water regime of flooded *poljes*, in karst hydrology and water resources. Colorado: V. Yevjevich, 1976. v. 1, Karst Hydrology, Water Resources Publications, p. 301-318.
- ROGLIĆ, J. Les caractères spécifiques du karst Dinarique. **Memoirs et Documents**, Centre National de la Recherche Scientifique, v. 15, p. 269-278, 1974.
- ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R.; GÓES, M. M. V.; ANDRADE-FILHO, C. O.; MARTINI, J. C. R.; TATUMI, S. H.; BRITO-NEVES, B. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba-Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in eastern South America passive margin. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, p 191-204, 2011.
- ROSSETTI, D. F.; ROCA, R. R.; TATUME, S. H. Evolução dos Sedimentos Pós-Barreiras na zona costeira da Bacia São Luís, Maranhão, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais**, v. 8, n. 1, p. 11-25, 2013.
- RUBINIĆ, J.; KATALINIĆ, A. Water regime of Vrana Lake in Dalmatia (Croatia): changes, risks and problems, **Hydrological Sciences Journal**, v. 59, n. 10, p. 1908-1924, 2014.
- SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; CUNHA, T. J. F.; OLIVEIRA, J. B. de. **Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos**. 3. ed. Brasília: Embrapa Solos, 2013.
- SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; ARAUJO FILHO, J. C. de;

OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos**. 5. ed. Brasília: Embrapa Solos, 2018.

SANTOS, M. S. **Caracterização geomorfológica e do quadro físico da carta topográfica de Pitumbu - PB, 1:25.000**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2011.

SAURO, U. closed depressions in karst areas. *In*: **ENCYCLOPEDIA OF CAVES**. 2nd. ed. London: Elsevier, 2012. p. 140-155.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 92, p. 335-367, 1983.

SILVA, E. P. **Mapeamento gravimétrico e cintilométrico das estruturas da Bacia Paraíba (Parte Oriental) entre os paralelos Ponta do Funil (PE) e Pitumbu (PB)**. 2006. 76 f. Monografia (Geologia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2006.

SILVA, E. P.; MOTTA, J. A.; CORREIA, P.B. Radiometria e gravimetria associadas a estruturas geológicas da bacia Paraíba limite sul. **Estudos Geológicos**, v.19, n 1, p. 3-22, 2009.

SILVA, I. C. da. **Geomorfologia, morfoestrutura e morfotectônica do nordeste do estado da Paraíba**. 2020. 232 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2020.

SILVA, M. V. N. **Sedimentologia e quimioestratigrafia isotópica de carbono e oxigênio da transição Cretáceo-Paleógeno em rochas carbonáticas, Bacia Paraíba, Nordeste do Brasil**. 2011. 122 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.

SOUZA, A. S. **Caracterização geomorfológica, morfotectônica e morfométrica da folha Itapororoca 1:25.000, Paraíba, Brasil**. 2016. 113 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.

SOUZA, L. S. B.; ROSSETTI, D. F.; PRADO, R. L. Radar de Penetração no solo aplicado à caracterização de estruturas tectônicas Miocênicas e Quaternárias do leste da Ilha do Marajó (PA). **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 1, p. 55-72, 2014.

SUGUIO, K. **Annotated bibliography (1960-1977) on Quaternary shorelines and sea-level changes in Brazil**. Contribution of the Instituto de Geociências, USP for the Holocene Sea-Level Changes Project (IGCP Project n. 61), 1977.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Blucher, 2003.

SWEETING, M. M. **Karst Landforms**. London: Macmillan; New York: Columbia University Press, 1972.

TAVARES JUNIOR, J. R. **Mapeamento do embasamento da sub-bacia Olinda - PE e da sub-bacia Alhandra-PB usando modelagem gravimétrica e magnetométrica 2D e 3D.** 2008. 207 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra.** São Paulo: Oficina de Textos, 2003.

TRICART, J. Aspectos cartográficos dos levantamentos geomorfológicos em relação aos programas de desenvolvimento. **Boletim de Geografia**, Rio de Janeiro, n. 1, 1943.

VALENÇA, L. M. M.; SOUZA, N. G. A. **Geologia e recursos minerais da Folha Itamaracá, SB. 25-Y-C-VI Estados de Pernambuco e da Paraíba:** texto explicativo. 1. ed. Recife: CPRM, 2017. Programa Geologia do Brasil, p. 1-50.

VASCONCELOS, A. M. C. **O criptocarste como interface entre o solo e o substrato rochoso:** comparação entre os ambientes siliciclástico e o carbonático na região entre Rodeador e Diamantina – MG. 2014. 167 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2014.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal.** Rio de Janeiro: IBGE, 1991.

VITAL, S. R. O. **Análise geológica-geomorfológica das depressões fechadas e dolinas em sedimentos da formação barreiras na região de João Pessoa (PB).** 2015. 130 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

VITAL, S. R. O; BARRETO, A.M F; SALLUN FILHO, W; TRAVASSOS, L. E. P. Morfologia, gênese e evolução de depressões fechadas na Bacia Sedimentar da Paraíba. **William Morris Davis-Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 2, p. 190-206, 2020.

WILLIAMS, P. W. Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 29, n. 4, p. 463-482, 1985.