



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

CARLA SUELANIA DA SILVA

**EVOLUÇÃO E DINÂMICA DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO
CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GOIANA-PE**

Recife
2024

CARLA SUELANIA DA SILVA

**EVOLUÇÃO E DINÂMICA DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO
CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GOIANA-PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Orientador: Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva

Coorientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife

2024

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Silva, Carla Suelania da.

Evolução e dinâmica da paisagem geomorfológica do baixo curso da Bacia Hidrográfica do rio Goiana - PE / Carla Suelania da Silva. - Recife, 2024.
193f.: il.

Tese (Doutorado), Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2024.

Orientação: Osvaldo Girão da Silva.

Coorientação: Antonio Carlos de Barros Corrêa.

1. Bacia Hidrográfica do rio Goiana; 2. Ambientes fluviais; 3. Índices morfométricos; 4. Análises sedimentológicas; 5. Geomorfologia estrutural. I. Silva, Osvaldo Girão da. II. Corrêa, Antonio Carlos de Barros. III. Título.

UFPE-Biblioteca Central

CDD 910

CARLA SUELANIA DA SILVA

**EVOLUÇÃO E DINÂMICA DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO
CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GOIANA-PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutora em geografia. Área de concentração: regionalização e análise regional.

Aprovada em: 28/06/2024.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Simone Cardoso Ribeiro (Examinadora Externa)
Universidade Regional do Cariri

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Wemerson Flávio da Silva (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Drielly Naamma Fonsêca (Examinadora Externa)
Universidad Tecnológica Metropolitana

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo seu cuidado, pela sua infinita misericórdia e amor sobre minha vida, por me conceder força, coragem e inteligência nesta trajetória. Sou grata a Deus pela sua presença, mesmo diante de inúmeros obstáculos. Ele sempre esteve comigo.

À minha mãe, Sueli Maria da Silva, por ser minha inspiração de força, por orar pela minha vida e por acreditar em mim. Agradeço ao meu pai, José Carlos da Silva (*In Memoriam*), cuja presença sinto, pois parte do que sou hoje é reflexo do seu amor. Agradeço à minha avó, Ivete Soares da Hora (*In Memoriam*), por suprir as minhas necessidades em um momento de muitas dificuldades financeiras, permitindo que eu conseguisse estudar, prestar vestibular e ser aprovada em uma universidade pública.

Agradeço ao meu orientador, o Professor Doutor Osvaldo Girão, pela paciência, pelo aprendizado, pelas orientações e por toda a ajuda, não apenas nesta tese, mas em toda a minha caminhada acadêmica. Faltam-me palavras para agradecer, e nunca seriam suficientes. Obrigada por ser meu maior exemplo de orientador, pesquisador e professor. Minha mais sincera gratidão.

Ao Professor Doutor Antonio Carlos de Barros Corrêa, pelas orientações, pelo apoio, pelas preciosas contribuições para a pesquisa, sou grata pela paciência, pela partilha de conhecimento e gentileza. Expresso aqui minha profunda admiração.

Agradeço aos membros da banca examinadora: Professora Doutora Simone Cardoso Ribeiro, Professora Doutora Drielly Naamma Fonsêca, Professor Doutor Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares e o Professor Doutor Wermerson Flávio da Silva, pelo aceite, pelo tempo dedicado à leitura do trabalho e pelas valiosas contribuições. Meus agradecimentos também aos membros suplentes: Professor Doutor Geislam Gomes de Lima e o Professor Doutor Daniel Rodrigues de Lira.

À Professora Doutora Drielly Naamma Fonsêca, pelas significativas colaborações ao longo do desenvolvimento da tese, pela paciência e pelos ensinamentos. Gratidão por contribuir na minha formação acadêmica. Agradeço ao Professor Doutor Daniel Rodrigues de Lira, pelo suporte técnico, consertando meu computador nos momentos mais difíceis, e pelas palavras de incentivo e motivação. Sou grata a Deus pela sua vida.

Minha gratidão ao Professor Doutor Wermerson Flávio da Silva e ao professor Doutor Leandro Diomério J. dos Santos por toda a ajuda no progresso desta tese, pelas contribuições, palavras otimistas, apoio nas atividades de campo e pela amizade sincera durante toda a pós-graduação, o que foi de suma importância para a concretização deste trabalho.

Gratidão ao meu companheiro, Renato Seara da Silva, pelo apoio incondicional, pela extrema paciência, incentivo e pelo seu amor que me deram forças nesta caminhada.

Aos amigos conquistados durante a jornada acadêmica e que foram extremamente importantes nesta tese e no apoio com as atividades campo: George Olivera, Edmário Menezes, Jonas Melo, José Danilo, Rhandysson Barbosa e Riclaudio Santos. Minha sincera gratidão pelas contribuições na produção desta pesquisa.

Às minhas amigas, Joana Matias e Ana Clara Magalhães pelas palavras de força nos momentos difíceis, por me ajudarem a não desistir e pelas nossas conversas descontraídas.

Gratidão aos amigos de uma vida por estarem sempre comigo: Wesley Marven, Guilherme Antônio, Edna Aquino, Gilberto Nogueira e Josenice Maria.

Agradeço ao Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (GEQUA) e ao Grupo de Pesquisa em Antropogeomorfologia (ANTROPOGEO), por possibilitarem o desenvolvimento deste trabalho. Ao programa de pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), especialmente a Eduardo Veras, por toda a ajuda e assistência de sempre.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE, pela concessão da bolsa de doutorado, de vital importância para o financiamento, viabilização da pesquisa e manutenção das necessidades básicas da minha família.

Minha sincera gratidão a todas e todos!

RESUMO

A geomorfologia fluvial é um campo de estudo que investiga a dinâmica dos cursos d'água, proporcionando conhecimento sobre a estrutura dos canais, a organização espacial e a evolução das paisagens fluviais. Os rios modificam o relevo por meio de ajustes fluviais, adaptando-se às mudanças ocorridas na superfície terrestre, como movimentos tectônicos, variações no nível do mar ou atividades humanas. Os efeitos erosivos dos rios podem ser observados na paisagem por meio da incisão fluvial, rearranjos da drenagem, migração dos canais, alterações no nível de base, nas taxas de denudação e na origem dos sedimentos. O estudo da drenagem é fundamental para compreender os fatores que a condicionam, a partir da organização dos canais é possível interpretar a dinâmica induzida nessa configuração, seja ela de natureza tectônica, climática ou ambas, em diferentes escalas espaciais e temporais. Este estudo analisa a evolução e a dinâmica da paisagem geomorfológica do baixo curso da Bacia Hidrográfica do rio Goiana, em Pernambuco. O objetivo é investigar as respostas das formas de relevo aos processos inerentes à evolução da rede de drenagem, compreender o papel da morfoestrutura e morfotectônica, identificar os ambientes deposicionais e analisar a gênese do divisor topograficamente baixo. Isto porque, a partir da premissa de possíveis conexões pretéritas entre as bacias hidrográficas dos rios Goiana e Abiaí, observou-se um baixo divisor entre as duas bacias, bem como manifestações de reorganização da drenagem local. Quanto às principais metodologias, foram utilizados índices morfométricos, como a Relação Declividade-Extensão (RDE), o Fator de Assimetria de Bacias (FA), o Fator de Assimetria do Divisor (FAB) e a Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV). Além disso, foram realizadas investigações das propriedades sedimentológicas através das análises granulométricas, morfoscópicas e geoquímicas dos sedimentos. Os resultados indicaram possíveis movimentações tectônicas e consequente basculamento de blocos na área, evidenciados tanto na morfometria como na estruturação da drenagem. Foram identificados cinco depósitos sedimentares sobre os divisores da bacia do rio Goiana, em seu baixo curso, indicando que a produção de sedimentos é condicionada pela dinâmica tectônica e climática. Os depósitos em ambas as margens do divisor apresentaram diferenciação tanto nas características granulométricas quanto nos indicadores geoquímicos, sugerindo eventos distintos, uma fase semiúmida que evoluiu para uma fase semiárida durante a deposição. Foi possível discutir com outras pesquisas e correlacionar possíveis eventos ocorridos durante o Quaternário. Além disso, os resultados corroboram a hipótese de conexões que a bacia do rio Goiana tinha com a bacia do rio Abiaí, mas que, devido à dinâmica tectônica ocorreu um possível soerguimento neste setor, desconectando as duas bacias. A pesquisa buscou contribuir para o conhecimento geomorfológico da área, especialmente no contexto fluvial e sua relação com a Geomorfologia Estrutural. Além disso, pretendeu gerar discussões acadêmicas e científicas sobre o comportamento, a morfologia e os condicionantes da paisagem fluvial em ambiente tropical úmido.

Palavras-chave: Bacia Hidrográfica do rio Goiana; Ambientes Fluviais; Índices Morfométricos; Análises Sedimentológicas; Geomorfologia Estrutural.

ABSTRACT

River geomorphology is a field of study that investigates the dynamics of water courses, which provides knowledge about the structure of channels, the spatial organization and the evolution of river landscapes. Rivers modify the relief through fluvial adjustment, adapting to changes occurring on the earth's surface, such as tectonic movements, variations in sea level or human activities. The erosive effects of rivers can be observed in the landscape through river incision, drainage rearrangements, channel migration, changes in base level, denudation rates and the origin of sediments. The study of drainage is fundamental to understanding the factors that condition it. Based on the organization of the channels, it is possible to interpret the dynamics induced in this configuration, be it tectonic and/or climatic in nature, at different spatial and temporal scales. The study in question analyzes the evolution and dynamics of the geomorphological landscape of the lower course of the Goiana River Basin, in Pernambuco. The study aimed to investigate the responses of relief forms to the processes inherent to the evolution of the drainage network, understand the role of morphostructure and morphotectonics, identify depositional environments and analyze the genesis of the topographically low divide, this is because, based on the premise of possible past connections between the hydrographic basins of the Goiana and Abiaí rivers, a low divide between the two basins was observed, as well as manifestations of reorganization of local drainage. As for the main methodologies, the following were used: morphometric indices, the Slope-Extension Relationship (RDE), the Basin Asymmetry Factor (FA), the Divider Asymmetry Factor (FAB) and the Bottom/Valley Height Ratio (RFAV), in addition to investigations of sedimentological properties through granulometric, morphoscopic and geochemical analyzes of the sediments. The results indicated possible tectonic movements and consequent tilting of blocks in the area, evidenced both in the morphometry and in the structuring of the drainage. Five sedimentary deposits were found on the dividers of the Goiana river basin, in its lower course, indicating that sediment production is conditioned by tectonic and climatic dynamics. The deposits on both banks of the divider showed differentiation in terms of granulometric characteristics, when in geochemical indicators, pointing to distinct events for a semi-humid phase that evolved into a semi-arid phase during deposition. It was possible to discuss with other works in the study area and correlate possible events during the Quaternary, as well as corroborate the connections that the Goiana river basin had with the Abiaí river, and which, due to tectonic dynamics, generated a possible uplift in this sector disconnecting the two basins. The research sought to contribute to the geomorphological knowledge of the area, especially in the river context and its relationship with Structural Geomorphology. Furthermore, we sought to generate academic and scientific discussions about the behavior, morphology and conditions of the river landscape in a humid tropical environment.

Keywords: Goiana River Basin; River Environments; Morphometric Indices; Sedimentological analyses; Structural Geomorphology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização da área de estudo.....	17
Figura 2 -	Representação dos setores de um estuário.	33
Figura 3 -	Rearranjos da drenagem.	39
Figura 4 -	Localização da Bacia Sedimentar Paraíba e da área de estudo em amarelo.	48
Figura 5 -	Estruturação da Bacia Sedimentar Paraíba.....	49
Figura 6 -	Mapeamento Geológico da área de estudo.....	50
Figura 7 -	Climograma de Goiana/PE (1961 – 1990).	54
Figura 8 -	Série histórica da precipitação do município de Goiana/PE.	55
Figura 9 -	Atuação da DOLs sobre o litoral do Nordeste em 16/07/2011.	55
Figura 10 -	Bacias hidrográficas da área de estudo	56
Figura 11 -	Drenagens principais da área de estudo	57
Figura 12 -	Mapeamento das Unidades Pedológicas	59
Figura 13 -	Cultivo da cana-de-açúcar, ao fundo vegetação ciliar densa, entre Goiana/PE e Caaporã/PB.....	60
Figura 14 -	Usos diversos: Cana-de-açúcar, pastagem e vegetação densa, Tejucupapo - Goiana/PE.	60
Figura 15 -	Vegetação densa nas áreas de confluência do rio Tracunhaém com o rio Capibaribe-Mirim, município de Goiana/PE.	61
Figura 16 -	procedimentos de medida para obter os valores do índice RFAV.	66
Figura 17 -	Principais tipos de padrão de drenagem.....	70
Figura 18 -	Hierarquia fluvial segundo o Método de Horton (A) e Stralher (B).	71
Figura 19 -	Diagrama de Tucker (1995).	73
Figura 20 -	Hipsometria da área de estudo.	77
Figura 21 -	Declividade da área de estudo.....	78
Figura 22 -	Compartimentação do relevo da área estudo.....	79
Figura 23 –	Perfil topográfico A-B das Unidades Morfoestruturais.	80
Figura 24 -	Perfil topográfico E – F das Colinas de Topos.	81
Figura 25 -	Colinas de topos tabulares do Piemonte Cristalino da Borborema.....	82
Figura 26 -	Planície Flúvio-Marinha e Planalto Sedimentar, município de Goiana.	83
Figura 27 -	Perfil topográfico G – H dos Tabuleiros Costeiros.	83
Figura 28 -	Vista da planície Flúvio-marinha do rio Goiana.	84
Figura 29 -	Perfil topográfico C – D das Planícies.	84

Figura 30 -	Perfil topográfico I – J do baixo divisor Goiana/Abiaí.	84
Figura 31 -	Mapa da distribuição espacial dos lineamentos na área de estudo.....	86
Figura 32 -	Frequência e comprimento dos lineamentos.	87
Figura 33 -	Densidade de lineamento.	88
Figura 34 -	ruptura de declive do rio Tracunhaém, Carpina -PE.....	89
Figura 35 -	mapeamento da distribuição e densidade dos knickpoints na área.	91
Figura 36 -	Rupturas de declives suaves no rio Capibaribe-Mirim, Itambé – PE.....	92
Figura 37 -	Perfil longitudinal do rio Ibeapecu com anomalias de 1º ordem.	93
Figura 38 -	Perfil longitudinal do rio do Galo com anomalias de 2º ordem.....	93
Figura 39 -	Fator de Assimetria das sub-bacias de 3º ordem da área de estudo.....	95
Figura 40 -	Índice de Assimetria do Divisor e direção preferencial de migração.	98
Figura 41 -	Direção preferencial de migração do divisor, (A) - margem direita (B) – margem esquerda.	99
Figura 42 -	Hierarquia fluvial do baixo curso do rio Goiana e áreas circunvizinhas. ..	105
Figura 43 -	Configuração dos principais vales fluviais da área estudada.	108
Figura 44 -	Vales confinado e lateralmente não confinado no afluente da margem direita do rio Goiana, em Goiana/PE.....	110
Figura 45 -	Perfil topográfico A – B, morfologia dos vales fluviais presentes entre os divisores do baixo curso da bacia do rio Goiana.....	110
Figura 46 -	Perfil topográfico C – D, morfologia dos vales fluviais presentes entre os principais divisores no baixo curso da bacia do rio Goiana.	111
Figura 47 -	Morfologia dos vales fluviais no baixo curso da bacia do rio Goiana.	112
Figura 48 -	Trechos anômalos da rede de drenagem na área de estudo.....	114
Figura 49 -	Afluente do rio Goiana retificado por falhamento na margem direita.	115
Figura 50 -	Trecho de drenagem anômala do riacho da Pitanga, margem esquerda.....	115
Figura 51 -	Trechos de uma possível reversão da drenagem no divisor da margem esquerda.....	116
Figura 52 -	Ilustração do processo de reversão da drenagem, A – antes e B – depois.	117
Figura 53 -	A: Vista de cima do trecho desconectado; B: evidências do baixo divisor e da cabeceira desproporcional do riacho Camocim na bacia do rio Abiaí.	117
Figura 54 -	Mapeamento de detalhe da planície do rio Goiana.	119
Figura 55 -	Barra lateral do afluente do rio Goiana na margem direita. Tejucupapo....	120
Figura 56 -	Formas fluviais e atividade antrópicas na planície do rio Goiana.	121

Figura 57 -	A – Trecho do rio Tracunhaém sobre um falhamento, B – canal retificado pela ação antrópica na margem direita do rio Tracunhaém.	121
Figura 58 -	Níveis deposicionais da planície do rio Goiana na margem esquerda.	122
Figura 59 -	Localização dos pontos de coleta na área de estudo.	123
Figura 60 -	Vista em 3D da localização dos pontos de coleta.	124
Figura 61 -	Localização e perfil topográfico do ponto 01 - BGPE01.	125
Figura 62 -	Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B e C) e diagramas de Pejrups (D e E) do perfil BGPE01.	126
Figura 63 -	Classes texturais do perfil BGPE01.	127
Figura 64 -	Análise Morfoscópica do perfil BGPE01 – parâmetros de Tucker (1995).	129
Figura 65 -	Química Total do perfil BGPE01.	130
Figura 66 -	Relações moleculares Ki e Kr do perfil BGPE01.	130
Figura 67 -	Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPE01.	131
Figura 68 -	Gráfico ternário IOL do perfil BGPE02.	132
Figura 69 -	Localização e perfil topográfico do ponto 02 - BGPE02.	133
Figura 70 -	Classes texturais do perfil BGPE02.	134
Figura 71 -	Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B e C) e diagramas de Pejrups (D e E) do perfil BGPE02.	135
Figura 72 -	Análise Morfoscópica do perfil BGPE02.	137
Figura 73 -	Química total dos sedimentos do perfil BGPE02.	138
Figura 74 -	Relações moleculares do perfil BGPE02.	138
Figura 75 -	Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPE02.	139
Figura 76 -	Gráfico ternário IOL do perfil BGPE02.	140
Figura 77 -	Localização e perfil topográfico do ponto 03 - BGPE03.	141
Figura 78 -	Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B, C e D) e diagramas de Pejrups (E, F e G) do perfil BGPE03.	142
Figura 79 -	Classes texturais do perfil BGPE03.	143
Figura 80 -	Análise morfoscópica do perfil BGPE03.	144
Figura 81 -	Química total do perfil BGPE03.	145
Figura 82 -	Relações moleculares do perfil BGPE03.	146
Figura 83 -	Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPE03.	147
Figura 84 -	Gráfico ternário IOL do perfil BGPE03.	148
Figura 85 -	Localização e perfil topográfico do ponto 04 - BGPE04.	149

Figura 86 -	Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B) e diagramas de Pejrurp (C) do perfil BGPB01.....	150
Figura 87 -	Classes texturais do perfil BGPB01.....	151
Figura 88 -	Análise morfoscóica do perfil BGPB01.....	152
Figura 89 -	Química total do perfil BGPB01.....	152
Figura 90 -	Relações moleculares do perfil BGPB01.....	153
Figura 91 -	Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPB01.....	154
Figura 92 -	Gráfico ternário IOL do perfil BGPB01.	154
Figura 93 -	Localização e perfil topográfico do ponto 05 - BGPB02.....	155
Figura 94 -	Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B e C) e diagramas de Pejrurp (D e E) do perfil BGPB02.....	156
Figura 95 -	Classes texturais do perfil BGPB02.....	157
Figura 96 -	Análise morfoscóica do perfil BGPB02.....	158
Figura 97 -	Química total do perfil BGPB02.....	159
Figura 98 -	Relações moleculares do perfil BGPB02.....	159
Figura 99 -	Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPB02.....	161
Figura 100 -	Gráfico ternário IOL do perfil BGPB02.	161
Figura 101 -	Gráfico binário sobre as condições paleoambientais durante a deposição.	164
Figura 102 -	Mapa do contorno das principais estruturas tectônicas da área de estudo.	168
Figura 103 -	Vista da planície costeira de urbanizada de Pitimbu/PB, contribuintes que conectam o riacho de Bueiro e seguem em direção ao rio Goiana.	170
Figura 104 -	Vista do baixo divisor e áreas próximas que possivelmente sofreram processos tectônicos.	173

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Área territorial das Unidades Litoestratigráficas.	49
Tabela 2 -	Área territorial das Unidades Pedológicas.	58
Tabela 3 -	Área territorial das Unidades Morfoestruturais.....	80
Tabela 4 -	Área territorial dos Compartimentos de Relevô.....	81
Tabela 5 -	Dados obtidos na aplicação do FAB na área de estudo.	96
Tabela 6 -	Índice Razão Fundo/Altura do Vale – RFAV das sub-bacias.....	101
Tabela 7 -	Parâmetros estatísticos do perfil BGPE01- (Folk e Ward,1957).	128
Tabela 8 -	Índices geoquímicos do perfil BGPE01.....	131
Tabela 9 -	Parâmetros estatísticos do perfil BGPE02.	136
Tabela 10 -	Índices geoquímicos do perfil BGPE02.....	139
Tabela 11 -	Parâmetros estatísticos do perfil BGPE03 (Folk e Ward, 1957).....	143
Tabela 12 -	Índices geoquímicos do perfil BGPE03.....	147
Tabela 13 -	Parâmetros estatísticos do depósito BGPB01 (Folk e Ward, 1957).....	151
Tabela 14 -	Índices geoquímicos do perfil BGPB01.....	153
Tabela 15 -	Parâmetros estatísticos do perfil BGPB02.	157
Tabela 16 -	Índices geoquímicos do perfil BGPB02.....	160

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
2	REVISÃO TÉORICA.....	19
2.1	MORFOTECTÔNICA DO LITORAL ORIENTAL DO NORDESTE BRASILEIRO	19
2.1.1	Conceitos e definições	19
2.1.2	Morfotectônica na margem passiva do Brasil	21
2.1.3	Tectônica do Nordeste Oriental	24
2.1.4	Tectônica e a paisagem fluvial no Nordeste do Brasil	25
2.2	GEOMORFOLOGIA FLUVIAL NOS AMBIENTES TROPICAIS ÚMIDOS	27
2.2.1	Geomorfologia Tropical	27
2.2.2	Sistemas fluviais nos trópicos úmidos	28
2.2.3	Ambientes deposicionais estuarinos	31
2.3	EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS FLUVIAIS E REARRANJO DA DRENAGEM.....	34
2.3.1	Os vales fluviais na evolução do relevo	35
2.3.2	Processos de rearranjo da drenagem na evolução fluvial	37
2.3.3	Capacidade de ajustamento fluvial	40
2.4	DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO NO NORDESTE BRASILEIRO	41
2.4.1	Paleoambiente e paleoclima no período Quaternário.....	42
2.4.2	O clima do Quaternário no Nordeste brasileiro.....	44
3	CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO	47
3.1	ARCABOUÇO GEOLÓGICO	47
3.1.1	Bacia Sedimentar Paraíba.....	47
3.1.2	Unidades Litoestratigráficas	49
3.2	DINÂMICA CLIMÁTICA	51
3.3	BACIAS HIDROGRÁFICAS E DRENAGENS PRINCIPAIS	56
3.4	UNIDADES PEDOLÓGICAS E USO E COBERTURA DA TERRA	58
4	MATERIAL E MÉTODOS	62
4.1	BASE CARTOGRÁFICA	62
4.2	TRABALHO DE CAMPO	63
4.3	ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM.....	63
4.3.1	Fotolineamentos do relevo e da rede de drenagem	63

4.3.2	Relação Declividade-Extensão (RDE)	64
4.3.3	Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	65
4.3.4	Fator de Assimetria (FA)	66
4.3.5	Índice de Assimetria do divisor (IAD)	67
4.3.6	Mensuração do Entalhamento Fluvial	68
4.3.7	Padrões de drenagem	69
4.3.8	Hierarquia fluvial	70
4.4	MAPEAMENTO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICO	71
4.5	ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA	72
4.5.1	Análise Granulométrica	72
4.5.2	Morfoscopia	73
4.5.3	Assinatura Geoquímica dos Sedimentos por Fluorescência de Raios-X	74
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	76
5.1	CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DA BACIA DO RIO GOIANA E ÁREAS ADJACENTES	76
5.1.1	Hipsometria e declividade como elementos importantes na interpretação do relevo	76
5.1.2	Domínios morfoestruturais e compartimentação do relevo da área de estudo	78
5.2.	MORFOMETRIA E MORFOTECTÔNICA DO BAIXO CURSO DO RIO GOIANA	85
5.2.1	Fotolineamentos de relevo e de drenagem na área de estudo	85
5.2.2	Distribuição espacial dos <i>knickpoints</i> no contexto tectônico e estrutural da área de estudo	89
5.2.3	Fator de assimetria na escala de sub-bacias e índice de assimetria do divisor de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Goiana e Abiaí	94
5.2.4	Índice Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV) e entalhamento fluvial na escala de sub-bacias do divisor de drenagem da bacia do rio Goiana	100
5.3.	MORFOGÊNESE E MORFODINÂMICA FLUVIAL DO BAIXO CURSO DO RIO GOIANA E ÁREAS ADJACENTES	104
5.3.1	Hierarquia fluvial como elemento de compreensão da evolução fluvial	104
5.3.2	Dinâmica evolutiva dos vales fluviais na área de estudo	106
5.3.3	Avaliação das anomalias e dos rearranjos de drenagem na morfogênese fluvial	112
5.3.4	Formas e processos fluviais da planície do rio Goiana	118

5.4.	MORFOESTRATIGRAFIA E RECONSTRUÇÃO DOS AMBIENTES DE POSICIONAIS DO BAIXO CURSO DO RIO GOIANA	123
5.4.1	Perfil 01 - BGPE01 - Divisor de drenagem da margem direita	124
5.4.2	Perfil 02 - BGPE02 – Divisor de drenagem da margem direita.....	133
5.4.3	Perfil 03 - BGPE03 – Divisor de drenagem da margem direita.....	140
5.4.4	Perfil 04 - BGPB01 – Divisor de drenagem da margem esquerda	149
5.4.5	Perfil 05 - BGPB02 – Divisor de drenagem da margem esquerda	155
5.4.6	Análise dos dados sedimentológicos	162
5.5	EVOLUÇÃO, DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA E EVIDÊNCIAS DE ANTIGAS CONEXÕES ENTRE AS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO RIO GOIANA/PE E DO RIO ABIAÍ/PB.....	167
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	175
	REFERÊNCIAS	178

1 INTRODUÇÃO

A Geomorfologia fluvial é um importante campo de investigação da dinâmica dos cursos d'água, pois ela proporciona o conhecimento das várias perspectivas envolvidas na estruturação dos canais fluviais, na organização espaço-temporal e na configuração evolutiva da drenagem e, conseqüentemente, na evolução das paisagens fluviais. As várias técnicas utilizadas nesse campo de conhecimento possibilitam interpretar os arranjos espaciais, os padrões da drenagem, os processos e formas resultantes, além dos fatores que condicionam estes ambientes, sejam eles naturais ou antropomorfizados.

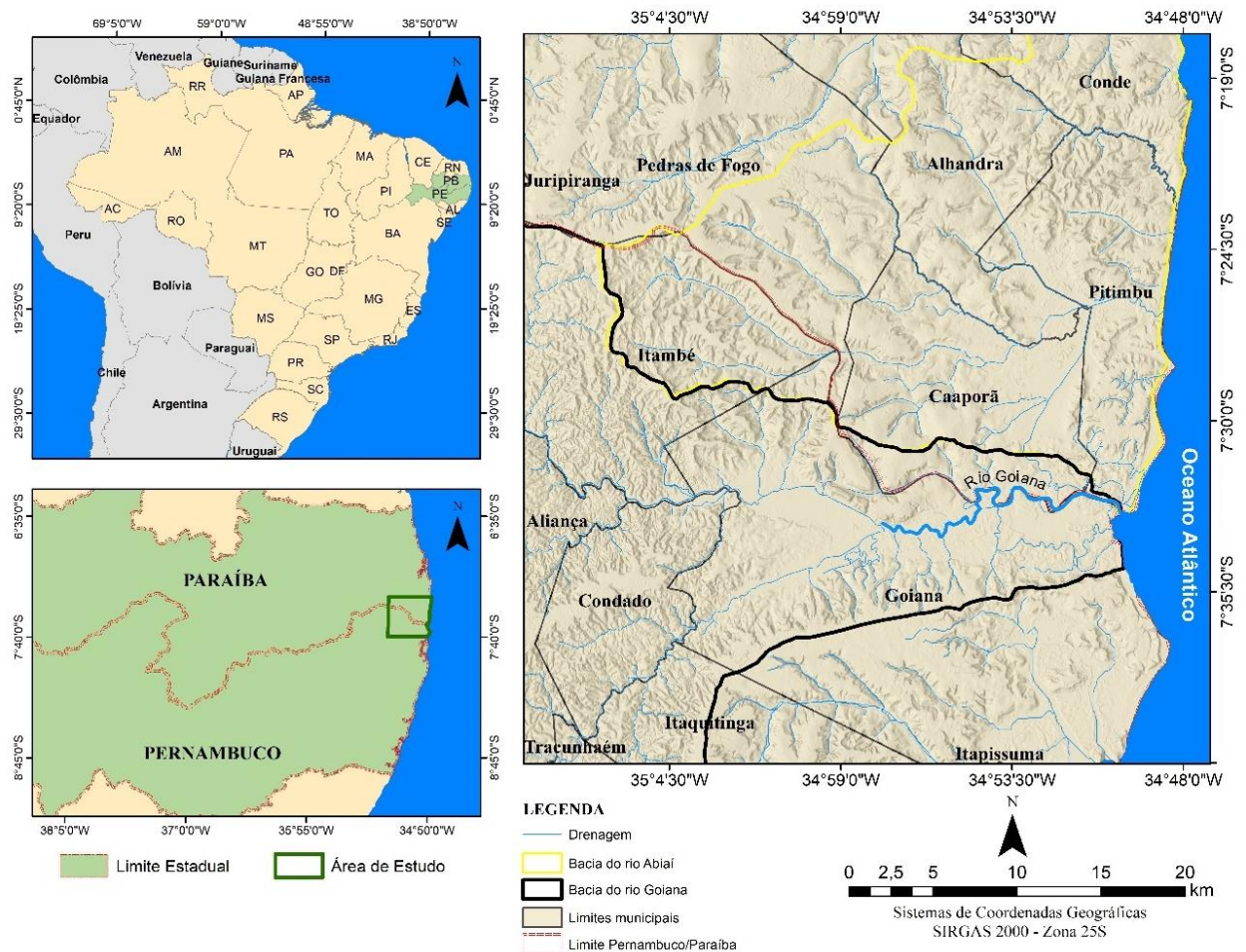
Por meio do ajuste fluvial, os rios modificam o relevo da Terra, como forma de adaptação às mudanças ocorridas em superfícies terrestres, seja por movimentos tectônicos ou mudanças climáticas, que em ambos os casos podem promover variações no nível do mar, ou atividades antropogênicas. O resultado do efeito erosivo dos rios pode ser evidenciado na paisagem, como a incisão fluvial, os rearranjos da drenagem, a migração dos canais e divisores, esses elementos estão inseridos na evolução dos sistemas fluviais e podem provocar alterações no nível de base, variação nas taxas de denudação e mudanças na quantidade e origem dos sedimentos.

A drenagem é um componente significativo para compreender seus fatores condicionantes, porque a partir da organização dos canais, pode-se interpretar a dinâmica envolvida nessa configuração, seja tectônica ou climática, em várias escalas espaciais e temporais. O tempo é um fator relevante nessa dinâmica, sobretudo para relacionar quais foram os eventos pretéritos no Quaternário que contribuíram para a disposição espacial desses ambientes. As evidências apresentadas nos padrões, processos e nos sedimentos fluviais permitem inferir seus meios formativos, assim como prognósticos futuros a respeito da configuração dos sistemas fluviais.

A área de estudo escolhida possui características geomorfológicas pertinentes à discussão, uma vez que parte-se da premissa de que tanto a drenagem quanto as formas do relevo estão relacionadas não apenas à dinâmica climática, como também aos movimentos tectônicos locais. O recorte estudado está localizado na porção norte do litoral pernambucano, divisa com o Estado da Paraíba, compreendendo o baixo curso da Bacia Hidrográfica do rio Goiana (BHRG), que possui como divisor ao norte o interflúvio da Bacia Hidrográfica do rio Abiaí (BHRA), no Estado da Paraíba. É importante atentar para a existência de *horst* e *grabens* nessa área, e que o próprio baixo curso da bacia do rio Goiana está inserido no *graben* que recebe o mesmo nome.

A área de estudo está situada entre as coordenadas 7° 24' 30" e 7° 35' 30" de latitude sul, 35° 4' 30" e 34° 48' 0" de longitude oeste, concentrando-se no município de Goiana, no Estado de Pernambuco, e nos municípios de Pitimbu e Caaporã, no Estado da Paraíba, na porção ao norte. Limita-se a leste com o oceano Atlântico, ao sul com os municípios de Ilha de Itamaracá, Itapissuma e Itaquitinga, a oeste com os municípios de Condado e Itambé e ao norte com os municípios de Pedras de Fogo, Alhandra e Conde (Figura 01).

Figura 1 - Localização da área de estudo.



Fonte: A autora (2024).

Nesse ínterim, o presente trabalho tem como objetivo geral analisar a evolução e a dinâmica da paisagem geomorfológica do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana e áreas circunvizinhas, a partir da análise das características da rede de drenagem, dos depósitos sedimentares, da morfoestrutura e da morfotectônica da paisagem. Como forma de alcançar essas metas, a pesquisa tem como objetivos específicos:

1. Compreender o papel exercido pela morfoestrutura e morfotectônica no baixo curso do rio Goiana a partir dos parâmetros morfométricos;

2. Investigar as respostas nas formas de relevo aos processos da rede de drenagem, sobretudo na morfologia dos vales e na presença de rearranjos de drenagem;
3. Identificar os ambientes deposicionais quaternários com base nos registros sedimentares, com objetivo de compreender a dinâmica evolutiva da área de estudo;
4. Discutir a gênese do divisor topograficamente baixo e avaliar as possíveis conexões pretéritas, entre as bacias do rio Goiana/PE e do rio Abiaí/PB.

Esse estudo propõe-se a investigar as ligações existentes entre as duas bacias hidrográficas, uma vez que o divisor que as conecta apresenta uma topografia rebaixada e está atrelado a outros indícios visíveis na drenagem, como cortes abruptos que desconectam os canais, cabeceiras não compatíveis com o canal e o baixo divisor entre as duas bacias. Destaca-se a necessidade de compreender a dinâmica desse ambiente, além de contribuir para a investigação de possíveis causas, sejam elas relacionadas a eventos tectônicos e/ou as variações nos níveis dos oceanos.

A pesquisa visa contribuir para o conhecimento geomorfológico da área de estudo, sobretudo do ponto de vista fluvial e sua relação com a Geomorfologia Estrutural, propondo maiores discussões acadêmicas e científicas a respeito do comportamento, morfologia e condicionantes da paisagem fluvial, além de corroborar com os trabalhos já desenvolvidos na região.

2 REVISÃO TEÓRICA

A fundamentação teórica está estruturada a partir das principais temáticas importantes para o desenvolvimento deste trabalho. Busca-se compreender, por meio de literaturas clássicas e pesquisas da atualidade, os processos inerentes à Geomorfologia, que são pertinentes à discussão aqui proposta. Essa revisão teórica está dividida em quatro tópicos, sendo eles: Morfotectônica do litoral oriental do Nordeste brasileiro; Geomorfologia fluvial nos ambientes tropicais úmidos; Evolução dos sistemas fluviais e rearranjo da drenagem e Dinâmica paleoclimática do Quaternário no Nordeste brasileiro.

2.1 MORFOTECTÔNICA DO LITORAL ORIENTAL DO NORDESTE BRASILEIRO

Este tópico pretende compreender a morfotectônica do litoral oriental do Nordeste brasileiro, dedicando-se à evolução das áreas de margens passivas pós-rifte. Busca-se, nessa discussão, apresentar algumas definições e os principais mecanismos dessa dinâmica tectônica, bem como sua influência na paisagem geomorfológica da área de estudo.

2.1.1 Conceitos e definições

A morfotectônica estuda os processos e as formas derivadas da atividade tectônica, a partir da utilização das feições geomorfológicas para o reconhecimento e estudo das evidências de movimentos tectônicos na paisagem. A morfotectônica é um termo derivado da junção entre a geomorfologia e a tectônica, sendo um campo complexo de atuação, no qual se faz necessário um estudo interdisciplinar envolvendo áreas como: Estrutural, Geodésia, Sismologia, Geomorfologia, Geocronologia e Geologia. Seu objetivo é uma análise integrada da paisagem e do controle tectônico na evolução do relevo, considerando o posicionamento das superfícies e da sua hipsometria. (Saadi, 1993; Sowinski, 2019; Silva, 2022).

Para compreensão da morfotectônica, são utilizados marcadores geomórficos que orientam os estudos tectônicos, como, por exemplo, o perfil longitudinal de um rio e as bacias hidrográficas. Esses elementos auxiliam na investigação e na descrição das condições gerais de um relevo afetado pelos processos morfotectônicos. Uma perturbação ocasionada por um falhamento tem a capacidade de modificar a dinâmica fluvial e, conseqüentemente, as formas de relevo. Esses marcadores também podem ser utilizados em cálculos morfométricos de uma área, para o entendimento da intervenção tectônica na paisagem (Saadi, 1993; Burbank; Anderson, 2012; Sowinski, 2019).

A abordagem morfotectônica, na prática, evidencia a utilização das formas de relevo ou atributos superficiais, como padrões de drenagem, para identificar a existência de feições tectônicas, especialmente em áreas relativamente estáveis. Os mapas geomorfológicos, o mapeamento dos padrões de drenagem e os modelos digitais de elevação, juntamente com seus produtos, são examinados para encontrar anomalias presentes no relevo, nos cursos fluviais, nas formas dos canais, nos padrões de terraços e nas quebras de declive, buscando correlacionar a presença dessas anomalias com a ação tectônica em áreas que, por vezes, não apresentam nenhuma outra evidência ou quando, a partir dos estudos, é possível diferenciar a origem da atuação, se é tectônica ou climática (Migon, 2006; Andrades Filho; Rossetti; Bezerra, 2021).

A morfotectônica está relacionada aos estudos das superfícies geradas por uma tectônica recente. No século XIX, começaram as discussões sobre essa tectônica recente, ou neotectônica, embora, principalmente entre os geólogos russos e alemães, ainda predominasse a ideia de que os movimentos tectônicos mais significativos para a formação do relevo, teriam ocorrido apenas no tempo pretérito. No século XX, sugeriram os primeiros métodos de identificação de movimentos neotectônicos, onde foi possível observar com mais atenção que os estágios recentes da história geológica da Terra são caracterizados por movimentos intensos da crosta terrestre (Gerbova; Tikhomirov, 1982; Saadi, 1993; Bezerra 2000; Fonsêca, 2012).

O termo neotectônica foi proposto por Obruchev (1948) com objetivo de caracterizar os processos geológicos ativos, sendo ela responsável pela reativação e surgimento de novas falhas que se justapõem às antigas. Essa movimentação da crosta terrestre deu-se nos períodos Terciário Superior e do Quaternário, marcando um momento relevante para a formação do relevo atual. Em 1978, a Associação Internacional de Estudos do Quaternário – INQUA, através da Comissão de Neotectônica, conceituou os movimentos neotectônicos como qualquer um que ocasione alteração do nível geodésico de referência, não delimitando uma temporalidade específica, incluindo assim toda a escala de tempo geológico (Stewart, 2006; Fonsêca, 2012; Sowinski, 2019).

Para Mörner (1986), a neotectônica seria um conceito que abrange todos os deslocamentos crustais, isostáticos e a interação entre as placas no decorrer de um longo tempo. Com base nessa discussão, foi introduzido o termo “tectônica ativa”, usado para explicar eventos recentes, ou seja, o estudo das atividades tectônicas de um passado próximo. Para Saadi (1993), a delimitação do período dito neotectônico foi uma discussão bastante complexa, considerando que muitas porções do globo são sujeitas a tensões em estágios diferentes de evolução tectônica, além de possuírem diferentes localizações, que devem ser consideradas numa escala tempo (Fonsêca, 2012, Sowinski, 2019).

No Brasil, a utilização da neotectônica surgiu principalmente para buscar explicações sobre formas geológicas e geomorfológicas particulares e localizadas que levantam discussões sobre a existência de episódios de tectônica recente. Em 1951, Freitas publicou o primeiro trabalho de neotectônica no Brasil, na tentativa de apresentar formas que ilustrassem os processos tectônicos modernos. É importante ressaltar que alguns autores anteriores a Freitas (Brajnikov, 1847; Hartt, 1870) já tinham sugerido a existência de alguns eventos tectônicos atuais.

O termo morfoestrutura também é um elemento importante a se considerar nesse debate. Segundo a definição de Saadi (1993), as morfoestruturas são elementos que representam a influência das litoestruturas nas formas de uma determinada área. As morfoestruturas estão em concordância com os processos dinâmicos internos e com feições morfológicas diretamente relacionadas às estruturas geológicas em diferentes escalas, ou seja, estão associadas aos processos dinâmicos endógenos, numa escala regional, e às ações exógenas em escala local. Os índices morfométricos têm sido utilizados para a identificação dos controles morfoestruturais nos estudos geomorfológicos, na exposição dos condicionantes litológicos e morfotectônicos sobre cenários geológicos distintos (Sowinski, 2019; Monteiro; Corrêa, 2020).

Segundo Silva (2022) é importante ressaltar que a morfoestrutura trata-se do forte controle associado ao arcabouço litoestrutural. É, portanto, um controle passivo exercido por complexos litológicos que envolvem e são delimitados por uma determinada estrutura tectônica, enquanto a origem das formas se dá em função dos processos erosivos. Já a morfotectônica verifica-se quando a concepção de formas na paisagem ocorreu sob controle tectônico ativo. Dentro desse contexto, e para ampliar as discussões sobre a temática abordada, torna-se significativo o conhecimento da morfotectônica brasileira, sobretudo da porção oriental do Nordeste, entendendo que o Brasil se encontra na margem continental passiva, que apresentava um processo de quietude bastante discutido na literatura (Saadi, 1993; 1991; Tavares, 2010; Fonsêca, 2012).

2.1.2 Morfotectônica na margem passiva do Brasil

A margens continentais passivas, também chamadas de margens rifteadas, margens divergentes e margens do tipo Atlântico, compõem 50% das margens continentais, e desempenham um papel significativo para os seres humanos, uma vez que uma porção considerável da população mundial reside nessas áreas. Além disso, essas margens são importantes repositórios de recursos vitais, como os hidrocarbonetos. Ademais, deve-se

considerar que as margens passivas separam a crosta oceânica da crosta continental (Bradley, 2008; Silva, 2022).

A margem continental passiva é a zona de contato entre a crosta continental e a oceânica, resultante de processos tectônicos. Essas margens surgem de fraturas das placas tectônicas e da expansão do fundo oceânico, decorrente do movimento divergente. A circulação convectiva ligada às forças do manto contribui para a formação de zonas continentais extensas e com adelgaçamento da crosta, o que ocasiona um novo nível geral de base, possibilitando que essas áreas se tornem coletoras de escoamentos de drenagem e sedimentos provenientes do interior (Bott, 1995; Petersen; Schiffer, 2016).

As zonas de ruptura são marcadas por um intenso escoamento de magma basáltico que, ao se combinar com processos extensionais, são responsáveis pela formação da crosta oceânica recente. Esse alongamento tectônico levou à subsidência, à formação de vales rifte e, nos estágios finais, à separação dos continentes, criando novos oceanos. As bacias sedimentares marginais podem se formar em áreas rebaixadas pela estrutura, onde termina a última etapa do rifteamento (Oliveira, 2019).

A margem passiva continental brasileira apresenta uma origem herdada das estruturas do Ciclo Brasileiro-Panafricano. Essa ativação resultou na junção do supercontinente Gondwana, no soerguimento da cadeia Brasileira no Neoproterozoico, e solidificou a Plataforma Brasileira. A fase seguinte ao colapso orogênico e ao desenvolvimento da plataforma resultou na formação das grandes bacias sedimentares paleozoicas, nas quais as áreas próximas aos setores elevados passaram a receber sedimentos provenientes do continente. As bacias sedimentares do Parnaíba, do Amazonas, de Solimões e outras menores são exemplos de formação nesse período (Brito Neves *et al.*, 2000; Hasui, 2012; Brito Neves; Fuck; Pimentel, 2014; Oliveira, 2019).

A reativação orogênica de antigas regiões de sutura, ocorrida no final do Jurássico e início do Cretáceo, resultou posteriormente no rifteamento e na compartimentação continental de Gondwana Ocidental, entre o Cretáceo Superior e o Cenozoico. Segundo Oliveira (2019), após esse acontecimento de ruptura, a margem passiva brasileira foi dividida em dois macrocompartimentos: a margem equatorial transformante de baixa elevação e a margem oriental divergente elevada. A topografia desses dois setores atualmente, reflete os diferentes eventos da fase de rifteamento e do subsequente deslocamento das placas, assim como da evolução morfotectônica pós-rifte (Petersen; Schiffer, 2016; Oliveira, 2019).

A margem passiva brasileira, especificamente o setor sudeste, é o local mais favorável para o início da subducção ao longo das margens atlânticas da América do Norte e do Sul. A

partir de um estudo numérico visando entender o processo de subducção espontânea nas margens passivas do continente americano, foi possível compreender a densificação da litosfera oceânica envelhecida, que ultrapassa a densidade da astenosfera subjacente (Nikolaeva; Gerya; Marques, 2011).

A margem passiva brasileira apresenta um conjunto de processos e formas decorrentes da reativação tectônica pós-rifte. Esses resultados se devem tanto à inversão Cenozoica do campo de tensões regional quanto às propriedades locais inerentes a compartimentos estruturais morfológicos específicos. Em escalas menores, a tectônica pós-rifte, embora sutil, pode deixar marcas intensas nas paisagens, como a presença de camadas sedimentares antigas em setores de cimeira, facilitando processos de inversão de relevo e rearranjo de drenagem (Oliveira, 2019).

Trabalhos como o de Saadi (1993) demonstram a relevância do estudo dos eventos tectônicos brasileiros e fornecem informações valiosas sobre o início da tectônica na plataforma brasileira. Saadi observa que o movimento neotectônico levou à reativação das falhas pré-cambrianas. Falhas sistematicamente reativadas geram processos de rifteamentos que conduzem à formação de bacias sedimentares, dando origem a bacias compressivas jovens caracterizadas por inversões topográficas (Saadi, 1993; Fonsêca, 2012).

Descontinuidades resultantes da tectônica controlam a topografia local e os padrões de drenagem, assim como a disposição de algumas bacias hidrográficas. Os blocos delimitados por essas descontinuidades são fragmentados por falhas de diferentes tipos e tamanhos, resultando em estruturas de escala regional com áreas alternadas de soerguimento e subsidência. Algumas áreas do Brasil são objetos de estudos da tectônica recente, as áreas da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar são as pioneiras em estudos morfotectônicos (Fonsêca, 2012).

Saadi (1993) menciona que o trabalho de Hasui (1990) traz uma reflexão sobre a neotectônica brasileira, abordando reativações estruturais desde o Pré-cambriano até o Cenozoico, com uma contribuição histórica e regional sobre o tema. Hasui associa o início do neotectonismo no Brasil ao processo migratório do continente sul-americano e à consequente abertura do Atlântico Sul. Na década de 1950, um trabalho que merece destaque é o de King (1956), “A geomorfologia do Brasil Oriental”. Nesse estudo, ele aborda o desenvolvimento da paisagem atual do leste do Brasil, correlacionando-a aos ciclos de denudação, eventos erosivos ocorridos no Mesozoico e Cenozoico, e faz referências ao tectonismo plio-pleistocênico.

Muitos outros trabalhos regionais específicos foram sendo dedicados a essa discussão. As regiões Sudeste e Sul apresentam as mais abundantes publicações sobre atividades tectônicas em áreas com contextos bastante diversificados, o que possibilita a síntese regional

desses dados para a construção de um estudo dessas regiões. Segundo Lima *et al.*, (2017), os estudos neotectônicos-geomorfológicos têm apresentado evidências importantes, e é relevante destacar alguns autores (Barbosa; Furrier, 2011; Brito Neves *et al.*, 2004; Etchebehere *et al.*, 2000, 2004, 2006; Furrier; Araújo; Meneses, 2006; Souza *et al.*, 2010).

2.1.3 Tectônica do Nordeste Oriental

O Nordeste do Brasil está situado na margem passiva brasileira, na porção interior da placa sul-americana. A área consiste em um interior elevado, composto pelo embasamento cristalino pré-cambriano, deformado principalmente por zonas de cisalhamento, sobreposta a bacias sedimentares cretáceas e a unidades cenozoicas formadas durante a separação América do Sul-África, circundado por planaltos dissecados de baixa altitude, constituídos por rochas sedimentares e estreitas planícies costeiras. Existem dois grandes conjuntos de falhas na região: NE e NW (Bezerra, 2000; Bezerra *et al.*, 2007).

O embasamento pré-cambriano abrange a província estrutural da Borborema no leste da plataforma continental do Nordeste da América do Sul. A Província Borborema é composta principalmente por terrenos deformados do Paleoproterozoico, Neoproterozoico Inferior e Neoproterozoico, cobrindo uma área de mais de 450.000 quilômetros quadrados. A maioria das estruturas tectônicas surgiu ou foi transformada durante a colagem Pan-Africano-Brasileira, há cerca de 600 Ma. A característica mais marcante da estrutura tectônica é a zona de cisalhamento pré-cambriana, que possui uma geometria em forma sigmoidal (Almeida; Brito Neves; Carneiro, 2000; Bezerra *et al.*, 2008).

Durante o período Mesozoico, a Província Borborema foi fortemente afetada pela ação tectônica, caracterizada pelas fases rifte e pós-rifte. O estágio rifte resultou na evolução das bacias por meio da extensão de margens passivas. Nesse período, começaram a ser criadas as bacias marginais e interiores. A maioria dessas bacias possui sequências sedimentares pós-rifte, que evoluíram durante a fase de abertura oceânica e a evolução passiva da margem. Nessa fase, o desenvolvimento de falhas continuou a ocorrer, porém, com menor intensidade (Françolin; Cobbold; Szatmari, 1994; Matos, 1999; Bezerra *et al.*, 2007; Tavares, 2010; Fonsêca, 2012).

A origem dessas bacias sedimentares está relacionada à separação dos continentes sul-americano e africano. A bacia Paraíba, localizada no Nordeste brasileiro, é um importante exemplo nessa discussão. Iniciou sua abertura no final da etapa Maastrichtiana e compreende a faixa litorânea entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Mamanguape, entre os Estados de Pernambuco e Paraíba (Fonsêca, 2012; Andrades-Filho; Rossetti; Bezerra, 2021). Essa

configuração da Bacia Paraíba sugere que a região resistiu a processos de rifteamento ocorridos durante o Cretáceo, indicando que essa área pode ter ficado submersa até o Cretáceo Superior (Mabesoone; Alheiros, 1988; Barbosa; Lima Filho, 2006; Bezerra *et al.*, 2023).

A Bacia Paraíba foi criada devido à abertura do Oceano Atlântico Sul, a partir do Jurássico Superior e Cretáceo Inferior. Alguns autores, como Amus e Carvalho (1978), Barbosa (2004) e Fonsêca (2012), afirmam que a Bacia Paraíba passou por fenômenos tectônicos diferentes das bacias vizinhas ao longo de sua história geológica. Esses autores inferem que a zona de extensão correspondente à Bacia Pernambuco-Paraíba difere da maioria das bacias da plataforma continental brasileira, interpretando que a litologia da região é essencialmente compatível com a acumulação de sistemas carbonáticos, o que a diferencia de outras bacias marginais com acumulações complexas de sistemas clásticos de várias origens (Andrades-Filho; Rossetti; Bezerra, 2021).

Segundo Barbosa e Lima Filho (2006), a própria Bacia Paraíba é uma extensão da margem Atlântica do Brasil, e passou por desenvolvimento tardio, com início no processo de estiramento crustal, sem evoluir para uma típica bacia rifte. Ao contrário de outras bacias marginais, o provimento sedimentar nesta área pode ter iniciado no Cretáceo Superior. A diferenciação deste segmento da margem atlântica nordestina e sua separação do cenário da Bacia de Pernambuco são importantes, tendo em vista possíveis métodos de exploração nestas áreas (Bezerra *et al.*, 2023).

A evolução da geomorfologia ao longo do Quaternário nesta área, ao norte da estrutura linear de Pernambuco, mostra o papel de fatores tectônicos e oscilações na dinâmica do clima, como evidenciado pela presença *Horst*, *Graben*, *Hemi-Graben*, antigos terraços fluviais e depósitos de colúvios na paisagem geomorfológica. Essas formações podem, por vezes, estar acima do nível de base, cujas propriedades morfoestratigráficas e morfológicas sugerem uma oscilação climática durante o Quaternário (Fonsêca *et al.*, 2020).

2.1.4 Tectônica e a paisagem fluvial no Nordeste do Brasil

Conforme descrito por Etchebehere *et al.*, (2004), a análise de canais fluviais é considerada muito importante em estudos geomorfológicos. Além de serem um dos principais agentes modificadores do relevo, os canais fluviais são competentes indicadores de atividade tectônica devido à sua rápida adaptação a qualquer deformação crustal. Os padrões de drenagem também são propostos como parâmetros fundamentais, uma vez que sua atividade morfológica pode ser influenciada pela natureza e deposição de formações rochosas, resistência litológica

variável, diferenças de declividades e evolução de formas de relevo da região. Em relação aos rios do Nordeste, Maia e Bezerra (2011) indicaram que seus padrões de drenagem são causados por feições de embasamento e sua estrutura morfotectônica (Christofolletti, 1980; Santos; Freitas; Furrier, 2013).

De acordo com Schum *et al.*, (2000), sobre a importância prática dos efeitos tectônicos em ambientes fluviais, poucos estudos abordaram tais relações até a década de 1980. Variações na morfologia do canal de escoamento têm sido interpretadas como resultado, por exemplo, como resultado de variações na liberação de sólidos e no tipo de carga transportada, o que dificulta a detecção dos efeitos da atividade tectônica. Atualmente, inúmeros estudos geomorfológicos mostram que uma parte cada vez maior das explicações para as formas e morfogênese fluvial se deve ao fator tectônico (Saadi, 1998). Assim, tornou-se cada vez mais claro que, além da estrutura do embasamento e a dinâmica paleoclimática, a tectônica desempenha um papel relevante na dinâmica evolutiva dos cursos fluviais.

Os canais respondem imediatamente aos processos de deformação, em diferentes escalas e magnitudes. Essas características contribuem para a análise de processos tectônicos, permitindo a identificação de áreas afetadas por esses movimentos. É importante notar que mudanças no gradiente do fundo do vale causam mudanças no padrão do canal, confirmando que os rios que drenam áreas sob influência tectônica ajustam seu curso às mudanças de declividade. Quanto mais equilibrado for o canal, mais adaptável é o seu perfil. Nesse sentido, as técnicas morfométricas que exploram atributos relacionados ao perfil e às formas dos cursos fluviais têm potencial relativamente alto para detectar e avaliar deformações (Etchebehere *et al.*, 2004, Tavares; Correa, 2008; Maia; Bezerra, 2011).

Segundo Maia e Bezerra, (2011), no Nordeste do Brasil, foram encontrados indícios de atividade tectônica pós-Plioceno, expressos em diversos indicadores, entre os quais se destacam o controle estrutural da drenagem, estruturas de liquefação de sedimentos fluviais e as deformações e falhas neógenas. O relevo ao redor do Planalto da Borborema torna-se um importante dispersor de drenagem no Nordeste, onde uma densa rede de drenagem é responsável por intensa dissecação. Ainda segundo os autores, os rios formam vales encaixados com orientação preferencial E-W e NE-SW e geralmente têm cursos retos alternados com setores sinuosos, o que indica uma adaptação às estruturas geológicas existentes, como falhas e zonas de cisalhamento (Ab`saber, 1969; Bezerra; Vita-Finzi, 2000; Bezerra *et al.*, 2001).

Os processos de dissecação nas áreas litorâneas do Nordeste ocorrem sobre rochas e sedimentos da Formação Barreiras, estando estas morfoestruturas relacionadas com os *Hemi-Grabens* cenozoicos, cujo aporte sedimentar está diretamente relacionado com a denudação do

horst próximo. A dissecção ocorre de forma diferenciada, dependendo da área a ser analisada, com mudanças bruscas na geometria do canal. Assim, dissecação e deposição podem ser sinais de atividade tectônica, principalmente quando acompanhados por mudanças na morfologia do canal. Em relação aos sistemas fluviais do Nordeste do Brasil, a tectônica se manifestou no controle estrutural da drenagem, dimensionamento de terraços, consolidação de vales e deformações em rochas neógenas-quadernárias, controlando a morfologia da paisagem fluvial (Schum; Dumont; Holbrook, 2000; Maia; Bezerra, 2011).

2.2 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL NOS AMBIENTES TROPICAIS ÚMIDOS

A Geomorfologia Fluvial é uma subárea importante da Geomorfologia, com o objetivo de estudar os rios e das bacias hidrográficas. Com o desenvolvimento da Geomorfologia, surgiu também o interesse pelos cursos d'água e padrões de drenagem, devido a importante influência sobre os processos geomorfológicos e como elemento fundamental para a vida humana (Bigarella, 2003; Christofolletti, 1981). Esse capítulo trará algumas discussões sobre a Geomorfologia Fluvial, com destaque para os trópicos úmidos, a dinâmica e o comportamento dos canais fluviais, sobretudo em ambientes de baixo curso de bacias hidrográficas.

2.2.1 Geomorfologia Tropical

Os trópicos são zonas climáticas localizadas nas áreas de baixas latitudes do globo, com elevadas temperaturas e considerável variabilidade na distribuição das chuvas. Essa região é dividida em duas áreas: trópicos úmidos e trópicos áridos/semiáridos, essa divisão ocorre principalmente pelo índice pluviométrico anual. Algumas características como altas temperaturas, alta intensidade das chuvas e alta evapotranspiração potencial estão sempre associadas aos trópicos. Contudo, é importante considerar que as taxas anuais de precipitação e os padrões sazonais diferem, e, conseqüentemente o clima varia conforme a localização nos trópicos (Gupta, 2011; Paula; Rocha, 2019; Silva, 2022).

Tais características climáticas afetam a geomorfologia local nos trópicos, como as condições de altas temperaturas e chuvas abundantes, que contribuem para aceleração do intemperismo e para os processos inerentes a áreas declivosas, vertentes/encostas (movimentos de massa e erosão), além de recorrentes enchentes e inundações. No entanto, é relevante considerar que, nos trópicos áridos, esses processos ocorrem de forma diferenciada, prevalecendo o intemperismo físico e raras inundações. O clima desempenha um papel importante na Geomorfologia dos trópicos, mas é necessário compreender que sua atuação nos

processos geomorfológicos depende da intensidade dos parâmetros climáticos e isso difere a partir da localização (Latrubesse; Stevaux; Sinha, 2005; Gupta, 2011; Paula; Rocha, 2019).

Gupta (2011) apresenta um histórico dessa evolução a partir da segunda metade do século XX. Segundo Alves (2015), a partir da década de 1970 começou a surgir literaturas direcionadas à geomorfologia tropical como Douglas (1977), Schumm (1977), Conti (1989), Thomas (1994), Wirthmann (1999) e Silva (2022). Ainda segundo Gupta (2011), três áreas principais relacionadas com a Geomorfologia Tropical: geologia, formas do relevo e processos geomorfológicos; dinâmica da circulação de água e sedimentos, e alterações antropogênicas, processos e degradações associados à gestão ambiental. Mesmo com o clima exercendo um papel importante nas formas e processos do relevo relacionados aos trópicos úmidos e áridos, aspectos como a neotectônica e processos deposicionais fluviais são relevantes na perspectiva da diversidade regional dos trópicos (Conti, 1989; Gupta, 2011).

Além dos fatores naturais, a atuação antropogênica nos trópicos também é um fator importante na modificação dos processos e das formas de relevo, especialmente devido aos processos de urbanização na porção leste do Brasil. Segundo Silva (2022), mesmo com sua chegada tardia aos trópicos brasileiros, as instalações nessas áreas acarretam intensas perturbações ambientais. Essa atividade acontece de forma rápida e continua alterando as taxas de erosão e sedimentação, tornando-se um elemento relevante para a Geomorfologia Tropical, especialmente no que diz respeito aos estudos da atuação antrópica nos sistemas fluviais desses ambientes (Wirthmann, 1999; Silva, 2022).

2.2.2 Sistemas fluviais nos trópicos úmidos

Apesar dos avanços nos estudos relacionados à Geomorfologia Fluvial no Brasil e no mundo, principalmente no que diz respeito aos grandes sistemas fluviais e aos processos hidro-sedimentológicos, ainda são poucas as pesquisas dedicadas aos rios tropicais. Isso se deve, em parte, à vasta região tropical e à magnitude dos rios nessas áreas. Muito dos grandes rios encontrados no domínio tropical necessitam de uma análise particular de sua dinâmica, devido à diversidade dos processos geomorfológicos e sedimentares de cada paisagem fluvial (Latrubesse; Stevaux; Sinha, 2005; Alves, 2013; Gupta, 2011).

Existem diversos regimes hidrológicos nos rios tropicais, que apresentam heterogeneidade na relação aos climas tropicais e à dimensão das bacias hidrográficas. Para Alves (2013), os sistemas fluviais tropicais são relevantes para transferência de sedimentos para os oceanos, no estoque de sedimentos em bacias continentais e no ciclo hidrológico global.

Segundo Latrubesse, Stevaux e Sinha (2005), muitos dos grandes rios e leques aluviais que estão localizados nos trópicos, são os principais responsáveis pelo estoque e pela transmissão de sedimentos para o oceano, merecendo, portanto, destaque nos estudos da Geomorfologia Fluvial.

Os rios tropicais fluem através de várias regiões geomorfológicas da Terra, como cinturões orogênicos, platôs/plataformas sedimentares e basálticas, regiões de crátons, planícies de bacias sedimentares e terrenos com topografia mista. A morfologia desses rios é variada e pode apresentar mudanças de padrão ao longo do percurso. Nesse sentido, é importante considerar que não apenas as características climáticas, mas também a tectônica e a topografia são elementos controladores da morfologia desses canais, bem como das mudanças temporais nas formas e nos processos ao longo do canal (Latrubesse; Stevaux; Sinha, 2005; Gupta, 2011; Alves, 2013).

Os sistemas fluviais em ambientes tropicais úmidos são compreendidos a partir do recorte da bacia hidrográfica, que é determinada por meio de suas características morfológicas locais, como área, forma, topografia, solo, clima, geologia e cobertura vegetal. A relação desses processos no ambiente são fatores determinantes para a formação do perfil de uma bacia hidrográfica, influenciando o processo de entrada (precipitação) e saída (escoamento) do volume hidrológico ao longo do tempo. Isso caracteriza as bacias de drenagem a partir de um padrão de escoamento global (Charlton, 2008; Cunha, 2012; Silva, 2018).

As bacias hidrográficas estão presentes em diversos tipos de zonalidades e ambientes terrestres, sofrendo interferências sazonais e possuindo características diversas. A bacia hidrográfica, como um sistema aberto, onde os agentes do ambiente se inter-relacionam no espaço e no tempo, contribui para as modificações da paisagem tropical, moldando as diferentes formas presentes a partir de *inputs* endógenos e exógenos que repercutem sobre processos morfogenéticos e morfodinâmicos (Silva *et al.*, 2016).

As bacias hidrográficas podem ser divididas, a partir de uma análise física do ambiente. Segundo Souza e Fernandes (2000), a paisagem de uma bacia hidrográfica é separada por zonas hidrogeodinâmicas, onde existem: zonas de recarga, que são áreas com solos profundos e permeáveis, relevo suave, que abastecem os lençóis freáticos e redistribuem as águas da chuva, podendo estar localizadas nos topos de colinas, tabuleiros e chapadas; zonas de erosão, que se encontram abaixo da zona de recarga, em áreas de fácil declive, e contribuem para a ocorrência de processos erosivos. Nessa zona, predomina o escoamento superficial, responsável pelo carreamento dos sedimentos (Charlton, 2008; Cordeiro, 2022).

E as zonas de sedimentação são áreas da planície fluvial, mais rebaixadas, onde os sedimentos são depositados e há um contato mais próximo com o lençol freático. Estas zonas processuais exercem uma relação direta com as diferentes paisagens que compõem as bacias, além de influenciar as características dos vales fluviais. A observação e interpretação dessas zonas permitem uma análise eficiente das bacias hidrográficas e, por conseguinte, uma avaliação competente do sistema fluvial (Brierley e Fryirs, 2013).

A água é um dos principais elementos desse sistema, sobretudo para os trópicos úmidos. O volume de água em um determinado canal é influenciado por fatores como precipitação, infiltração e vegetação, que variam com a localização geográfica e o tempo. As características hidrológicas são influenciadas pela topografia e geologia da bacia, sendo que as condições topográficas, como altitude e orientação da bacia, exercem uma relação direta com os aspectos climáticos (Bigarella, 2003; Cunha, 2012).

O rio é um importante elemento transformador do relevo terrestre. A partir da atividade fluvial, ao longo do canal, é possível evidenciar na paisagem as diversas feições geomorfológicas originadas desse processo. Para compreender a dinâmica geomorfológica fluvial, é essencial conhecer os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos. Entender esses processos significa reconhecer a formação e evolução das superfícies no domínio fluvial (Bigarella, 2003; Cunha, 2012).

De acordo com Bigarella (2003), esses processos não atuam separadamente, eles são interdependentes e operam no espaço e no tempo. A capacidade de erosão depende das partículas que são transportadas, e os movimentos influenciam os processos erosivos nas rochas. Quando o fluxo atinge um nível de base, é reduzido, ocorrendo a deposição de sedimentos. É importante ressaltar que os níveis de base são elementos controladores de um rio, garantindo seu perfil de equilíbrio (Cordeiro, 2022).

Segundo Cunha (2012) uma maneira pela qual o rio retorna seu estágio de equilíbrio é a partir da erosão das margens e nas mudanças na própria geometria do leito. As feições do leito são criadas pela relação entre a descarga e os sedimentos transportados. Para Christofletti (1981), as formas originadas em ambientes fluviais estão relacionadas com os processos de erosão e sedimentação. Os processos erosivos criam fisionomias topográficas relacionadas às forças exercidas pelo fluxo nas formações rochosas presentes no leito e nas margens (Barros; Magalhães Júnior, 2020; Oliveira, 2020).

Os processos de deposição originam formas de acumulação de sedimentos, relacionadas à diminuição da energia e da topografia, o que está associado ao nível de base. Em relação aos depósitos aluviais de ambientes tropicais, as marcas registadas pelos sedimentos são

rapidamente removidas pelos processos erosivos, o que torna difícil a identificação desses depósitos. Nos trópicos úmidos, especialmente em áreas com atividade tectônica, os registros de sedimentos fluviais sofrem facilmente uma descaracterização e homogeneização (Barros; Magalhães Júnior, 2020).

O comportamento fluvial, segundo Brierley e Fryirs (2013), é determinado pela relação entre o fornecimento de sedimentos e a energia relativa disponível para transportar ou depositar esse material. O comportamento fluvial e suas formas de relevo refletem correlações com acontecimentos ambientais, seja em uma escala local ou regional. Compreender o sistema fluvial significa reconhecer que essas formas são originadas a partir de diferentes respostas exercidas nesse ambiente, dependendo da intensidade das perturbações e da resistência do ambiente (Barros; Magalhães Júnior, 2020; Oliveira, 2020).

2.2.3 Ambientes deposicionais estuarinos

A dinâmica fluvial ocorre principalmente pelo potencial de erosão, transporte e deposição de que um canal dispõe. Os processos de erosão fluvial acontecem quando a água remove o material rochoso, seja quimicamente (corrosão) ou fisicamente (ação hidráulica). Para o transporte desse material erodido, a capacidade e a competência do canal, em relação à contribuição hídrica tributária, à velocidade do fluxo e à vazão, junto aos fatores geomorfológicos e climáticos, determinam a carga sedimentar total que o fluxo transporta (Petersen; Sack; Gabler, 2015).

A capacidade de realizar os trabalhos fluviais de erosão, transporte e sedimentação está diretamente relacionada a vários elementos que precisam ser considerados, como: a energia do rio, seja ela potencial ou cinética, e a velocidade do fluxo, que depende de fatores como declividade, volume de água, forma da seção e natureza dos sedimentos. O fluxo da água aumenta em direção à jusante, onde duas forças atuam sobre ele: a gravidade relacionada ao peso das partículas e atuando verticalmente sobre elas, e a fricção, que retarda o fluxo, atuando em sentido contrário. O trabalho fluvial é inversamente proporcional à força de fricção, ou seja, aumenta quando a fricção diminui. A carga também aumenta em direção à jusante, e se, por algum motivo, o fluxo for reduzido, ocorrerá o processo de deposição (Bigarella, 2003; Cunha, 2012; Christofolletti, 1980; Menezes, *et al.*, 2020).

Para os processos de deposição, é necessário um decréscimo na velocidade do fluxo e uma redução de gradiente do canal. Esses espaços de deposição normalmente ocorrem em locais onde o rio deixa seu leito confinado e expande para uma seção transversal maior, diminuindo

sua velocidade para acomodar essa área ampliada e provocando a deposição de sedimentos nesse local (Grotzinger; Jordan, 2013).

Esse processo de deposição, em menor escala, pode ser observado ao longo de todo o percurso fluvial, mas os ambientes de foz são caracterizados como zona de sedimentação, pois, durante o trabalho realizado pelo canal, esse trecho encontra seu nível de base geral, seja um lago, outro rio ou o oceano. Ao atingir esse terreno mais baixo, a força da corrente de um rio diminui e, conseqüentemente, sua capacidade de transportar sedimentos, sendo o material mais grosseiro depositado primeiro e, em seguida, a carga sedimentar mais fina. É importante ressaltar que alguns rios de grande porte, como o Amazonas e o Mississipi, mesmo em contato com o oceano, ainda conseguem mover suas correntes por alguns quilômetros dentro do mar. No entanto, no caso de pequenos rios, sua corrente desaparece logo após a sua foz (Grotzinger; Jordan, 2013, Petersen; Sack; Gabler, 2015).

Nesses ambientes deposicionais de transição entre o rio e o oceano, os constantes assoreamentos a partir da carga de sedimentos que um rio pode transportar geram ambientes denominadas de deltas ou estuários. Portanto, conforme a dinâmica fluvial e costeira, essas formas sofrem rotineiras modificações, que repercutem, conseqüentemente, na geomorfologia desses ambientes (Vieira, 2020). Nesse contexto, e atrelado à área de estudo, torna-se importante o entendimento dos ambientes estuarinos.

Os estuários são ambientes semifechados conectados ao mar, que recebem aportes de água fluvial de bacias hidrográficas continentais e se misturam com as porções de água marinha introduzidas pela atividade das marés. O volume das águas fluviais é condicionado aos períodos sazonais, enquanto os oceanos são vinculados à dinâmica das marés altas e baixas, e às variações sazonais. O estuário é uma das mais importantes feições costeiras de deposição, sujeita a processos geomorfológicos e sedimentológicos que possibilitam mudanças na sua forma (Pritchard, 1963; Perillo, 1996; Cunha, 2005).

Os estuários são regiões de deposição sedimentar onde um ou mais rios encontram o mar. A dinâmica fluvial e costeira controla a distribuição das propriedades químicas, biológicas e sedimentares nesses ambientes. Segundo Perillo (1996), desde que a água doce seja descarregada no mar de forma canalizada, há potencial para o desenvolvimento de um ambiente estuarino. Nos estuários os processos hidrodinâmicos são complexos e estão associados aos processos de mistura, que dependem da sua morfologia, do fluxo do rio e da ação costeira (Perillo, 1996; Cunha, 2005).

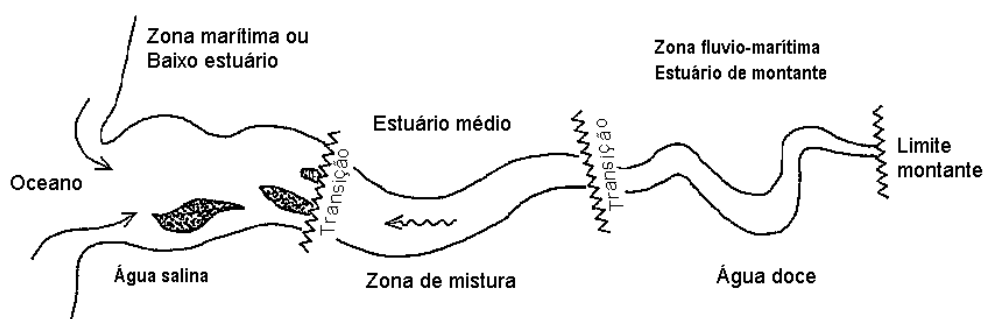
De acordo com Cunha (2005), os estuários são ambientes costeiros efêmeros no tempo geológico, que existem durante os períodos de elevação relativa do nível do mar, quando atuam

como depositários efetivos de sedimentos fluviais, impedindo que estes cheguem à região da plataforma continental. Assim, atuam como verdadeiros filtros, retendo os sedimentos em sua área de deposição. Além dos sedimentos continentais trazidos pelo rio, o estuário também recebe sedimentos de áreas costeiras adjacentes carreados pela dinâmica costeira.

Os estuários, nas Geociências, são considerados o último trecho do vale que foi afogado durante eventos transgressivos, nos quais ocorre a deposição de sedimentos de origem fluvial e marinha. Nessa condição, os estuários podem exibir fácies sedimentares influenciadas por marés e ondas. São classificados por suas características dinâmicas e instáveis, que tendem a ser preenchidas. Diferentemente dos deltas, que possuem abundantes barras e ilhas fluviais emersas e submersas, nos estuários as barras de canal são predominantemente submersas. Os estuários recentes foram formados após o Último máximo Glacial, durante a transgressão marinha no Holoceno (IBGE, 1999; Magalhães Júnior; Barros; Lavarini, 2020).

Segundo Rossetti (2008) os estuários podem apresentar subtipos nesse sistema: a) Estuários dominados por ondas, eles apresentam barreiras submersas, reduzindo as ações de ondas e marés, nas partes mais internas do estuário; b) estuários dominados por marés, que têm um formato mais alongado, estreitando-se em direção ao rio, estão geralmente rodeados por planícies de maré e manguezais. Segundo Fairbridge (1980), nos estuários é possível identificar três setores: o baixo estuário, onde ocorre uma livre interação com o oceano aberto; o meio estuário, ambiente de mistura entre água doce e água salgada e o estuário superior, onde predomina a água doce (Figura 02) (Silva, 2000; Magalhães Júnior; Barros; Lavarini, 2020; Vieira, 2020).

Figura 2 - Representação dos setores de um estuário.



Fonte: Silva (2000) - adaptado de Fairbridge (1980).

O processo de captação e mistura de água pode variar de estuário para estuário, dependendo de outras características físicas como o volume de água e a amplitude das marés.

Por isso, segundo Vieira (2020), é possível classificá-los em 3 tipos: o positivo, negativo e neutro. Em estuários negativos, comuns em ambientes tropicais, a água da superfície, devido à maior evaporação, torna-se mais salina e densa, descendo para o fundo, e o processo de mistura ocorre de cima para baixo. Os estuários positivos são típicos de ambientes temperados, e o processo de mistura ocorre de baixo para cima, já os estuários neutros são mais raros, e o processo de mistura ocorre quando a entrada de água doce é igual a evaporação, tornando a salinidade estática (Mclusky; Elliott, 2004; Vieira, 2020).

Além do ponto de vista geomorfológico, é também considerado um ecossistema composto por múltiplos elementos, como manguezais, recifes de corais, praias, capim-marinho e o oceano, o que torna o estuário um dos maiores provedores de serviços ecossistêmicos, como estabilização, sequestro de carbono, aumento da biodiversidade e a oferta de alimentos. O sistema estuarino é um importante habitat para espécies marinhas. Esses ambientes, quando modificados por atividades antrópicas, podem afetar a sobrevivência de diversos organismos. Habitats estuarinos desempenham papéis importantes para indivíduos juvenis de peixes e invertebrados, fornecem abrigo e alimentos, são considerados área de berçário de espécies. (Barbier *et al.*, 2011; Nagelkerken *et al.*, 2015; Vieira, 2020).

2.3 EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS FLUVIAIS E REARRANJO DA DRENAGEM

Os rios apresentam um papel significativo na evolução da paisagem, atuando como canais de escoamento e transporte de materiais. Compreender o processo evolutivo desses ambientes, bem como os rearranjos da drenagem em suas diferentes formas de ajuste fluvial, possibilita entender o papel dos rios na dinâmica geomorfológica. Isso ocorre porque o estudo da drenagem contribui na investigação dos agentes e processos geomorfológicos, sendo essencial nos trabalhos de Geomorfologia.

Alguns estudos contribuíram no desenvolvimento dessa discussão. Para a compreensão do desenvolvimento dos vales fluviais e do processo de incisão fluvial na evolução do relevo, alguns trabalhos importantes nessa área incluem: Schumm (1977; 2005); Christofletti (1981); Suguio; Bigarella (1990); Brierley; Fryirs (2005); Charlton (2007); Hugget (2007); Rezende (2018). Em relação os processos de rearranjos da drenagem, há uma ampla literatura abordando os diferentes contextos geomorfológicos da terra, assim como as distintas dinâmicas fluviais e seus rearranjos, algumas pesquisas que contribuíram nessa discussão incluem: Bishop (1995); Pederson (2001); Rezende (2018); Oliveira (2019); Nascimento (2020).

Será abordada também a capacidade de ajuste fluvial de um canal, indicando o momento em que ocorre as mudanças, com base em uma análise sistêmica, e as implicações dos ajustes fluviais na modificação do canal e da paisagem geomorfológica fluvial. As pesquisas que contribuíram nesse debate incluem: Fryirs (2003); Brierley; Fryirs (2005); Lima; Marçal (2013); Souza (2014); Kleina (2016).

2.3.1 Os vales fluviais na evolução do relevo

Os vales fluviais são formas de relevo esculpidas como corredores ou depressões longitudinais, que possuem um talvegue e duas vertentes em sua topografia, ocupadas por cursos d'água. Essas feições são criadas pela dissecação realizada pelos cursos fluviais, e mantém relação com os processos atuantes nas vertentes interfluviais, na dinâmica tectônica, litológica, no regime climático, na cobertura vegetal e nas formas de uso da terra, esses elementos exercem influência direta na formação e morfodinâmica desses ambientes (Christofolletti, 1981; Guerra; Guerra, 1997; Rezende, 2018).

A vegetação influencia, em parte, a capacidade de escoamento e tem o papel de proteger o solo dos processos erosivos. Nos ambientes tropicais úmidos, as paredes dos vales sofrem com o processo de rastejo, movimento descendente e lento do solo. As taxas de aprofundamento e alargamento de um vale fluvial são determinadas a partir do relevo existente. Os tipos de rochas estão relacionados à resistência da superfície de erosão e ao volume de escoamento sendo fatores preponderantes para a forma do vale e do canal (Suguio; Bigarella, 1990; Rezende, 2018).

Os vales podem sofrer o processo de alargamento das suas vertentes, derivados da erosão lateral, escoamento pluvial, formação de ravinas e voçorocas. Podem ser aprofundados pela escavação do leito, pela ação hidráulica, que está relacionada ao fluxo, à carga existente no canal e aos processos de erosão, e podem sofrer mudanças no seu comprimento devido ao extensionamento do vale, decorrente da erosão regressiva, do meandramento, dos movimentos eustáticos do mar e da formação de deltas (Christofolletti, 1981; Hugget, 2007; Santos, *et al.*, 2018).

Os principais critérios para classificar os vales são: o comando estrutural e o perfil transversal, onde é possível visualizar a sua estrutura. O tipo de vale fluvial é um fator determinante na morfologia do canal. Além disso, as diferenças entre leito rochoso e aluvial, contribuem diretamente para a evolução desses vales. Nos rios de leito rochoso, o vale exerce um controle lateral/vertical, apresentando padrões de rios confinados que estabelecem uma

relação direta entre a encosta e o canal. Já os rios de leito aluvial são mais auto ajustáveis, possuindo depósitos aluviais no leito do canal, com vales mais abertos, por vezes com espaços de acomodação e formação de planícies aluviais, o que contribui nos processos de ajuste fluvial, essas planícies aluviais são elementos de desconexão entre a encosta e o canal (Christofoletti, 1981; Brierley; Fryirs, 2005).

Importante destacar também que as diferenças na largura do vale condicionam padrões de erosão. Nos vales largos, a descarga diminui e, conseqüentemente, a velocidade do fluxo sobre as margens, pois parte do fluxo é armazenado, mesmo que temporariamente, dentro do canal. Nos vales estreitos, a tensão de cisalhamento é maior, assim como a potência e descarga do fluxo, o que aumenta a energia potencial da água, por consequência seu potencial erosivo. O confinamento do vale tem uma atuação primária nas zonas processuais do sistema fluvial, sendo determinado pelos controles topográficos que configuram a paisagem da bacia hidrográfica (Brierley; Fryirs, 2005; Santos, *et al.*, 2018).

A evolução do vale e do canal, principalmente o seu aprofundamento, ocorre de forma contínua no sistema fluvial, e a erosão exerce um papel relevante nesse desenvolvimento. Contudo, ela é condicionada pela vazão e declividade, que variam ao longo do curso do rio e podem modificar as taxas de erosão ao longo da própria rede de drenagem. Dentre os processos atuantes, a incisão fluvial é destacada neste trabalho, pois causa o rebaixamento do leito do canal e contribui para a modificação do relevo (Schumm, 2005; Törnqvist, 2007; Rezende, 2018; Nascimento, 2020).

A incisão fluvial é subordinada à disponibilidade de energia para a realização desse trabalho e ao aporte de sedimentos, pois, quando a quantidade de sedimentos supera a capacidade de transporte, ocorre o processo de aggradação, o inverso provoca a incisão. A rugosidade do leito também contribui para a resistência do canal frente à erosão. A diminuição dos sedimentos favorece a abrasão, enquanto o aumento da carga sedimentar, forma depósitos que encobrem o leito rochoso e dificultam a erosão (Schumm, 2005; Charlton, 2007; Rezende, 2018).

Para Schumm, 2005 é importante compreender a incisão fluvial a partir das escalas temporais dos processos e respostas. Enquanto as escalas geológicas e geomorfológicas podem levar um período bem maior para ocasionar respostas na evolução do relevo, a dinâmica climática, hidrológica e, sobretudo antrópica pode gerar respostas na paisagem em intervalos de tempo mais curtos. Ainda para Schumm (2005), as principais causas de incisão são: geológicas; climáticas; hidrológicas e geomórficas (Schumm, 2005; Rezende, 2018).

Nas causas geológicas, destacam-se os soerguimentos, subsidências e falhamentos, que atuam na modificação da declividade e do gradiente do canal. As causas climáticas e hidrológicas, estão principalmente relacionadas às alterações climáticas, que modificam a cobertura vegetal, além de contribuírem para as vazões e os picos de cheias. Já as causas geomórficas da incisão estão ao aumento do gradiente em um trecho do canal, causados por capturas fluviais, rebaixamentos do nível de base, acumulação de sedimentos (Schumm, 2005).

O ritmo da incisão fluvial é controlado pelo aparecimento do nível de base, momento que define o perfil de equilíbrio fluvial. O oceano é o nível de base geral, mas também existem níveis de bases locais, que podem ser determinados, por exemplos, como um afloramento de rocha no curso do rio, impossibilitado de erodir rapidamente, o que leva à diminuição da energia potencial e um padrão estável do rio nesse trecho. Nesse estágio, o rio reduz seu gradiente hidráulico a quase zero, o que significa que a ação do fluxo, ocasionada pela energia cinética, é diminuída, impedindo, consequentemente, a capacidade de erosão do rio nesse trecho. É importante destacar que os níveis de base local são temporários e podem ser alterados por processos locais de gradação, agradação, movimentos tectônicos e antrópicos (Leopold; Bull, 1979; Rezende, 2018).

2.3.2 Processos de rearranjo da drenagem na evolução fluvial

O rearranjo da drenagem é outro aspecto relevante na evolução dos sistemas fluviais, estando conectados aos elementos modificadores do relevo e garantindo uma reorganização da drenagem diante das transformações desses ambientes. Esses rearranjos são formas de ajustes dos rios que se evidenciam na paisagem fluvial. A dinâmica geomorfológica atuante nos sistemas fluviais contribui para os processos de rearranjos de drenagem, sendo testemunhos do desempenho dos processos geomórficos nas bacias de drenagem (Bishop, 1995; Rezende, 2018; Nascimento, 2020).

O rearranjo da drenagem é o processo de transferência de uma parcela ou de todo o fluxo de um canal para outro, podendo ser utilizado para explicar a história dos rios em diferentes escalas espaciais, desde pequenos rios locais até grandes sistemas regionais e globais. A dinâmica dos rios e a história da paisagem fluvial são marcadas por essas mudanças, que afetam a quantidade e a proveniência dos sedimentos transportados pelos rios, tendo também, impactos significativos na fauna e flora (Bishop, 1995; Rodrigues, *et al.*, 2022).

Para Bishop (2005), a reorganização dos sistemas de drenagem pode contribuir para a alteração dos tamanhos das bacias hidrográficas. As conexões entre duas bacias são

remodeladas, podendo ocorrer perda ou ganho de material por meio das alterações abruptas em canais, o que, conseqüentemente, modifica o suprimento de sedimentos nessas bacias. Ainda, segundo Bishop (2005), em grandes sistemas continentais de drenagem interior, os rios podem ser desviados para sistemas fluviais que fluem para uma margem continental, levando o fornecimento de sedimentos para as bacias marginais. O rearranjo de drenagem pode explicar as características atuais da rede de drenagem, além de contribuir para reconstrução pretérita da paisagem.

Os processos de rearranjos de drenagem estão associados às mudanças nos níveis de base locais e ao redirecionamento dos fluxos dos canais a jusante. Os *knickpoints*, como rupturas abruptas nos canais, são elementos significativos para a narração da evolução das paisagens fluviais. Eles estão relacionados a áreas de maior *input* de energia, formando degraus e desconectando canais, o que viabiliza o aparecimento de cotovelos de capturas e a conseqüente separação de canais (Bishop, 1995; Nascimento, 2020).

Para Bishop (2005), é importante diferenciar os rearranjos que ocorrem entre as áreas de bacias hidrográficas dos rearranjos de linhas de drenagem. O primeiro ocorre quando a área de drenagem é transferida de uma bacia para outra, enquanto o segundo não apenas da área da bacia, mas também das linhas de drenagem, possibilitando a manutenção, pelo menos parcial, das formas do canal (Bishop, 1995; Rezende, 2018).

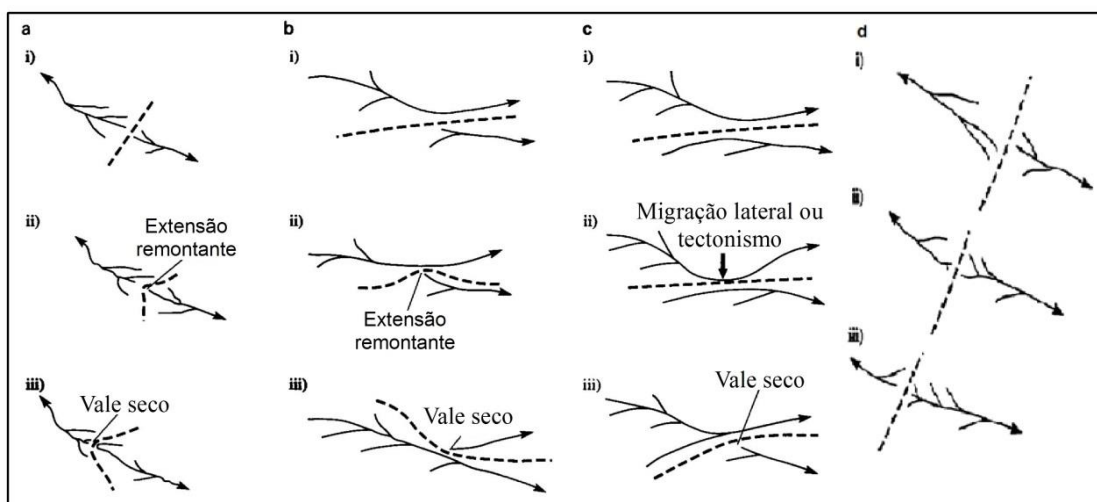
Ainda nesse preâmbulo, é importante distinguir entre os processos ascendentes (*bottom-up*) e os processos descendentes (*top-down*). No primeiro caso, ocorre a interceptação e subtração ativa de um rio, enquanto no segundo, o rio é desviado para outra bacia. Um exemplo comumente associado ao processo ascendente é a captura do fluxo por recuo das cabeceiras de drenagem, enquanto os processos descendentes estão relacionados à migração dos canais e tectonismo. Importante destacar que o sistema que foi arredado participa vivamente no rearranjo da drenagem (Bishop, 1995; Rezende, 2018; Barros; Magalhães Júnior, 2020).

Os processos geológicos e morfológicos podem fornecer evidências de rearranjo de drenagem. A análise de material geológico ou de estruturas sedimentares em ambientes de paleodeposição, como antigos canais preenchidos por sedimentos do próprio canal ou do vale, pode permitir a realização de uma geocronologia dos depósitos. Os cotovelos de capturas, vales secos, vales decapitados e padrões de drenagem ortogonal são indicações de evidências morfológicas na identificação dos rearranjos de drenagem (Bishop, 1995; Nascimento, 2020; Rodrigues, *et al.*, 2022).

Segundo Bishop (2005), existem três formas de identificar um rearranjo da drenagem: captura, desvio e decapitação (Figura 03). As capturas fluviais são processos mais comuns na

literatura e estão relacionadas aos movimentos ascendentes (*bottom-up*). O desvio decorre dos processos descendentes (*top-down*) do rearranjo, na transferência de fluxo, parte da área da bacia e das linhas de drenagem continua preservada. A decapitação, ou subtração de área não preserva as linhas de drenagem da bacia subtraída.

Figura 3 - Rearranjos da drenagem, A: captura fluvial; B e C: desvio e D: decapitação.



Fonte: Oliveira (2019) - adaptado de Bishop (2005).

As capturas fluviais (Figura 01 - A) descrevem um evento no qual o fluxo de um rio é desviado para outro sistema fluvial adjacente. O rio que realiza a captura, apresenta um processo de erosão ascendente mais agressiva, é chamado de captador ou beneficiário. Já o canal que sofreu a captura é denominado capturado ou decapitado. Nesse processo ascendente, ou *bottom-up*, a ação de captura é executada ativamente pelo canal captador, que retém parte da drenagem vizinha (Bishop, 1995; Pederson, 2001; Oliveira, 2019).

A erosão remontante é um fator fundamental nas capturas fluviais. A expansão das bacias de drenagem, associada aos fatores erosivos e a incisão fluvial, influencia o aumento da declividade e o rebaixamento do nível de base, propiciando a captura. Segundo Pederson (2001), não apenas as águas superficiais são os principais agentes nas capturas, mas também os padrões de fluxo das águas subterrâneas, que influenciam os processos de solapamento por meio da intersecção do canal com o lençol freático e nos processos de encostas (Pederson, 2001; Oliveira, 2019; Rodrigues *et al.*, 2022).

Os cotovelos de captura são encontrados onde ocorrem mudanças bruscas na direção do canal. Essa forma é uma das principais evidências de rearranjo de drenagem, implicando na captura da área de drenagem e nas linhas de drenagem acima do cotovelo. Após a captura,

também é possível encontrar vales secos com a presença de depósitos aluviais preservados, localizados entre os cotovelos de captura e as novas cabeceiras do rio capturado. O padrão de drenagem ortogonal ou drenagem farpada, com a presença de muitos cotovelos de captura, canais decapitados e baixos divisores, são também evidências morfológicas de capturas fluviais (Bishop, 1995; Pederson, 2001; Oliveira, 2019).

O desvio (Figura 01 – B e C) é o processo descendente, ou *top-down*, de rearranjo fluvial, no qual ocorre o redirecionamento da drenagem de uma bacia hidrográfica para outra adjacente. Isso se dá devido à migração do canal, a eventos tectônicos e as modificações abruptas causadas por fluxos de alta magnitude. Nessa transferência, destaca-se a bacia hidrográfica e a preservação da linha de drenagem. Diferente da captura fluvial, o canal desviado avança em direção ao canal capturador (Bishop, 1995).

A decapitação (Figura 01 – D), terceiro tipo de rearranjo da drenagem, resulta da apropriação de uma bacia hidrográfica por um rio adjacente, sem a preservação das linhas de drenagem da área de captação. Isso pode ocorrer a partir do recuo de escarpas que atuam como divisores de drenagem, resultando em vales truncados ou decapitados. Nesse processo, a incisão fluvial desempenha um papel significativo. A diferença nas taxas de erosão dos interflúvios, em seus lados divergentes, resulta em uma movimentação horizontal dessas áreas (Bishop, 1995; Rezende, 2018; Oliveira, 2019).

2.3.3 Capacidade de ajustamento fluvial

A capacidade de ajuste de um canal está relacionada a propensão a mudanças, uma predisposição para adaptações na morfologia, seja de forma equilibrada ou não. A identificação dos ajustes de um canal está diretamente ligada à evolução dos ambientes fluviais, assim como à análise de um sistema dinâmico, onde as mudanças no canal fluvial são geradas por diferentes perturbações exercidas nesse sistema, no qual suplantaram as forças resistentes e os limiares de equilíbrio (Brierley; Fryirs, 2005; Kleina, 2016; Lima; Marçal, 2013).

Importante ressaltar a correlação de três conceitos: o comportamento do rio, o ajuste fluvial e as mudanças. O comportamento do rio está relacionado com os mecanismos de erosão e/ou deposição, que determinam a morfologia e a escala do canal, propiciando os ajustes. A capacidade de ajuste desse ambiente pode determinar se ocorrerão mudanças ou não nesse sistema, permitindo assim avaliar seu processo evolutivo e se essa relação ocorre de forma harmônica e equilibrada (Brierley; Fryirs, 2005).

As análises desses elementos dentro do contexto de uma bacia hidrográfica tornam-se significativos para gestão dos rios (Lima; Marçal, 2013). Os ajustes podem ser: verticais, que ocorrem mediante modificações no leito do canal, como soerguimentos e incisões; laterais, relacionados às modificações nas margens dos canais, seja alargamento ou estreitamento; e ajustes de trechos de canais, referentes a mudanças devido a processos, como, por exemplo, alterações climáticas, que causam mudanças bruscas em algum trecho do rio (Souza, 2014).

Essa capacidade de ajustamento representa o limiar para a ocorrência de alterações. Cada canal tem uma propensão diferente para ajustar sua morfologia, uma vez que cada seção do rio apresenta condições uniformes, mas distintas de outras seções. Isso ocorre principalmente devido às diferentes formas de comportamento que o rio pode apresentar ao longo do seu percurso. Para um rio, esse ajustamento representa o limite do desempenho dessas formas, as repostas potenciais às perturbações e as mudanças processuais e comportamentais que geram uma nova dinâmica (Fryirs, 2003).

Como processo natural, o rio constantemente ajusta sua morfologia, as forças de perturbação e a propensão a mudanças são parte integrante desse sistema aberto, além de serem elementos importantes da dinâmica evolutiva da paisagem. Nesse sentido, é significativo relacionar esses processos na avaliação das condições geomorfológicas do rio, uma vez que estão diretamente relacionadas com o estado de equilíbrio desses ambientes (Brierley e Fryirs, 2005; Fryirs, 2003).

2.4 DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO NO NORDESTE BRASILEIRO

O Quaternário é o período mais recente da história geológica da Terra, iniciado há 2,55 milhões de anos, sendo dividido em duas épocas, o Pleistoceno, a fase mais longa desse período, e o Holoceno, iniciado há 11.700 anos. Mesmo que, na perspectiva geológica, o Holoceno seja muito curto, é nessa época em que ocorre a história da civilização humana e a sua capacidade de modificar o ambiente natural (Salgado-Labouriau, 1994; 2006; Pereira, 1999; Corrêa, 2021).

No período Quaternário, a distribuição geográfica dos continentes e dos oceanos já estava estabelecida, pois isso havia acontecido no Terciário Superior, e a flora moderna também já existia. Contudo, esse período é marcado por variações climáticas, movimentos tectônicos, alterações relativas no nível do mar e períodos glaciais. No Pleistoceno tardio, ocorreram significativas mudanças ambientais, relacionadas ao resfriamento global, percebido

principalmente no Hemisfério Norte, e em seguida pelo gradual aumento da temperatura ocorrido no Holoceno (Salgado-Labouriau, 1994; Corrêa, 2021).

O período Quaternário é definido pelos seus conteúdos bióticos, pelas suas fases glaciais e pela presença dos seres humanos. Esse período sofreu grandes mudanças, sobretudo relacionadas ao clima. Existem várias literaturas relacionadas aos estudos do Quaternário na América do Sul, (Van Der Hammen, 1973; Salgado-Labouriau, 1984; Heusser, 1984; Markgraf, 1989), abordando temas como as ações tectônicas, vulcânicas, bacias aluviais, paleocanais e mudanças pretéritas no nível do mar, linhas de costa e pesquisas arqueológicas (Suguio, 2005).

2.4.1 Paleoambiente e paleoclima no período Quaternário

O clima é um fator muito importante na dinâmica superficial da Terra, afetando de forma variável as distribuições biogeográficas dos organismos vivos, a capacidade de intemperismo crustal e seus processos de deposição. Nesse período, a Terra apresenta oscilações climáticas significativas, os processos glaciais e interglaciais provocaram mudanças nos sedimentos superficiais, os quais contribuem como registros para entender essa dinâmica paleoclimática. O período Quaternário deixou evidências de momentos de alternância climática, entre ambientes secos e úmidos, ora cobertos por espessas geleiras, ora em fases úmidas, marcadas por chuvas torrenciais e retrabalhamento dos sedimentos (Suguio, 2005; Ribeiro, 2021).

As pulsações climáticas no Quaternário ocorreram de forma recorrente, intercalando entre as glaciações, com temperaturas muito baixas durante longos intervalos de tempo, e os períodos mais quentes. Segundo Salgado-Labouriau (1994), o Quaternário é conhecido como a “a grande idade do Gelo”, esses estudos contribuem para o entendimento das glaciações do passado mais longínquo. Mediante estudos sedimentares do fundo oceânico e de isótopos de oxigênio, foi possível considerar a existência de 16 glaciações de tamanhos variados. Durante esses 16 ciclos, a temperatura superficial do mar baixou em comparação com a atual. É importante destacar que apenas cinco dessas fases glaciais deixaram evidências geomorfológicas na região de ocorrência (Salgado-Labouriau, 1994; Ribeiro, 2021).

Devido à sobreposição de uma glaciação com outra, é difícil encontrar evidências de todas as glaciações. Contudo, a hipótese mais aceita é que elas ocorreram em intervalos de 100.000 anos, com ciclos menores de 40.000 e 20.000 anos, permitindo inferir existência de cinco grandes glaciações no período Quaternário. Uma série de fatores influenciou o surgimento e a manutenção de um período glacial. Alguns desses fatores incluem a deriva continental, que contribuiu para mudanças na topografia, no relevo e na circulação das águas

dos oceanos, afetando a distribuição de temperatura e, consequentemente, os tipos climáticos, a modificação da radiação, causadas pela passagem de meteoros na atmosfera terrestre, e a dinâmica dos vulcões, devido à grande concentração de cinzas que altera o balanço de energia (Salgado-Labouriau, 1994; 2006; Neto; Nery, 2005).

É essencial destacar a importância da teoria de Milankovitch para a explicação sobre a origem das glaciações, bem como para as mudanças naturais do clima. Os fatores ligados aos movimentos orbitais da terra, como a obliquidade da elíptica e a geometria da órbita terrestre em torno do sol, influenciam a intensidade dos efeitos da insolação sobre o planeta, dependendo da latitude. Essas forças de Excentricidade, Obliquidade e Precessão, compõem o ciclo de Milankovitch sendo causadoras das mudanças climáticas e origem das glaciações (Salgado-Labouriau, 1994; Corrêa; 2021).

Atualmente, sabe-se que, durante o Último Máximo Glacial, a glaciação se propagou a partir das montanhas escandinavas em direção ao Mar do Norte, cobrindo praticamente todas as Ilhas Britânicas. Além dessa região da Europa, as glaciações também ocorreram na Rússia, cobrindo parte do norte Ásia até o nordeste da Sibéria. Na Ásia, as montanhas ficaram cobertas por geleiras. Segundo Salgado-Labouriau (1994), Agassiz, em 1846, indicou, por meio de evidências, que essa última glaciação no final do Pleistoceno foi mais extensa na América do Norte do que na Europa e na Ásia, recobrando praticamente todo o Canadá e parte do norte dos Estados Unidos. Ainda segundo a autora, cerca de 11 milhões de km² ficaram cobertos pelo gelo (Salgado-Labouriau, 1994).

O Hemisfério Sul também sofreu com as glaciações do Quaternário, mas as áreas glaciais não envolveram grandes extensões de área comparadas ao Hemisfério Norte. Isso ocorreu porque os continentes no Hemisfério Sul têm uma forma mais ampla na zona tropical. A Antártida é uma exceção, pois desde o Terciário permaneceu na “idade do gelo”. No sul dos Andes, o gelo se estendeu até o oceano Pacífico a oeste e até os Pampas a leste (Salgado-Labouriau, 1994).

É possível datar esses eventos por meio da análise da idade dos fósseis, bem como de análises geoquímicas e geofísicas das rochas e minerais, atingindo uma precisão de 87% na história geológica da terra. O estudo das formações superficiais do Quaternário é de grande relevância, pois esses terrenos, com camadas de material sedimentar, ainda não passaram completamente pelo processo de diagênese. Isso ocorre porque, no contexto geológico, o Quaternário apresenta formações mais recentes que recobrem grande parte das formações rochosas antigas (Pereira, 1999).

O Holoceno, a época mais recente, começou logo após a última grande glaciação (Würm Wisconsin). As alterações climáticas desse período ocorreram nas fases interglaciais do planeta. Nesse contexto, todos os acontecimentos históricos da humanidade se deram nessa fase mais quente, denominada interglacial, embora tenha havido também períodos mais frios que alteraram a dinâmica terrestre. Após o degelo da glaciação de Wisconsin, houve uma elevação no nível dos oceanos, conhecida como eustatismo positivo (Salgado-Labouriau, 1994; 2006; Neto; Nery, 2005).

A transgressão Holocênica ocorreu como consequência dessa variação eustática, marcando o período interglacial. Considera-se que houve uma elevação de cerca de 5 metros em relação ao nível atual do mar. Esse fenômeno contribuiu para o surgimento de fiordes, estuários, recifes e planícies litorâneas. Após o Último Máximo Glacial, houve um degelo gradual das geleiras, que resultou no aquecimento global. O período mais quente desse interglacial aparenta ter ocorrido entre 5.600 e 2.500 AP, conhecida como o “Ótimo Climático”, a terra estava 2 a 3° mais quente. O Hemisfério Sul experimentou um clima mais seco, onde quase todo o gelo do continente se dissipou, restando apenas nas altas montanhas (Salgado-Labouriau, 1994; 2006; Neto; Nery, 2005).

2.4.2 O clima do Quaternário no Nordeste brasileiro

No Nordeste brasileiro, a paisagem é um importante marcador das mudanças que ocorreram durante o Quaternário. As formas de relevo são evidências desses processos, como os ambientes de paleodunas e dos sedimentos coluviais e aluviais presentes na paisagem. Para essa região, os estudos se concentraram principalmente na paleovegetação e na recomposição da hidrologia. Outro ponto importante foram os estudos costeiros, voltados para a compreensão da evolução da costa, das oscilações no nível do mar e na circulação atmosférica regional (Corrêa, 2001).

Para a evolução da costa leste do Nordeste do Brasil, três fatores foram considerados relevantes: os níveis eustáticos, ou seja, as variações no nível do mar e sua dinâmica de subida (positiva) de descida (negativa). Nos últimos 5.000 anos, ocorreu um rebaixamento de aproximadamente 5 metros no nível relativo do mar nessa região, sendo possível correlacionar essa evolução com o desenvolvimento dos cordões arenosos, dos depósitos de lagunas e das planícies costeiras. Durante o processo de elevação do nível do mar, foram favorecidas a

formação de deltas e sistemas de restingas; já no rebaixamento, ocorreu uma rápida progradação dos cordões litorâneos (Dominguez *et al.*, 1992; Corrêa, 2001).

Os outros dois fatores são os ventos alísios, que, devido à sua intensidade e frequência, influenciam as mudanças climáticas. Em relação aos efeitos das alterações climáticas, sobretudo na distribuição da precipitação que controla os processos de sedimentação costeira e o desenvolvimento de dunas, por exemplo. No Holoceno, devido à redução na precipitação anual, a célula de alta pressão sofreu variações e modificações na direção dos ventos, interferindo na formação de dunas, que se tornaram ocasionais, assim como nos sistemas costeiros e movimentação dos sedimentos (Dominguez *et al.*, 1992; Corrêa, 2001).

Para compreensão da dinâmica deposicional e dos processos erosivos na região Nordeste do Brasil durante o Quaternário, é importante entender a íntima relação entre os eventos climáticos de alta magnitude e os processos de sedimentação em ambientes úmidos e semiáridos. Nesse sentido, segundo Fonsêca (2018), as regiões da América do Sul Tropical, desde o início do Último Máximo Glacial, vêm sendo afetadas pelos mesmos padrões circulatórios atuais, embora com diferenças na intensidade e espacialidade. Damuth e Fairbridge (1970), comprovaram essa ideia a partir de estudos de sedimentos do fundo oceânico, bem como de pesquisas biológicas, associados à datação por radiocarbono e a investigação de isótopos de oxigênio. Essas pesquisas apontam semelhanças entre a circulação atmosférica atual e a da última glaciação, assim como da penúltima fase interglacial no Nordeste (Fonsêca, 2018).

Muitas contribuições de pesquisas vieram sendo impetradas nessa discussão, Ab`Saber (1979) afirma que no Nordeste Brasileiro aparecia áreas úmidas ainda no período da última glaciação Würm-Wisconsin (13.000 – 20.000 AP), mesmo com as condições semiáridas semelhantes as atuais. Alguns trabalhos como de Corrêa (2001), Mützenbergl (2007; 2010) e Tavares (2015), trouxeram contribuições na reconstrução dos paleoambientes, específicos, porém que corroboram nos estudos das paisagens do Nordeste, sobretudo com evidências de depósitos úmidos em ambientes que atualmente são semiáridos.

A utilização de análises morfoestratigráficas e da geocronologia dos depósitos tem um papel significativo nessas reconstruções paleoambientes. As pesquisas de Tavares (2010) e Fonseca (2018), contribuíram notadamente na busca de evidências de processos erosivos e deposicionais ocasionados por alterações climáticas, com indicativos de tectônica recente. Nesses trabalhos, ficou confirmada que as idades dos sedimentos não suplantaram os 50.000 AP, e que transcorreu um retrabalhamento desses depósitos em consequência dos eventos de precipitação extrema, capaz de remover o material inconsolidado (Fonsêca, 2018).

Para a região Nordeste do Brasil, através dos estudos, percebe-se que na transição Pleistoceno/Holoceno marcou um período mais úmido. Já entre o Holoceno inferior e médio o contexto climático era menos úmido e mais quente, no Holoceno médio foram registradas características semelhantes as atuais. Com base nessas referências paleoclimáticas foi percebido uma regulação desde o Último Máximo Glacial até o Holoceno Superior. No entanto, torna-se necessário um aprofundamento e particularização desses ambientes do Nordeste para compreender o contexto regional (Lima, 2015; Fonsêca, 2018).

3 CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO

O recorte de estudo abrange o baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana, localizada no segmento oriental do Nordeste brasileiro, em um ambiente que compreende a foz em estuário do rio Goiana. Para o melhor conhecimento da área de estudo, a pesquisa apresenta os principais componentes geoambientais, divididos em tópicos, são eles: arcabouço geológico, dinâmica climática, hidrografia, unidades pedológicas e uso e cobertura da terra.

3.1 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

3.1.1 Bacia Sedimentar Paraíba

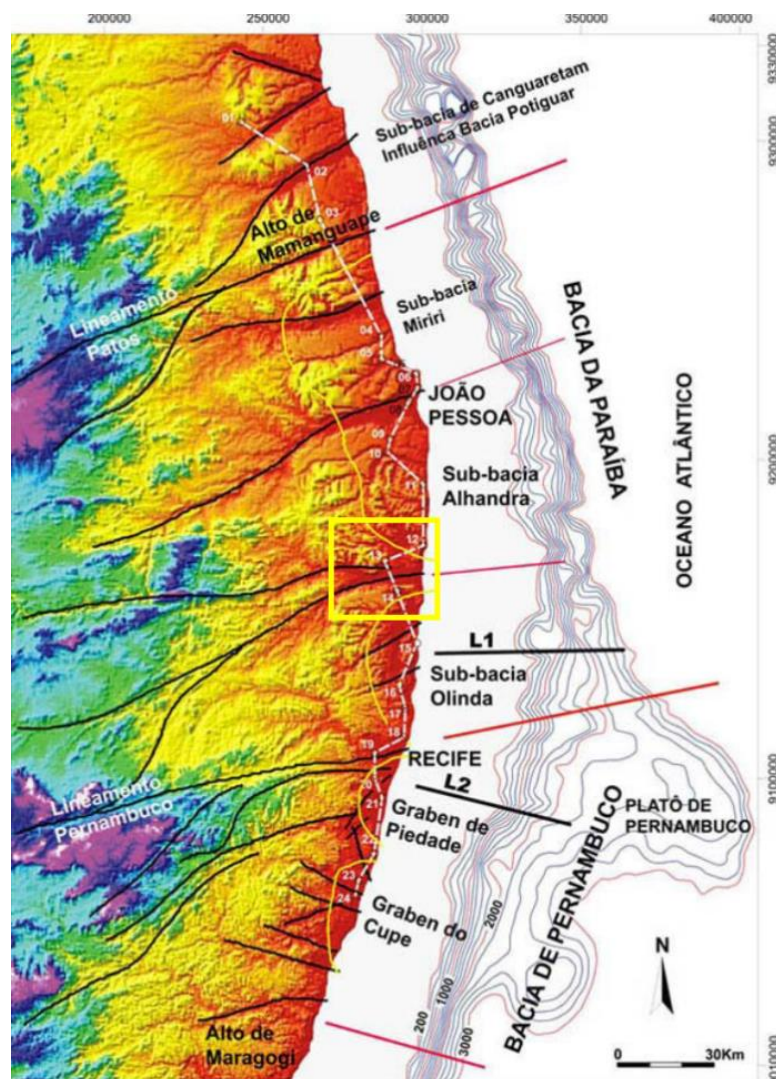
A área de estudo apresenta formações geológicas que integram a Bacia Sedimentar Paraíba. Essa bacia possui uma área terrestre de 5.073 km² e está localizada entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco, ao sul, e o Planalto Estrutural de Mamanguape, ao norte, que é um braço da Zona de Cisalhamento de Patos (Figura 04). A bacia foi dividida em sub-bacias: a sub-bacia Olinda, ao sul, localizada entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e o Alto de Goiana; e a sub-bacia Alhandra-Miriri, ao norte, situada entre a Falha de Mamanguape e Alto de Goiana. Estas sub-bacias são caracterizadas por diferentes processos tectônicos que atuam em sua separação (Barbosa; Lima Filho, 2005).

A bacia Paraíba comporta-se como uma rampa estrutural levemente inclinada para leste. Os padrões evolutivos típicos dessa área são bastante diferentes daqueles das bacias periféricas adjacentes, como a Bacia de Pernambuco e a Bacia Potiguar. Essa feição da Bacia Paraíba sugere que a zona resistiu ao rifteamento que ocorreu durante o Cretáceo. Possivelmente até o Cretáceo Superior essa bacia permaneceu emersa. Os sedimentos presentes ao longo da zona costeira da Bacia Paraíba formaram-se desde o Turoniano-Coniaciano. Este evento proporcionou a existência de blocos soerguidos e rebaixados, configurando o relevo da região em altos (*horsts*) e baixos (*grabens*) estruturais que Fortes (1986) intitulou de “Tectônica em Teclas”, devido ao extenso movimento na direção NE-SW (Barbosa; Lima Filho, 2005; Fonsêca, 2012; Lavor, 2021).

Segundo Tavares Junior (2008), foi possível compreender a estruturação dessa bacia, que se apresenta geometricamente irregular com mergulho para leste, controlada por *grabens* e *horsts* no sentido norte e sul de forma alternada, com escalonamento em degraus. Para o autor o *Graben* de Goiana é o maior com 380m de profundidade na direção N-S. Ao norte desse

graben, há uma elevação, denominada pelo autor de *Horst* de Cupissura, e ao sul, outra elevação intitulada de *Horst* de Tejucupapo, adjacente a esse *horst* observa-se o *Graben* de Itapirema. A Falha de Goiana, que separa as duas sub-bacias e sobre a qual o rio Goiana encaixa, perpassa pelo *graben* de mesmo nome.

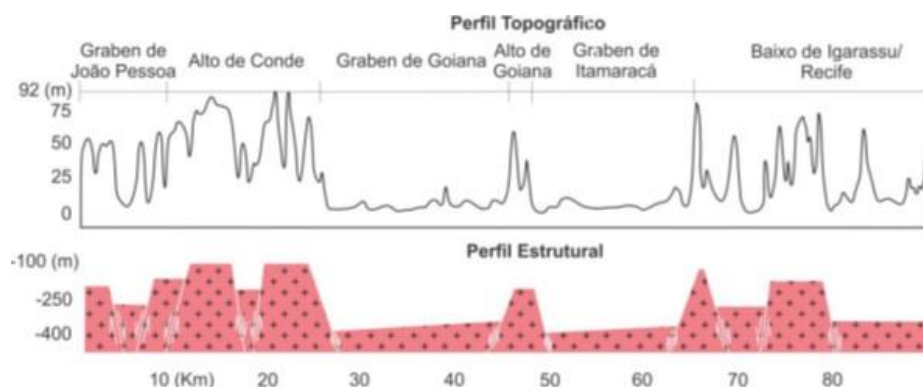
Figura 4 - Localização da Bacia Sedimentar Paraíba e da área de estudo em amarelo.



Fonte: Barbosa e Lima Filho (2005) – adaptado pela autora.

A partir da tectônica que se evidencia nas estruturas de orientação NE a E-W na Bacia Paraíba, segundo Correa Filho *et al.*, (2015), formaram-se os depocentros, que são as sub-bacias Olinda e Alhandra-Miriri dessa faixa costeira. Para os autores, o *Graben* do Goiana limita-se ao norte com o Alto de Conde, em seguida o *Graben* de João Pessoa, ao sul com Alto de Goiana e com o *Graben* de Itamaracá. Observa-se a profundidade do embasamento, segundo Correa Filho *et al.*, (2015), e os dados de poços (Barbosa, 2007), como também o perfil topográfico com a presença dos *grabens* principais, limitados por altos estruturais (Figura 05).

Figura 5 - Estruturação da Bacia Sedimentar Paraíba.



Fonte: Correa Filho *et al.* (2015) – adaptado pela autora.

3.1.2 Unidades Litoestratigráficas

Área de estudo compreende 7 unidades Litoestratigráficas principais (Tabela 01). A Formação Barreiras, possui uma distribuição superior as outras unidades, compreende 44,29% da área, seguido pelos Depósitos Flúvio-marinhos, que abarcam 31,04% desse local, importantes unidades para o entendimento geológico da área, por juntas somarem 75% da delimitação de estudo. Ademais, a Formação Beberibe, os Depósitos Aluvionares, o Complexo Salgadinho, o Complexo Vertentes e a Formação Gramame, também são relevantes para a compreensão do arcabouço geológico da área de estudo (Figura 06).

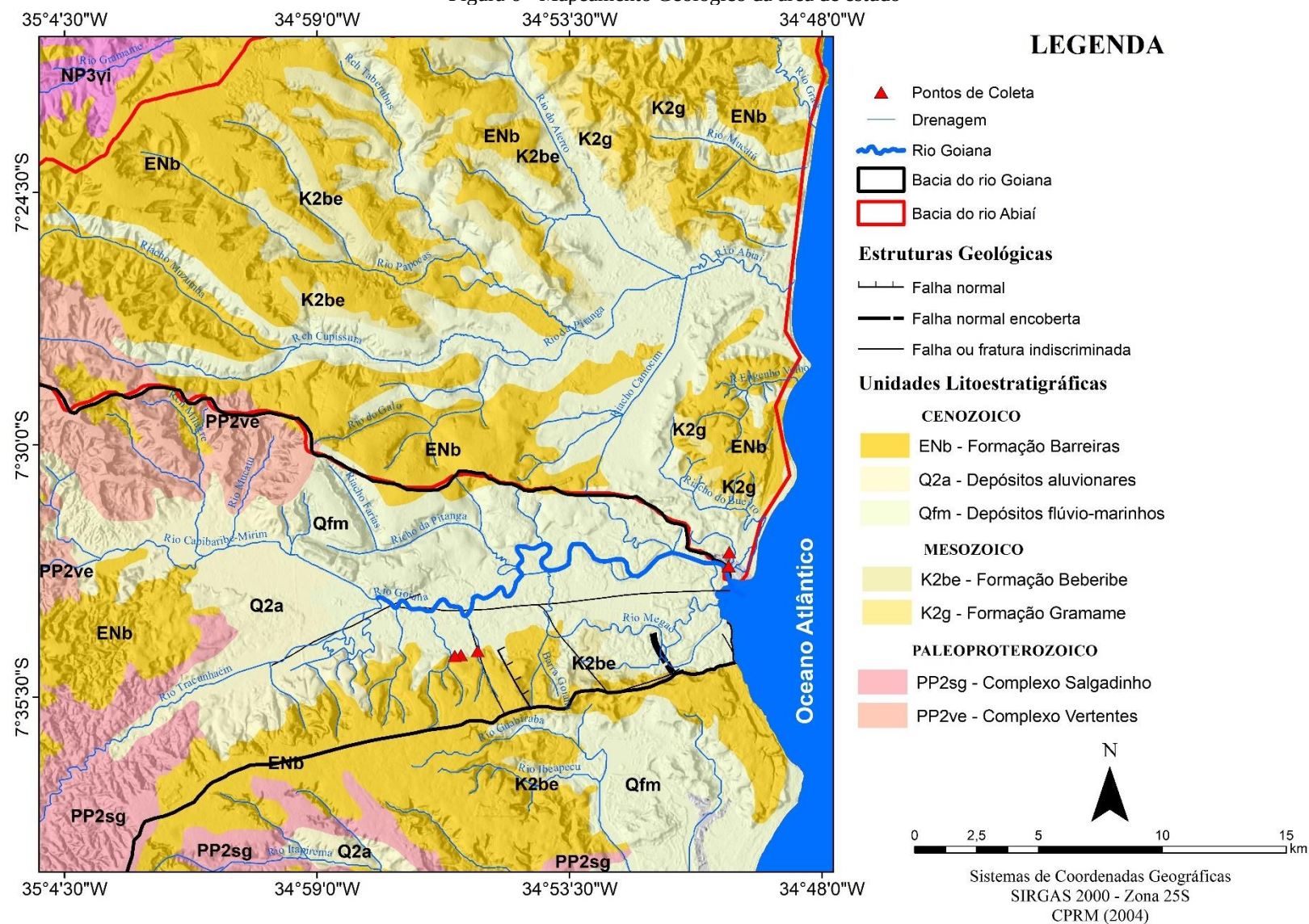
Tabela 1 - Área territorial das Unidades Litoestratigráficas.

Quant.	Sigla	Nome da Unidade	Área (km ²)	%
1	ENb	Formação Barreiras	425,45	44,29
2	Qfm	Depósitos Flúvio-Marinhos	298,26	31,04
3	K2be	Formação Beberibe	66,06	6,97
4	Q2a	Depósitos aluvionares	53,11	5,61
5	PP2sg	Complexo Salgadinho	50,86	5,37
6	PP2ve	Complexo Vertentes	44,02	4,65
7	K2g	Formação Gramame	22,84	2,41
Total:			960,60	100

Fonte: CPRM (2004) – adaptado pela autora.

As unidades litoestratigráficas mais antigas, expostas nessa área de estudo, de idade Paleoproterozoica, são: o **Complexo Salgadinho** composto por hornblenda-biotita, ortognaisses migmatíticos de composição sienogranítica a granodiorítica e alguns termos tonalíticos, com textura equigranular, granulação média a grossa e coloração variando de cinza esbranquiçada a rósea. E o **Complexos Vertentes**, definido como uma sequência de depósitos metavulcanossedimentar, composto por ortognaisse cinza bandado e anfibólio-biotita-granada gnaiss, com granulação de média a fina (Brasilino; Miranda, 2011; Brito Neves *et al.*, 2013; Neves; Mariano; Silva, 2017).

Figura 6 - Mapeamento Geológico da área de estudo



Fonte: CPRM (2004) – adaptado pela autora.

A **Formação Beberibe** é uma unidade litoestratigráfica, do Cretáceo inferior, também presente na área de estudo. Apresenta características que, segundo Brito Neves *et al.*, (2009), foram encontradas, na maioria de suas exposições, arenitos brancos a muito brancos, médios a grossos, seleção de grãos pobre, estratificação plano-paralela com pouco desenvolvimento, bancos de 0,5 a 2 m, sem grandes mudanças de fácies. Essa unidade aparece justaposta a Formação Barreiras na área de estudo, cujo encadeamento da dissecação foi tão acentuado que, no presente, ocorrem afloramentos da Formação Beberibe (Lavor, 2021).

A **Formação Gramame**, segundo Brito Neves *et al.*, (2009) é constituída por rochas carbonáticas claras, calcários argilosos, alguns arenitos calcários, com um horizonte fosfático basal. A Formação Gramame tem poucos afloramentos na área em questão, encontrados em níveis topográficos abaixo de 30 m em relação do nível do mar. Em alguns casos, serve como horizonte norteador para separar a Formação Beberibe (abaixo) da Formação Barreiras (Acima). A partir da tectônica evidenciada por Lavor (2021), o processo de soerguimento no setor ao norte do Goiana, nos limites entre as duas bacias (Goiana e Abiaí), desgastou a Formação Barreiras e exumou parcialmente a Formação Gramame.

A **Formação Barreiras** é uma unidade litoestratigráfica evidenciada na composição dos Tabuleiros Costeiros. Seu material é constituído de uma cobertura superficial inconsolidada, associada a Bacia Paraíba. Esta unidade, que se estende desde o Estado do Amapá até o Rio de Janeiro, é um estrato Cenozoico que representa as fases mais úmidas dos cinturões costeiro e continental deste período. Pode ser identificada por suas características macroscópicas, má seleção, estratificação irregular e disposição ao intemperismo marcado por manchas de cores diferentes, consiste em Arenito conglomerático e Argilito arenoso em sua litologia (Brito Neves *et al.*, 2006; Fonsêca, 2012; Silva, 2018).

Também de idade Cenozoica, os **Depósitos Flúvio-Marinheiros** encontrados nas regiões estuarinas, bem como nas planícies costeiras, ambientes transitórios que recebem influência da dinâmica fluvial e litorânea. Esses depósitos também podem estar associados a ambientes de manguezal, que possuem sedimentos com composição granulométrica variando de areia fina a silte. E os **Depósitos Aluvionares**, encontrados nas áreas baixas dos vales, nas proximidades dos leitos fluviais, possibilitam a formação de terraços fluviais associados aos canais mais antigos. Esses depósitos apresentam uma granulometria constituída por sedimentos de areia, cascalho e argila. O material, advindo do continente, é transportado pelos rios, e se acumula em suas margens formando depósitos aluviais (Silva, 2018; Fonsêca, 2018; Paiva, 2019).

3.2 DINÂMICA CLIMÁTICA

No panorama climático da região Nordeste do Brasil, os principais sistemas atmosféricos de grande e mesoescala causadores de chuvas que atuam na costa leste da região são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs), os Vórtices Ciclones de Altos Níveis (VCAN), como também as Linhas de Instabilidade (LI) e os Sistemas de Brisas. Esses sistemas operam em diferentes sazonalidades e podem estar relacionados a eventos extremos de chuva, por vezes, ocorre com variabilidade de intensidade, duração e época de atuação (Ferreira; Melo, 2005; Rafael *et al.*, 2015; Silva, 2018).

A ZCIT é uma região de convergência de ventos alísios, formada em níveis baixos a partir da confluência desses ventos dos Hemisférios Norte e Sul. É caracterizada por zonas de baixa pressão, com atuação convectiva e precipitação no sentido leste-oeste. A ZCIT se movimenta para sul, cerca de 4° nos meses de março e abril. Em períodos que os sistemas frontais se tornam mais intensos nas regiões equatoriais, a ZCIT aumenta seu desempenho. Este sistema também está relacionado com eventos de La Niña e tem uma importante ligação com anomalias relacionadas a Temperatura Superficial do Mar (TSM) em águas atlânticas (Ferreira; Melo, 2005; Molion; Bernardo, 2002).

Os DOLs ou Onda de Leste, se forma nos trópicos da Terra como um distúrbio atmosférico causado por um grupo de células convectivas sobre o oceano tropical, o que resulta em chuvas moderadas a fortes nas áreas litorâneas. Tais sistemas, nessa região, podem ser responsáveis pela ocorrência de eventos extremos de precipitação, pois produzem abundância de chuva em curto intervalo de tempo. Segundo Silva (2015), a previsão das ondas de Leste é um problema para os meteorologistas, devido à sua dinâmica de precipitação e à dificuldade de avistar sua ocorrência e intensidade com relativa antecedência (Silva, 2018).

Segundo Molion e Bernardo (2002) e Girão *et al.*, (2006), os VCANs ocorrem no final da primavera e durante o verão do Hemisfério Sul, de novembro a março, sendo janeiro o mês mais comum. Para Ferreira e Melo (2005), o VCAN se configura como um conjunto de nuvens circulares girando no sentido horário, com nuvens densas nas bordas e no centro. Devido ao aumento da pressão, ocorre uma região de subsidência do ar, o que inibe a formação de nuvens e leva a céu limpo. No entanto, nas regiões circundantes do vórtice, as taxas de precipitação são altas, pois a baixa pressão aumenta a produção de chuva. O sistema produz chuvas moderadas a fortes no Nordeste quando associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Segundo Girão *et al.*, (2006), junho e julho são os meses de maior precipitação na faixa oriental do Estado de Pernambuco, o que está associado a diversos sistemas geradores de chuva

neste período, com destaque para a ZCIT, DOLs, atuação da ASAS. Além dos sistemas atmosféricos de grande e média escala espacial que atua no Nordeste do Brasil, o índice pluviométrico médio da região eventualmente apresenta irregularidades, exhibe períodos de estiagem prolongada ou chuvas intensas, fenômenos frequentemente associados as anomalias observadas nos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais.

Por exemplo, o El Niño-Oscilação Sul (ENSO) está associado ao aumento das temperaturas da superfície do mar do Pacífico e, nos anos em que ocorre essa anomalia positiva, o impacto no clima global é evidente, com o deslocamento das células de Walker para leste do Pacífico levando a subsidência do ar sobre a bacia centro-oeste e Atlântico Equatorial, incluindo a bacia Amazônica Oriental e o Nordeste do Brasil. Durante o período de El Niño, os ventos alísios que apontam do Sudeste enfraquecem, levando a níveis mais baixos de umidade no Nordeste do Brasil, fenômeno associado a eventos prolongados de seca nas partes do centro-norte da macrorregião (Nóbrega; Santiago, 2014; Silva, 2018).

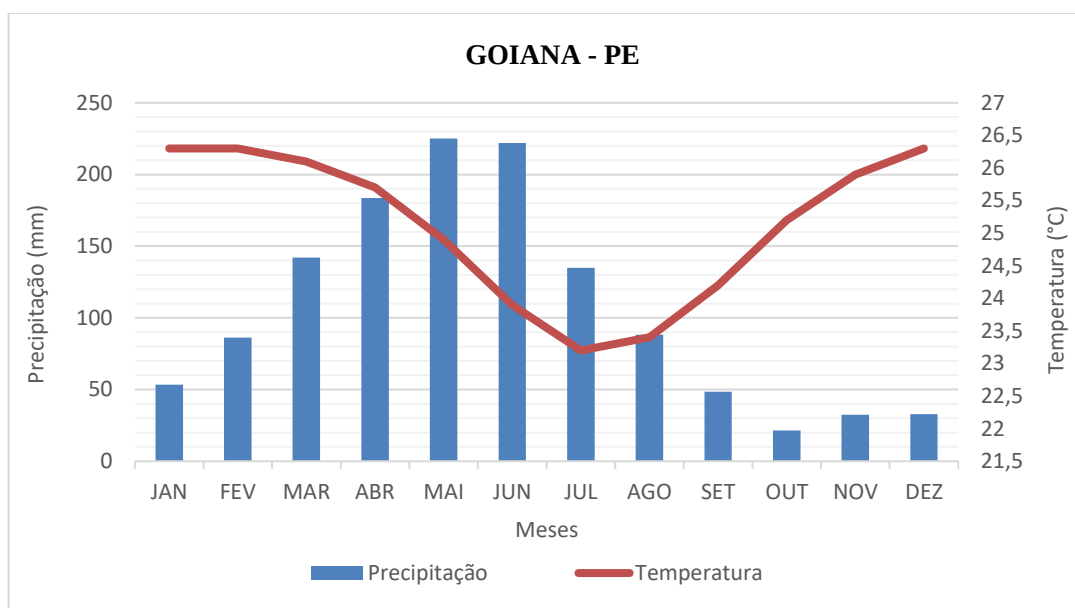
O dipolo do Atlântico tropical, outro fenômeno que afeta os padrões de chuva no Nordeste do Brasil, está associado às anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Atlântico tropical. O Dipolo Atlântico está em uma fase positiva quando as águas do Atlântico Norte são mais quentes que as águas do Atlântico Sul, e o oposto ocorre na fase negativa, quando a TSM das águas do Atlântico Norte é mais fria que as águas do Atlântico Sul. Na fase positiva do dipolo, o movimento de transporte de ar frio e seco dos níveis superiores desce para a região Nordeste, principalmente para o Sertão, inibindo a evolução do regime pluvial nesta região. Já na fase negativa do dipolo, o movimento ascendente contribui para a formação de nuvens que levam a chuvas moderadas a fortes entre o verão e o inverno no Nordeste (Ferreira; Melo, 2005; Nóbrega; Santiago, 2014).

O litoral de Pernambuco e Paraíba está sob a influência da massa Atlântica Tropical (mTA), que se caracteriza como uma massa quente e úmida, a mais influente quase todo ano. Segundo Girão *et al.*, (2006) o mTA responde pelos ventos úmidos atuantes durante o outono e o inverno, advindos da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Tais ventos estão sujeitos a perturbações da circulação atmosférica secundária, ligadas aos movimentos para sul da ZCIT, ao aparecimento do VCANs e à entrada de fluxos da Frente Polar Atlântica (FPA), está última em processo de tropicalização, bem como aos DOLs, caracterizados como sistemas fortes para a geração de chuva na região. Nos meses chuvosos, as temperaturas podem atingir médias mensais de 23 a 24° C (Girão *et al.*, 2006).

A dinâmica das chuvas no município de Goiana indica que o período de maior precipitação ocorre entre os meses de março a julho (Figura 07), podendo alcançar uma média

mensal aproximada de 250 mm de chuvas e com a redução na temperatura média mensal em torno dos 23 °C entre os meses de julho e agosto. Para os meses de menor precipitação entre agosto e fevereiro, os valores médios de precipitação aproximada, são inferiores a 50 mm, nesse período a temperatura aumenta e pode atingir valores próximos a 27 °C.

Figura 7 - Climograma de Goiana/PE (1961 – 1990).



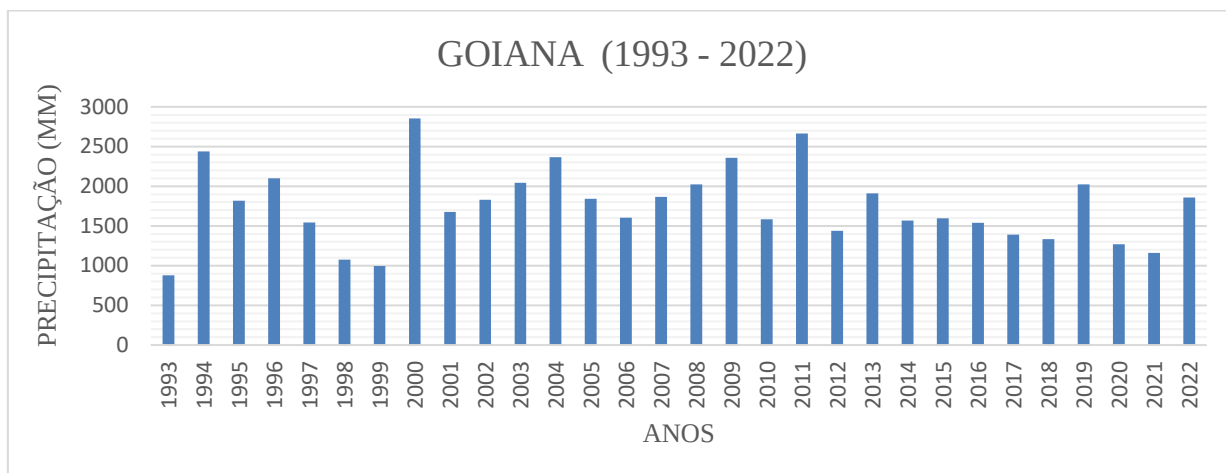
Fonte: INMET.

Para os anos mais recentes, últimos 30 anos, observa-se na série histórica de precipitação anual de Goiana (Figura 08) que os anos de 1994, 2000, 2003, 2004, 2009, 2011 e 2019, por exemplo, alcançam valores superiores a 2000 mm de chuvas. Já nos anos de 1993, 1998, 1999, 2012, 2017, 2018, 2020 e 2021, os valores de precipitação anual foi de até 1300 mm de chuvas. É importante observar que, em 2000 e 2011 ocorreram os valores mais altos de precipitação nessa série histórica, acima dos 2500 mm. Já nos anos de 1993 e 1999 a precipitação anual foi inferior a 1000 mm, o que indica a mais baixa pluviosidade para esse recorte temporal nessa região.

Segundo dados do Infoclima, fornecidos pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), no ano de 2000, os meses mais chuvosos foram maio, junho e julho, valores acima dos 400 mm de chuva. Em junho a precipitação alcançou valores superiores a 600 mm, um quantitativo histórico de quase o dobro da média de precipitação dos últimos 30 anos. No ano de 2011, também ocorreram precipitações acima da média para essa região, devido à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que estava localizada mais ao

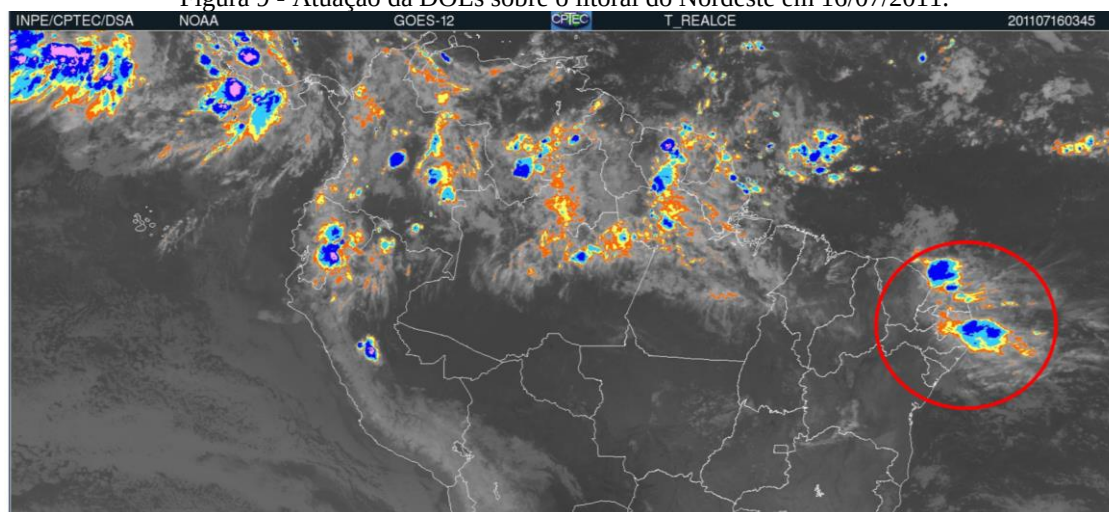
sul, associada aos DOLs (Figura 09). Nesse ano, os meses mais chuvosos foram abril, maio e julho. A temperatura superficial do mar indicou a presença de La Niña para os dois anos.

Figura 8 - Série histórica da precipitação do município de Goiana/PE.



Fonte: APAC.

Figura 9 - Atuação da DOLs sobre o litoral do Nordeste em 16/07/2011.

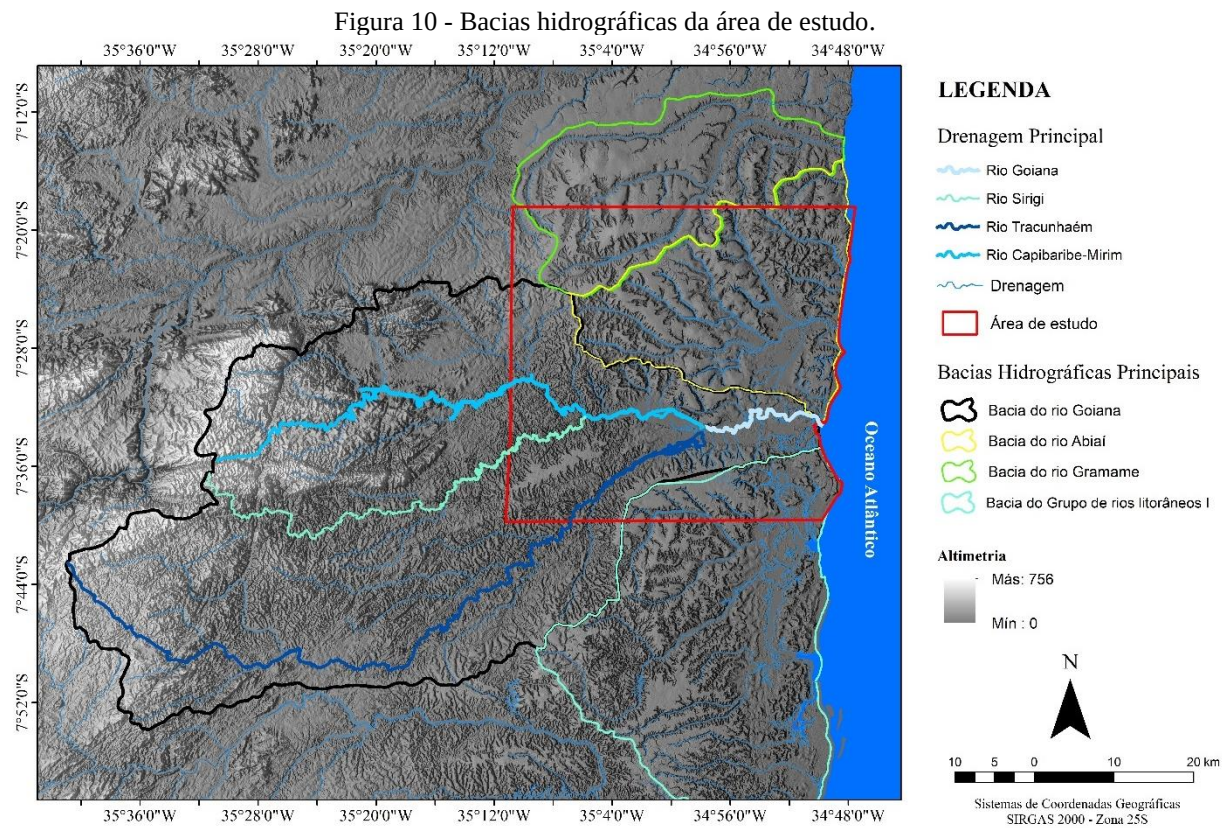


Fonte: CPTEC/INPE (2011).

O estudo da dinâmica do clima contribui para uma compreensão abrangente do meio ambiente. Variações de precipitação e temperatura em diferentes escalas globais, assim como o desempenho de sistemas atmosféricos e anomalias presentes nos oceanos, influenciam as diferentes paisagens. Nessa perspectiva, o clima é considerado o principal impulsionador das diferentes paisagens. Este fator, associado a outros indicadores como a geologia, a geomorfologia e os solos, contribui no entendimento da área estudada.

3.3 BACIAS HIDROGRÁFICAS E DRENAGENS PRINCIPAIS

O recorte de investigação desta pesquisa abrange duas bacias litorâneas, localizadas nos limites entre os Estados de Pernambuco e Paraíba, no Nordeste do Brasil. A bacia hidrográfica do rio Goiana e a bacia hidrográfica do rio Abiaí são bacias adjacentes que possuem um divisor comum (Figura 10) e ambas fazem parte da Macrorregião Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental. A bacia do rio Gramame faz limite com a bacia do rio Abiaí na parte norte, sendo o divisor da margem esquerda, enquanto a bacia vizinha à do Goiana, é a bacia do grupo de rios litorâneos I (GL1), ao sul, divisor da margem direita.

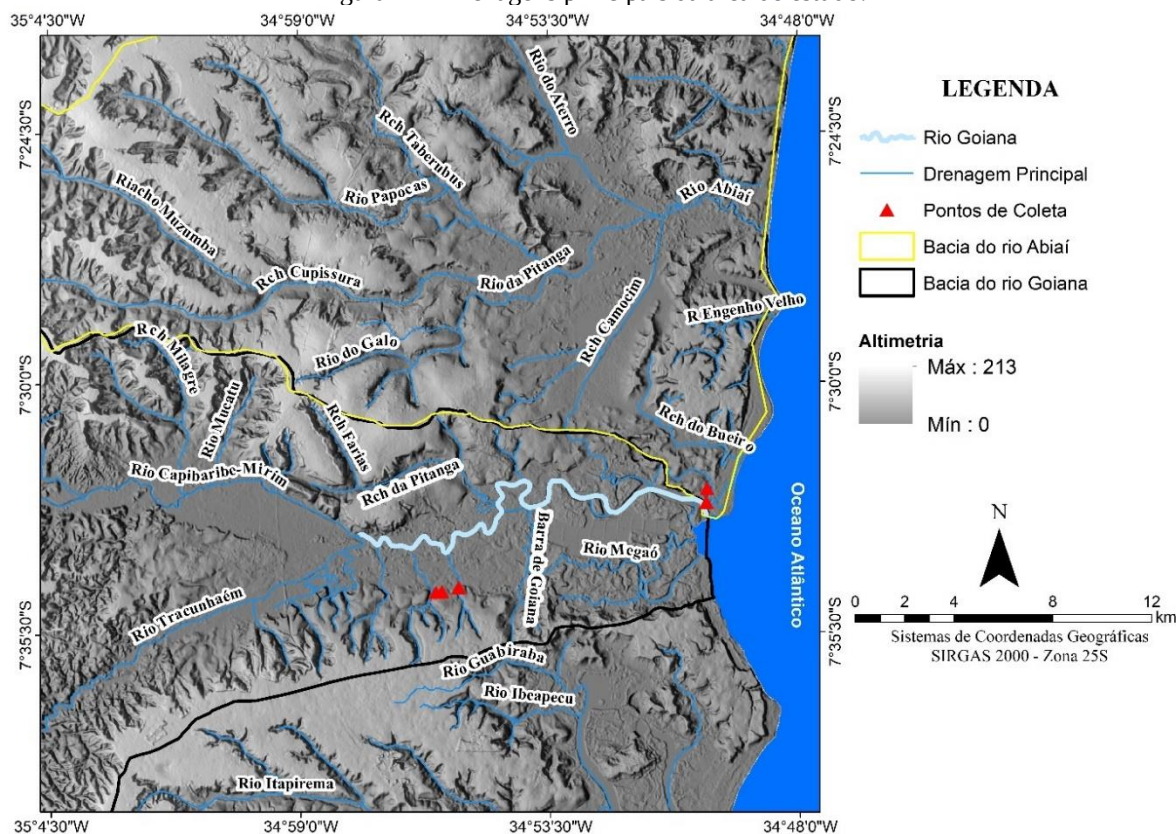


Fonte: A autora (2024).

A bacia hidrográfica do rio Goiana, segundo a Agência Pernambucana de Águas e Climas (APAC, 2023), possui uma área territorial de aproximadamente 2.850 km², abrange 26 municípios do Estado de Pernambuco. A bacia limita-se a oeste e ao norte com o Estado da Paraíba e com o grupo de bacias de pequenos rios litorâneos 6 (GL6). Ao sul, faz limite com a bacia do rio Capibaribe e com o grupo de bacias de pequenos rios litorâneos 1 - GL1. A rede hidrográfica tem como canais principais os rios Capibaribe-Mirim, Tracunhaém, Siriji e Goiana. O rio Tracunhaém tem uma extensão de 127 km, e o rio Capibaribe-Mirim, tem uma

extensão de 93 km. A confluência desses dois canais, localizada no baixo curso da bacia forma o rio Goiana. (Figura 11).

Figura 11 - Drenagens principais da área de estudo.



Fonte: A autora (2024).

A bacia hidrográfica do rio Abiaí, segundo a Agência Executiva de Gestão das Águas (AESAs, 2023), possui uma área territorial de 449,5 km². Limita-se a oeste e ao sul com o Estado de Pernambuco e ao norte com a bacia do rio Gramame, compreendendo cinco municípios paraibanos. A rede hidrográfica possui como canal principal o rio Abiaí. O rio Popocas, juntamente com o rio do aterro, o rio Taperubus, o riacho Cupissura e o rio da Pitanga, são importantes tributários da bacia do rio Abiaí, como mostra no mapa da figura 11. A bacia, juntamente com a bacia do rio Gramame, compõem o Comitê das Bacias Hidrográficas do Litoral sul do Estado da Paraíba, possuindo uma importância significativa para o sistema de abastecimento de água da Grande João Pessoa.

3.4 UNIDADES PEDOLÓGICAS E USO E COBERTURA DA TERRA

A área de estudo é composta por cinco unidades pedológicas. Além de 1,70% desse recorte ser compreendido por corpos d'águas continentais (Tabela 02), as classes estão denominadas segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SIBCS), (Santos *et al.*, 2018). A unidade dos Argissolos compreende 52,15% do ambiente, seguido pelos Gleissolos com 22,80% e pelos Espodossolos com 16,80% de cobertura na área estudada. Essas três unidades pedológicas são as mais relevantes para a caracterização dos solos, uma vez que a ocorrência desses solos predomina em 91% do recorte de estudo.

Tabela 2 - Área territorial das Unidades Pedológicas.

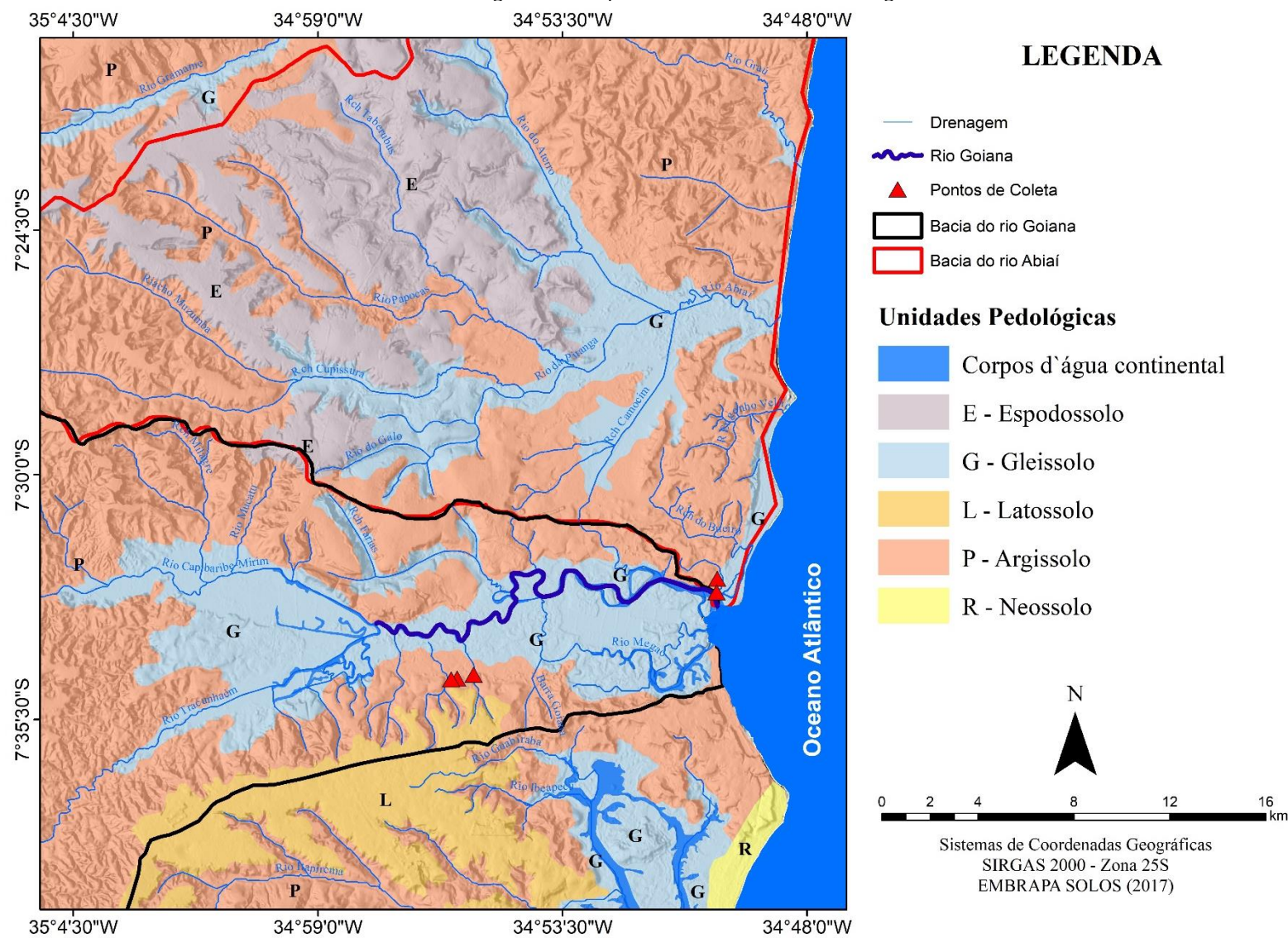
Quant.	Simbol	Nome da Unidade	Área (km ²)	%
1	P	Argissolo	501,01	52,15
2	E	Gleissolo	219,10	22,80
3	G	Espodossolo	161,40	16,80
6	L	Latossolo	59,04	6,14
9	R	Neossolo	3,80	0,39
		Corpos d'água continental	16,25	1,70
		Área total	960,60	100%

Fonte: EMBRAPA SOLOS (2019) - adaptado pela autora.

Importante destacar que o Neossolo identificado mais ao sudeste do recorte de estudo, apresentou menos de 1% do percentual da área. É possível observar que essa unidade não exerce uma maior influência especificamente no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana e nem na bacia do rio Abiaí, (Figura 12). Portanto, serão caracterizadas as quatro classes de solos existentes com influência direta na área de estudo.

Os Argissolos compõem grande parte da área de estudo. Esses solos possuem sua gênese nos materiais argilosos ou areno-argilosos presentes nos sedimentos da Formação Barreiras, em um relevo constituído de Tabuleiros Costeiros. Também podem ser identificados fora desses ambientes, por exemplo, nos Platôs Amazônicos. São caracterizados pelo aumento de argila da camada superficial para a camada subsuperficial B, frequentemente encontrados em terrenos ondulados e acidentados, em profundidades variáveis (IBGE, 2015; Zaroni; Almeida, 2021).

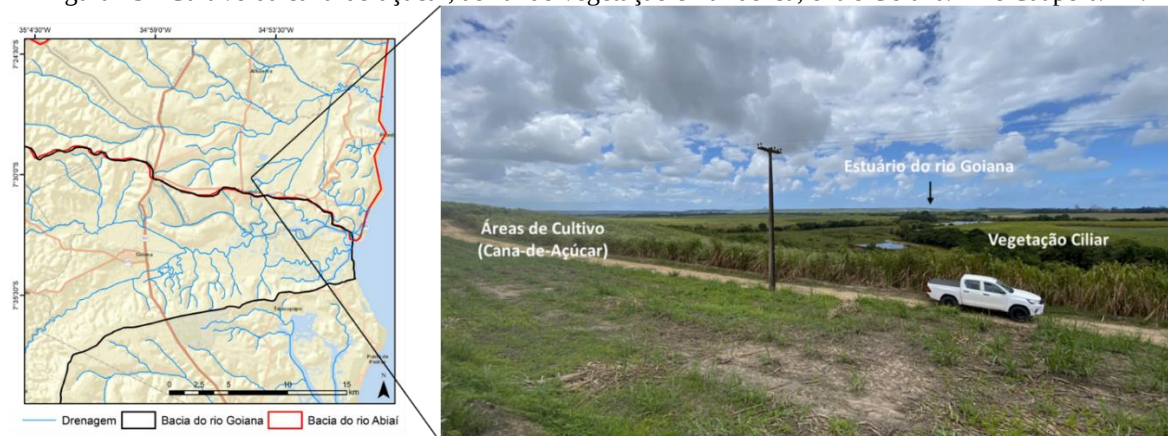
Figura 12 - Mapeamento das Unidades Pedológicas



Fonte: Embrapa Solos (2017) - adaptado pela autora.

Os Argissolos são encontrados sobre as superfícies tabulares e colinosas na área de estudo. Eles estão localizados em ambientes onde predominam o uso agrícola para o cultivo da cana-de-açúcar e em pequenas porções de vegetação ciliar que margeiam os canais fluviais presentes no local (Figura 13). Também é possível identificar outros usos destinados a áreas urbanas, como fins residenciais e industriais, exemplificados pelo centro urbano de Caaporã.

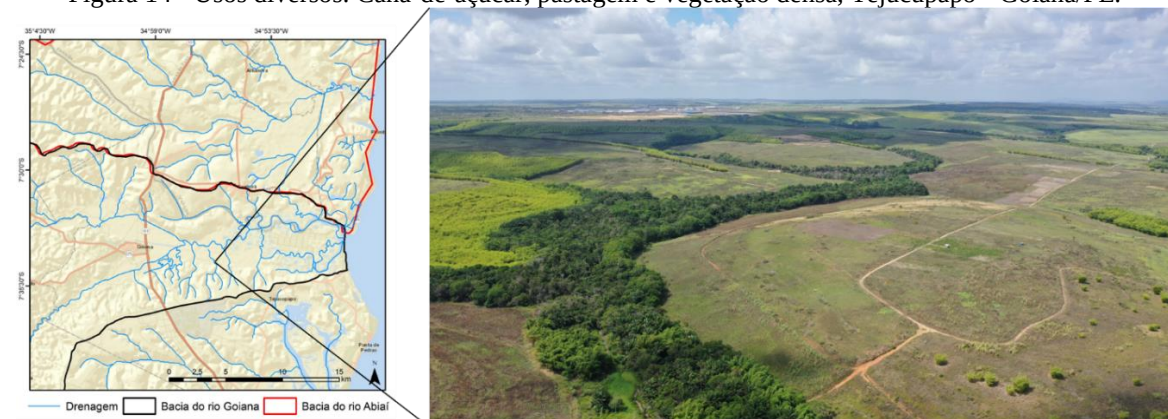
Figura 13 - Cultivo da cana-de-açúcar, ao fundo vegetação ciliar densa, entre Goiana/PE e Caaporã/PB.



Fonte: A autora (2024).

A cana-de-açúcar é o principal uso da terra predominante na área de estudo, especialmente na classe pedológica dos Argissolos, em relevo mais acidentado e declivoso. Além disso, há áreas destinadas à pastagem e vários remanescentes de cobertura vegetal densa mais preservada ao longo dos cursos fluviais (Figura 14).

Figura 14 - Usos diversos: Cana-de-açúcar, pastagem e vegetação densa, Tejucupapo - Goiana/PE.



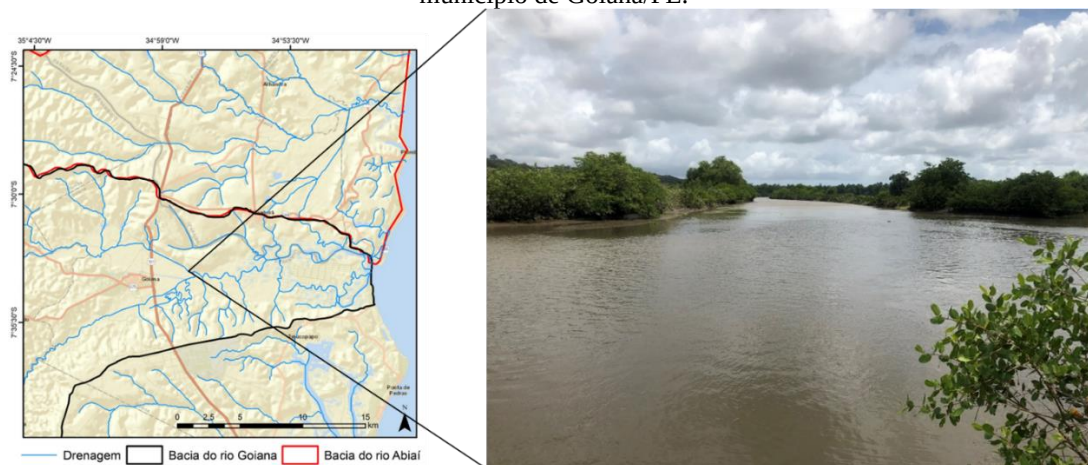
Fonte: A autora (2024).

Os Espodossolos, manifestam características de acúmulo de matéria orgânica e alumínio no horizonte B espódico, logo abaixo do horizonte E. Segundo Zaroni e Almeida (2021), sua ocorrência está relacionada às baixadas litorâneas da costa brasileira e em algumas áreas do

Noroeste do Amazonas. No geral, são solos ácidos e pobres, com textura associada a sedimentos arenosos, baixa capacidade de retenção de água e nutrientes, e problemas de drenagem nos horizontes mais endurecidos. Esses problemas dificultam a percolação da água e contribuem para a formação de lençóis freáticos suspensos durante períodos chuvosos, o uso da Terra predominante nessa unidade é a monocultura de cana-de-açúcar, pastagem e a concentração do centro urbano de Alhandra (Carvalho, *et al.*, 2013).

Os Gleissolos incluem solos minerais e hidromórficos, com ocorrência em terrenos planos de áreas de várzeas que requerem drenagem devido aos altos níveis freáticos (Zaroni; Almeida, 2021). Na área de estudo, esses solos são encontrados na planície costeira, nas áreas de várzeas e nas planícies aluvionais, com valores de pH muito baixos devido a influência das marés. Normalmente, as áreas onde ocorrem esses solos são impróprias para uso agrícola, sendo recomendada sua utilização para preservação (Zaroni; Almeida, 2021). Nesta unidade pedológica, predomina uma cobertura vegetal densa, típica de manguezal (Figura 15), presente na reserva extrativista Acaú-Goiana.

Figura 15 - Vegetação densa nas áreas de confluência do rio Tracunhaém com o rio Capibaribe-Mirim, município de Goiana/PE.



Fonte: A autora (2024).

Os Latossolos se desenvolvem a partir de material sedimentar argiloso ou arenoso-argiloso da Formação Barreiras na região costeira do Brasil. Essa unidade é registrada em um relevo plano a suavemente ondulado. Os Latossolos apresentam uniformidade em relação à cor, textura e estrutura, sendo profundos e muito profundos. Possuem boas condições físicas de retenção de umidade e respirabilidade, sendo amplamente utilizados para lavouras de cana-de-açúcar e pastagens (Oliveira Neto; Silva, 2021).

4 MATERIAL E MÉTODOS

Os procedimentos metodológicos foram estruturados a partir de tópicos para uma melhor compreensão e correlação com os objetivos: A base cartográfica é o elemento-chave para a confecção dos produtos relativos aos mapeamentos; as atividades de campo e a coleta dos materiais para posterior análise de laboratório; o tópico referente à realização dos índices morfométricos e à análise da rede drenagem permite responder aos objetivos relacionados ao papel da morfoestrutura e morfotectônica, assim como interpretar o comportamento dos canais, a morfologia dos vales e dos rearranjos da drenagem.

Quanto ao mapeamento Morfoestrutural e Geomorfológico, é possível compreender as formas de relevo nesse ambiente, assim como relacioná-las aos elementos estruturais da paisagem e aos padrões de drenagem. Por fim, é realizada uma análise sedimentológica a partir da granulometria, morfoscopia e geoquímica, esses procedimentos atendem ao objetivo de identificar ambientes deposicionais quaternários na área de estudo. A correlação dos elementos morfoestruturais, morfotectônicos, da morfologia da rede de drenagem e das características dos sedimentos possibilita analisar a evolução e dinâmica geomorfológica da área de estudo, além de contribuir para o entendimento de possíveis conexões entre a bacia do rio Goiana e a bacia do rio Abiaí.

4.1 BASE CARTOGRÁFICA

Inicialmente, foi realizado o download do Modelo Digital de Elevação (MDE) do programa Copernicus DEM, disponibilizado pela European Space Agency (ESA), obtido por meio da missão TanDEM-X entre 2011 e 2015, com cobertura mundial (GLO-30). Este modelo apresenta um conjunto de elevações da Terra coletadas a partir dos dados de Radar, com resolução espacial de 30 metros por píxel. O Copernicus DEM é fornecido em formato Raster DT2, com projeção geográfica e Datum WGS84.

Após o download do MDE, foi realizado o mosaico dessas imagens de radar e, posteriormente, o recorte da área de estudo. Também foi preciso realizar uma reprojeção do Datum WGS84 para SIRGAS 2000, sistema de referência que será utilizado em todos as bases e mapas desta pesquisa, para, em seguida, elaborar a extração da drenagem da área. Esses processos iniciais foram executados por meio das ferramentas disponíveis do *Arctoolbox*, e todo o processamento da base cartográfica foi realizado no *software* ArcGis 10.7.1

Para a confecção do detalhamento geológico da área de estudo, foi utilizada a base cartográfica da Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais (CPRM, 2004), por meio do Serviço Geológico do Brasil (GEOSGB), na escala de 1:1.000.000. Na representação pedológica, foi aplicada a base de dados do mapa exploratório de reconhecimento dos solos do Estado de Pernambuco e Paraíba (2017), disponibilizada pela Infraestrutura de Dados Espaciais da EMBRAPA (GEOINFO), na escala de 1.500.000. Para as convenções de cores no sistema RGB, seguiu-se o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SIBCS, 2018).

4.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo realizados nessa pesquisa ocorreram em três momentos: no mês de dezembro de 2021, em setembro de 2022 e dezembro de 2023. As principais atividades realizadas em campo foram: o reconhecimento da área de estudo, a observação das formas e processos geomorfológicos, registros fotográficos, validação da morfometria e dos mapeamentos elaborados em gabinete, além da coleta dos materiais presentes nos depósitos sedimentares encontrados. Foi necessária a marcação das Coordenadas Geográficas de cada ponto com uso do GPSmap 60CSx (Garmim).

4.3 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM

Os parâmetros morfométricos contribuem como ferramenta de análise quantitativa das formas de relevo e da rede de drenagem. Essa aplicação pode indicar a ação de processos estruturais e tectônicos. A aplicação desses índices na área de estudo auxiliará na investigação sobre atuação de movimentações tectônicas, juntamente com a análise das características morfológicas da rede drenagem, uma vez que os cursos de água são mais suscetíveis as deformações tectônicas e respondem rapidamente a esses processos, sendo possível uma melhor compreensão da paisagem estuda. O processamento será realizado no software ArcGis 10.7.1

4.3.1 Fotolineamentos do relevo e da rede de drenagem

O conceito empregado nesta pesquisa é o apresentado por Etchebehere *et al.*, (2007) onde, lineamentos são tidos como "feições lineares topográficas ou traços observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais". Esses traços foram apontados com a intenção de evitar interferências de extensões ou continuidades no terreno,

limitando-se, o mais fielmente possível, ao aspecto real observado nas imagens de sensores remotos, conforme recomendado por alguns autores (Liu, 1984; Taylor, 1988).

A identificação dos lineamentos ocorreu a partir da utilização do Modelo Digital de Elevação (MDE) do programa Copernicus DEM, que através da ferramenta *Hillshade* presente no *software* ArcGis 10.7.1, obtive sombreamentos com quatro iluminações de azimutes de 360°, 315°, 90° e 45°, para, posteriormente, traçar os fotolineamentos, buscando observar as cristas alinhadas, os fundos de vales e a rede de drenagem. A rede de drenagem foi extraída por meio do MDE no mesmo *software*, em seguida, foram analisados os canais com características retilíneas. Assim, foi possível estabelecer a relação entre o arranjo geométrico da drenagem, a litologia, as estruturas e a geomorfologia. A metodologia empregada baseia-se nos trabalhos de Fonsêca e Corrêa (2011), Fonsêca *et al.*, (2020), apoiados na proposta de Chiessi (2004).

Os diagramas de roseta foram confeccionados por meio do *software* Rockworks 17. Os lineamentos traçados tiveram seus azimutes medidos por meio da extensão *Azimuthfinder* para *Arcmap*, uma ferramenta de auxílio na análise estrutural presente no ArcGis 10.7.1. Eles foram inseridos no ambiente de análise do *software* Rockworks, onde, por meio da função *Rose Diagram*, foi possível confeccionar os diagramas do comprimento e da frequência dos lineamentos.

4.3.2 Relação Declividade-Extensão (RDE)

A relação entre declividade e extensão de um curso (RDE) foi estabelecida por Hack (1973), por meio de uma análise dos canais a partir de seu perfil longitudinal, que constitui uma representação morfométrica dos cursos d'água, caracterizados em gráficos que exibem a altitude em função da extensão do canal. No perfil longitudinal, observa-se uma curva de conformação logarítmica, com a concavidade voltada para cima. Sua análise expressa que quanto mais equilibrado o canal for, mais ele se ajusta com essa curva, ou seja, uma forma côncava. Qualquer alteração nesse perfil de equilíbrio do rio, leva o rio a buscar novas formas de ajuste. Curvas com redução na concavidade indicam essas mudanças no equilíbrio, que podem ser um indicativo de atividade tectônica (Etchebehere *et al.*, 2004).

O RDE possibilita uma análise do perfil longitudinal de um rio, permitindo também comparações entre os canais. Pode ser calculado para toda a extensão de um rio, considerando-se a amplitude altimétrica total e o logaritmo natural da extensão total desse rio. Segundo Etchebehere *et al.*, (2004), esse índice está diretamente relacionado com o fluxo de energia da corrente, o que condiciona a capacidade de erosão do substrato e o transporte do material

sedimentar. É amplamente utilizado para entender anomalias presentes no canal estão associadas a diferenciação litológica ou a movimentos tectônicos.

Inicialmente, é realizado o RDE total em toda bacia, seguido pelo cálculo do RDE por segmentos. O cálculo é obtido pela relação entre a extensão do canal e a amplitude altimétrica entre a foz e a cabeceira de drenagem. O $\ln L$ corresponde ao logaritmo natural de todo o comprimento do canal; Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do canal; Δl compreende a projeção horizontal do segmento em evidência; e L é o comprimento total do curso de água a montante do ponto para qual o índice está sendo calculado. O RDE é processado a partir das seguintes equações: (Etchebehere, *et al.*, 2004; Souza, 2016).

$$1) \text{ RDE - Segmento} = \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot L \qquad 2) \text{ RDE - Total} = \frac{\Delta h}{\ln L}$$

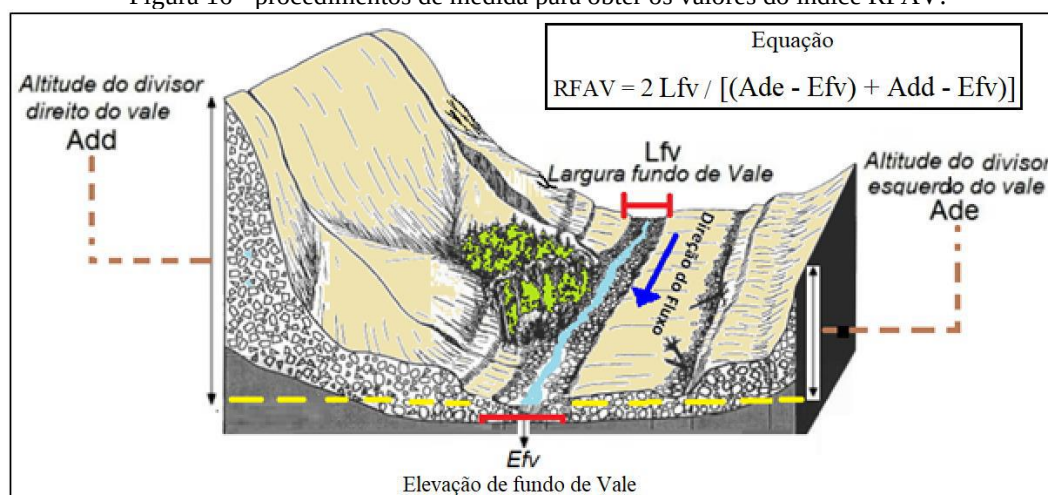
Sebeer e Gornitz (1983) estabeleceram duas classes de intensidades para os valores de RDE. Um valor que representa uma anomalia de segunda ordem, com RDE igual ou superior a 2 e inferior a 10, indica uma menor intensidade; enquanto um valor correspondente a uma anomalia de primeira ordem, com RDE igual ou superior a 10, expressa uma maior intensidade.

4.3.3 Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

O parâmetro morfométrico Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV), proposto por Bull e McFadden (1977), é utilizado especificamente em áreas fluviais. Busca-se estabelecer uma relação entre o aprofundamento do canal e sua dimensão lateral. Com o objetivo de identificar alterações evidentes na projeção transversal do vale frente aos processos erosivos, ou seja, se a erosão lateral do canal ocorre devido a modificações no nível de base, associadas as atividades tectônicas. Para Bull e McFadden (1977), a dinâmica de um rio, a partir do aumento do fluxo de energia possivelmente resultante de influências tectônicas como um soerguimento, pode apresentar um acelerado aprofundamento do seu leito. Em contrapartida, um rio que realiza seu processo de erosão marginal e apresenta sinuosidade no canal reflete um fluxo equilibrado (Silva, 2020). O índice é calculado a partir da equação abaixo (Figura 16):

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

Figura 16 - procedimentos de medida para obter os valores do índice RFAV.



Fonte: Grant e Swanson (1995) - adaptado por Silva (2020).

Como observado na figura 16, o **RFAV** significa a razão entre a largura de fundo e a altura do vale; **Lfv** compreende o valor da largura do fundo do vale, **Ade** é a Altitude da linha de interflúvio da porção esquerda do vale; **Add** corresponde à altitude na linha de interflúvio da porção direita do vale; **Efv** é o valor da elevação do fundo do vale em relação ao nível do mar. Para a obtenção desses valores matemáticos, serão utilizadas ferramentas do *Software* ArcGis 10.7.1, que posteriormente serão inseridas na equação do índice RFAV.

Na interpretação desse parâmetro, é possível evidenciar intensidades relativas às atividades tectônicas. Para altos valores de $RFAV > 1,0$, indicam vales em forma de U, onde predominam os processos de erosão das vertentes e a formação das planícies de inundação. Para baixos valores de $RFAV < 1,0$, representam-se vales em forma de V, encaixados, com aprofundamento da incisão fluvial, geralmente associado a soerguimentos ou rebaixamentos tectônicos e consequente mudanças no nível de base (Andrades Filho, 2010; Silva e Girão, 2016; Lavor, 2021).

4.3.4 Fator de Assimetria (FA)

O Fator de Assimetria (FA) é um índice proposto por Keller e Pinter (1996) para identificar basculamentos tectônicos em escala de uma bacia de drenagem, para um melhor rastreamento dos processos tectônicos, é importante delimitar bacias hidrográficas que compreendam a área estudada em sua totalidade. Esse índice estabelece uma relação direta entre o posicionamento do canal e a área da bacia. Os cursos fluviais que estão deslocados, sejam para direita ou esquerda, apresentam um fator assimétrico (Salamuni *et al.*, 2004; Andrades Filho, 2010; Santos; Moraes, 2017; Lavor, 2018).

Quando o valor do FA é muito próximo ou igual a 50, indica que a bacia não sofreu influência tectônica significativa em sua formação. Quando o valor for inferior a 50, pode indicar um basculamento para a margem esquerda da bacia, e quando for maior que 50, para a margem direita da bacia (Silva, 2020). Esse índice (**FA**) pode ser calculado da seguinte forma: multiplicar por 100 a razão entre a área territorial à direita do canal principal (**Ad**) e a área total da bacia (**At**), conforme mostrado na equação.

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

Os dados foram obtidos em ambiente SIG e, em seguida, inseridos na equação. Após os cálculos, as bacias hidrográficas foram classificadas por graus de intensidades de assimetria. Segundo Andrades Filho (2010), uma assimetria baixa ocorre quando os valores se distanciam até 7 pontos a mais ou a menos do valor de equilíbrio 50; é considerada uma assimetria média quando os valores variam entre 7 e 15 pontos do valor de equilíbrio; e uma assimetria alta quando os valores se distanciam mais de 15 pontos do valor de referência, seja para mais ou para menos (Andrades Filho, 2010; Lavor, 2018; Silva, 2020).

4.3.5 Índice de Assimetria do divisor (IAD)

A assimetria do divisor hidrográfico é influenciada principalmente pela geometria plana estudada por meio da estatística do número e do comprimento de segmentos do divisor em diferentes ordens. Um fator de suma importância para a análise topográfica baseada em métricas determinadas para todo o MDE, associadas as bordas dos divisores e aos segmentos de divisor inteiros (Scherler e Schwanghart, 2020).

Como métricas topográficas os autores Scherler e Schwanghart (2020), recorrem ao relevo de encosta (HR) e à distância horizontal de fluxo para a rede de cursos d'água (FD). HR foi definido como a diferença de elevação entre o ponto do divisor e o ponto do rio para onde ele flui. Para quantificar a assimetria morfológica de um divisor, os referidos autores propuseram a utilização da diferença do relevo de encosta entre divisores (ΔHR), normalizada pela soma da diferença de relevo de encosta entre divisores (ΣHR). O valor absoluto dessa relação é denominado Índice de Assimetria de Divisor (IAD):

$$5) IAD = \left| \frac{\Delta HR}{\Sigma HR} \right|$$

O Índice de Assimetria do Divisor (IAD) varia entre 0 para divisores totalmente simétricos e 1 para os mais assimétricos. Note que este índice é baseado apenas nos valores de relevo de encosta (HR). Teoricamente, um divisor com quantidades iguais de relevo de encosta de ambos os lados, mas contrastes na distância de fluxo (FD), e, portanto, no ângulo de inclinação, resultaria em um IAD de zero. No entanto, devido à definição de cursos d'água por uma área mínima de drenagem, isso raramente ocorre. Além disso, tais casos podem ser identificados por diferenças de fluxo através do divisor (FD) entre os lados do divisor.

A partir das diferenças calculadas da geometria plana e da topografia para aplicação do IAD, também é possível calcular, por meio de estatística, possíveis sentidos ou direções preferenciais de migração do divisor de drenagem. Tais sentidos ou direções preferenciais são representados por setas. Os diagramas de roseta, que indicam a direção preferencial de migração dos divisores, foram confeccionados através do *software Rockworks 17*. Tais dinâmicas estão intrinsecamente relacionadas com os processos atuantes na paisagem onde o divisor se encontra, como clima e litologia, fatores que são determinantes para os processos migratórios de divisores hidrográficos (Scherler E Schwanghart, 2020).

4.3.6 Mensuração do Entalhamento Fluvial

Um parâmetro morfométrico bastante pertinente à organização dos cursos fluviais é o aprofundamento da drenagem, que corresponde ao desnível entre as partes superiores (topos) e a parte inferior (fundos de vales). O aprofundamento do vale é um indicador de rejuvenescimento do relevo e uma possível ferramenta para quantificar a intensidade relativa do soerguimento continental. As diferenças entre o aprofundamento dos vales, contribuem como indicativo da localização de níveis de base regionais, que, por sua vez, controlam a expressividade da incisão fluvial nas bacias hidrográficas (Rezende; Castro, 2016; Rezende, 2018).

Essa variável pode ser determinada conforme orientações do IBGE (2009), que, junto com a densidade de drenagem, analisa o processo de dissecação do relevo. Segundo o IBGE (2009), é realizado um cálculo a partir da média da continuidade dos desníveis em perfis transversais aos vales. São classificados, segundo Michelin e Martins (2004), como: **muito fraco** - com aprofundamento dos vales menor que 20 m; **fraco** - com aprofundamento entre 20 e 40 metros; **médio** - com aprofundamento dos vales está entre 40 e 80 metros, exibindo uma declividade moderadamente acentuada; **forte** - com incisões de 80 e 160 m, com declividade

muito alta; e **muito forte** – com aprofundamento maior que 160 m e uma declividade muito alta.

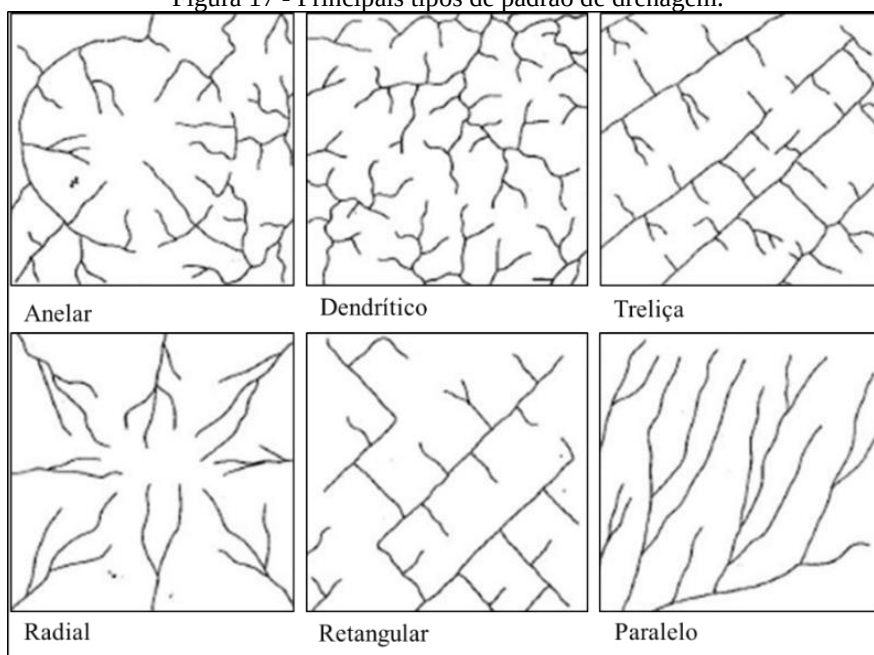
Segundo Rezende (2018), ocorre uma dificuldade em representar cartograficamente esse aprofundamento das incisões, para permitir uma análise regional mais ampla. Para isso, propõe-se utilizar a área de contribuição de cada trecho de canal como unidade de análise espacial para medir a amplitude de altura local e, assim, obter o valor máximo do entalhe em cada segmento. Ou seja, a área de estudo foi dividida em sub-bacias dos principais canais, e, a partir de ferramentas disponíveis no *Arctoolbox* do software Arcgis 10.7.1, é possível calcular a amplitude altimétrica da área drenada por um determinado canal fluvial. Ainda segundo Resende (2018) essa amplitude refere-se à diferenciação entre o pixel de maior altitude e o valor do pixel de menor altitude da área correspondente a cada sub-bacia, no polígono de estudo.

4.3.7 Padrões de drenagem

Segundo Christofletti (1980), o padrão de drenagem identifica como os canais fluviais estão organizados. Eles podem ser formados em uma ou mais bacias de drenagem, sendo determinados por critérios geométricos. O padrão de drenagem é um importante elemento para análise dos processos e formas relacionadas a esses cursos fluviais. Os padrões de drenagem podem ser (Figura 17): **Dendrítico**: corresponde com a aparência de uma árvore e se desenvolve em rochas com resistência semelhante; **Treliça**: esse padrão forma ângulos retos nas suas confluências, com canais retilíneos e subparalelos.

Retangular: são influenciados pelas falhas e pelos sistemas de juntas ou diaclases, apresentam curvas abruptas em ângulos retos; **Paralela**: ocorre quando os cursos de uma determinada bacia correm quase que paralelamente uns aos outros, em áreas com inclinação regional; **Radial**: as correntes fluviais estão dispostas como raios de uma roda, normalmente as cabeceiras localizadas nas áreas centrais; **Anelar**: possui padrão circular, típico de áreas dômicas, onde o canal principal se encontra com seus afluentes formando ângulos retos (Christofletti, 1980; Magalhães Júnior; Barros; Cota, 2020).

Figura 17 - Principais tipos de padrão de drenagem.



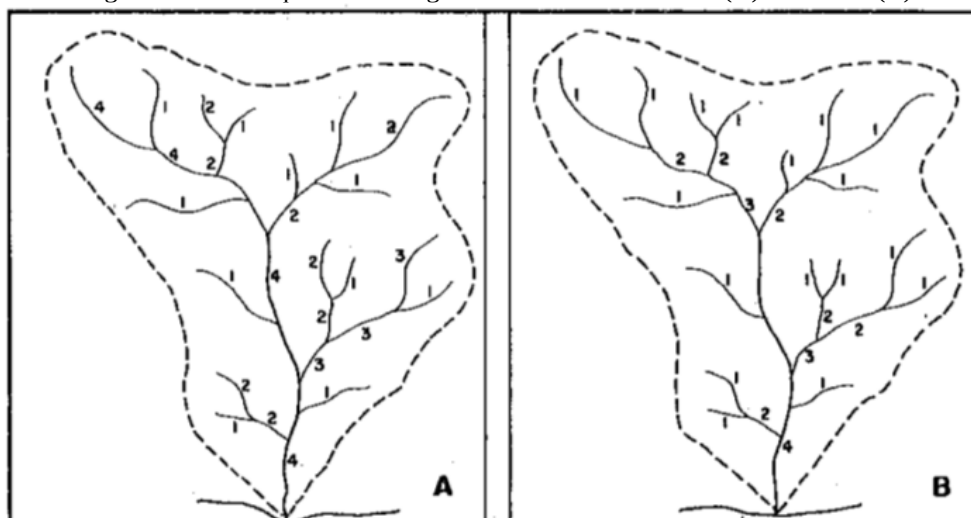
Fonte: Christofolletti (1980) – adaptado pela autora.

4.3.8 Hierarquia fluvial

A hierarquia fluvial consiste em uma classificação dos rios, que determina a ordem e o grau dos canais fluviais existentes em uma determinada rede de drenagem. Segundo Horton (1945), os canais primários não possuem tributários; os canais secundários possuem apenas tributários de primeira ordem; os canais de terceira ordem recebem tributários secundários e primários; e os canais de quarta ordem recebem tributários de ordem inferiores. Outra classificação foi proposta por Strahler (1952), onde os canais de primeira ordem são menores e não recebem outros canais; os canais de segunda ordem ocorrem na interseção de dois canais de primeira ordem; e os canais de terceira ordem ocorrem na junção de dois canais de segunda ordem, e assim por diante (Figura 18) (Christofolletti, 1980; Cherem *et al.*, 2020).

Ambos os autores confirmam que a confluência entre dois canais, aumenta uma determinada ordem. Em ambos os modelos, é possível observar o ordenamento dos segmentos da rede fluvial. A união destes segmentos e sua forma de organização está na gênese de uma bacia, contribuindo para o agrupamento dessa rede de canais, bem como para o aprimoramento do estudo e da interpretação dos ambientes fluviais (Christofolletti, 1980). A presente pesquisa utiliza o método de Strahler, que poder ser construído a partir da ferramenta *Stream Order*, disponível no catálogo do *Arctoolbox*, no *software* Arcgis 10.7.1.

Figura 18 - Hierarquia fluvial segundo o Método de Horton (A) e Stralher (B).



Fonte: Christofolletti (1980).

4.4 MAPEAMENTO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICO

O mapeamento hipsométrico é definido, no ArcGis 10.7.1 a partir do modelo digital de elevação (MDE), utilizando uma classe de cores que representa a variação altimétrica da área de estudo. A confecção da declividade é realizada a partir do MDE, utilizando a ferramenta *Slope*, presente no *Arctoolbox*, do ArcGis 10.7.1. Para essa pesquisa, a declividade foi reproduzida em porcentagem, utilizando as classes de declividade proposta pela EMBRAPA (2018), Plano (0 – 3%); Suave-ondulado (3 – 8%); Ondulado (8 – 20%); Forte-ondulado (20 – 45%); Montanhoso (45 – 75%) e Escarpado (> 75%).

Para o mapeamento Morfoestrutural e Geomorfológico, também foram utilizados o MDE, o relevo sombreado extraído pela ferramenta *Hillshade*, e a confecção de curvas a cada 10 metros de altitude, pela ferramenta *Contour*, ambas disponibilizadas no *Arctoolbox*. Posteriormente, foi realizada uma análise conjunta com outros mapeamentos-base, como hipsometria, declividade e geologia, para o delineamento das Unidades Morfoestruturais e dos Compartimentos de Relevo, produzidos no *software* ArcGis 10.7.1.

Para identificação das Morfoestruturas, utilizou-se como base teórica o trabalho de Fonsêca *et al.*, (2016), que realizou uma análise Morfoestrutural da Região Metropolitana do Recife-PE. Para a definição da Compartimentação Geomorfológica, foram utilizados os trabalhos de Fonsêca (2012); Silva (2016) e Silva (2018), uma vez que essas pesquisas são localizadas próxima à área de estudo, apresentando características geomorfológicas semelhantes. A metodologia utilizada para o mapeamento geomorfológico é da União Geográfica Internacional (UGI), descrita por Demek (1972), na escala de 1:100.000.

4.5 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

Durante as atividades de campo nos setores do baixo curso da bacia do rio Goiana, especialmente entre os divisores de drenagem, foram encontrados depósitos coluviais e fluviais, com objetivo de corroborar no entendimento dos processos geomorfológicos na área de estudo e sua dinâmica evolutiva. Os sedimentos foram coletados em sacos plásticos, com aproximadamente 1kg de amostra, para análises granulométricas e geoquímicas. Essas coletas ocorreram em cada nível estratigráfico observados *in situ*, um total de dez amostras em cinco perfis encontrados.

4.5.1 Análise Granulométrica

As análises granulométricas são relevantes, pois fornecem a base para descrições mais detalhadas dos sedimentos. A distribuição granulométrica caracteriza sedimentos de diferentes ambientes deposicionais, fornecendo informações detalhadas sobre os processos físicos e hidrodinâmicos ativos durante a deposição. Além disso, a distribuição granulométrica está associada a outras propriedades como porosidade e permeabilidade, cuja modificação pode ser estimada a partir das características granulométricas. Essa técnica contribui para um bom entendimento da paisagem a partir da leitura dos sedimentos (Fonsêca, 2018).

A análise granulométrica dos sedimentos foi realizada nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LabGequa), localizado na Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Para a execução dessa técnica, utilizou-se a metodologia proposta por Gale e Hoare (1991), a partir do peneiramento das amostras e da definição das classes de tamanho das partículas, utilizando a classificação granulométrica de Wentworth. Inicialmente, as amostras foram colocadas na estufa para secarem. Em seguida, foi feita a separação de 100 gramas de amostra, por meio do quarteamento do material coletado em campo.

Essa parte da amostra foi diluída em uma solução com 500 ml de água destilada e 20g do dispersante Hexametáfosfato de Sódio, colocada em um agitador mecânico por 20 minutos, para desflocular a amostra, deixando-a em repouso por 24 horas. Em seguida, a amostra foi lavada com o objetivo de separar o material fino do material grosso, depois levado para secagem em estufa a 80°C. Após a secagem, a amostra é novamente pesada e levada ao jogo de peneiras com a finalidade de separar as frações de areia muito fina, areia fina, areia media, areia grossa, areia muito grossa e cascalho (Almeida, 2017; Silva, 2016).

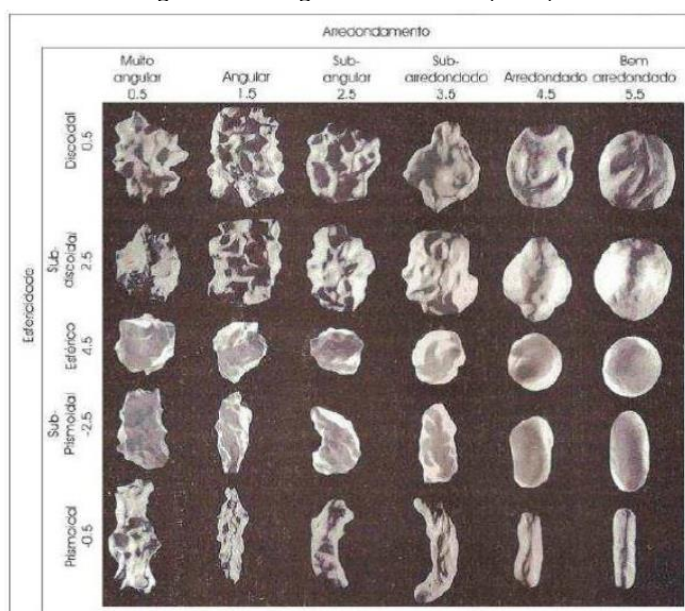
O processo de análise dos dados alcançados em cada fração foi realizado segundo os critérios de Folk e Ward (1957). A partir dessa análise, seguem para os cálculos de diâmetro médio, grau de seleção, grau de assimetria e curtose. Utilizou-se o diagrama de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para classificar os sedimentos e a Hidrodinâmica respectivamente. Esse processamento foi realizado no *Software* SysGran 3.0.

4.5.2 Morfoscopia

O procedimento morfoscópico também foi realizado no LabGequa – UFPE, no qual foram analisados 100 grãos da fração de 0,250 mm, escolhida por se caracterizar como o ponto de ruptura entre os transportes por tração e por suspensão, com o propósito de analisar a forma do grão, o grau de arredondamento, e a esfericidade, para investigar os processos atuantes no transporte e deposição desse material (Almeida, 2017). O processo inclui análise visual por meio da lupa binocular Tecnival.

A metodologia utilizada baseou-se na descrição proposta por Tucker (1995). Conforme observado no diagrama (Figura 19), é possível definir as seguintes categorias para o grau de arredondamento: muito angular (0,5); angular (1,5); subangular (2,5); subarredondado (3,5); arredondado (4,5); e bem arredondado (5,5). Para o grau de esfericidade: esfericidade alta (0,5 a 4,5) Discoidal, Subdiscoidal e esférico; esfericidade média (-2,5) subprismoidal e baixa esfericidade (-0,5) Prismoidal.

Figura 19 - Diagrama de Tucker (1995).



Fonte: Silva (2016).

4.5.3 Assinatura Geoquímica dos Sedimentos por Fluorescência de Raios-X

A análise geoquímica de solos e sedimentos é relevante nos estudos de Geomorfologia porque os dados obtidos são utilizados na elaboração de gráficos geoquímicos de composição elementar, com o objetivo de analisar a origem dos materiais e a ocorrência de concentrações destoantes de metais pesados, de gênese natural ou antrópica. Dessa forma, a identificação dos depósitos sedimentares a partir da constituição dos elementos químicos permite um diagnóstico de origem e de possíveis alterações ao longo do seu desenvolvimento (Cruz, 2006; Fonsêca, 2018).

Considerando que os processos de modificação geoquímica dos materiais superficiais estão intrinsecamente relacionados a fatores climáticos, os elementos imóveis servem como marcadores da origem do material, como também no auxílio da estruturação de possíveis cenários estratigráficos. Segundo Taylor e Enggleton (2001), os elementos marcadores e a mineralogia dos materiais que foram transportados resultam em um arranjo geoquímico no perfil de intemperismo em ambientes diversos. Como cada ambiente possui atributos mineralógicos específicos, os sedimentos apresentam assinaturas geoquímicas distintas (Fonsêca, 2018).

A análise geoquímica neste estudo contribuiu na evolução das paisagens tropicais. A caracterização dos ambientes deposicionais associada aos dados da análise granulométrica, auxilia na compreensão das relações entre esses materiais e a paisagem, na compreensão de seu processo formativo, e na comparação dos estágios evolutivos na área de estudo, considerando o grau de intemperismo de cada ambiente.

A Fluorescência de Raios-x (XRF – X-Ray Fluorescence) é uma técnica utilizada para obter dados qualitativos e quantitativos da composição química das amostras. Este trabalho utilizou a técnica EDXRF (Energy Dispersive X-Ray Fluorescence), associada à metodologia de Fluorescência de Raios-x por Reflexão Total (TXRF – Total Reflection X-Ray Fluorescences), por facilitar a detecção de pequenas partes da amostra, e a Microfluorescência de Raios-x (μ -XRF – Micro X-Ray Fluorescence), um método importante para fornecer informações sobre a distribuição elementar de uma amostra. O equipamento utilizado para obtenção dos dados foi o Espectrômetro de Fluorescência de Raios-x Shimadzu modelo EDX-720 do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da Universidade Federal de Pernambuco.

Com base nos dados obtidos pela geoquímica, foi realizada uma análise química total conforme a proposta de Thomas (1994). Além disso, foram estabelecidas as relações dos índices Ki e Kr, para determinação do grau de intemperismo, conforme as expressões a seguir:

$$6) K_i = (1,7. SiO_2/Al_2O_3)$$

$$7) K_r = \{1,7. SiO_2/ [Al_2O_3 + (0,6. Fe_2O_3)]\}$$

O Índice de Ruxton (RI) avalia o processo de ampliação do intemperismo químico das rochas, busca relacionar a perda de sílica com a perda total de elementos no processo. Assume-se que a sílica atua como elemento móvel, enquanto o alumínio age como elemento estacionário ao longo do tempo. Assim, uma diminuição no valor do índice de intemperismo de Ruxton indica sedimentos mais intemperizados, podendo ser interpretado em uma escala de 0 a 10, onde 0 representa um alto valor de intemperismo e 10 indica ausência de intemperismo (Stockmann *et al.*, 2016), conforme a equação:

$$8) RI = SiO_2/Al_2O_3$$

O Índice Geoquímico de Alteração – CIA, tem como objetivo refletir o grau de alteração química dos sedimentos, medindo as alterações do intemperismo em um perfil. Esse índice é diretamente proporcional ao grau de alteração do material. Outro índice que pode ser associado ao CIA é o Índice de Laterização - IOL, que visa mensurar quimicamente os estágios de intemperismo avançado, incluindo a Sílica na quantificação, ao contrário do CIA, que não inclui a sílica em seu cálculo (Schellmann 1981; Nesbitt; Young, 1982; Babechuk *et al.*, (2014). Esses índices são expressos pelas seguintes equações:

$$9) CIA = [Al_2O_3/ (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] * 100$$

$$10) IOL = SiO_2/ (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$$

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados e discussões apresentados neste capítulo foram elencados em cinco tópicos: o primeiro tópico refere-se ao mapeamento morfoestrutural e geomorfológico; o segundo tópico aborda os parâmetros morfométricos e morfotectônicos da área de estudo; o terceiro tópico busca entender a dinâmica fluvial do baixo curso da bacia do rio Goiana, como elemento de compreensão dos condicionantes estruturais, tectônicos e climáticos; o quarto tópico aborda a morfoestratigrafia e reconstrução dos ambientes deposicionais a partir das análises sedimentológicas. Por fim, o quinto tópico apresenta uma discussão mais abrangente sobre a associação dos processos tectônicos, estruturais, dos registros sedimentares e da dinâmica climática, com o intuito de compreender a evolução geomorfológica do baixo curso da bacia do rio Goiana/PE e, sobretudo, sua relação com a bacia do rio Abiaí/PB.

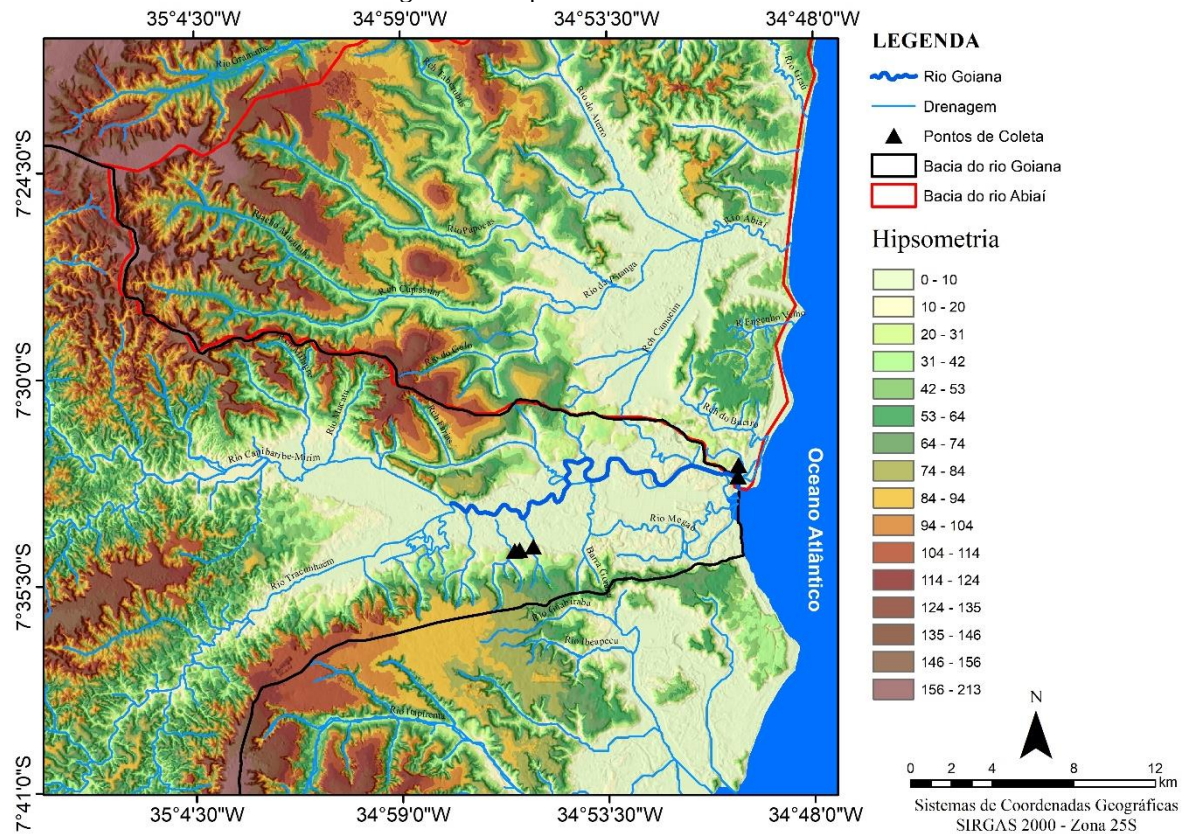
5.1 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DA BACIA DO RIO GOIANA E ÁREAS ADJACENTES

Os aspectos geomorfológicos da área de estudo são apresentados inicialmente pela hipsometria e declividade, fatores importantes na interpretação do relevo. Isso porque, ao utilizar uma representação hipsométrica e entender a inclinação do terreno, é possível identificar as formas e os processos geomorfológicos atuantes. Em seguida, serão exibidas as Unidades Morfoestruturais, como importante elemento em escala regional da paisagem geomorfológica e a Compartimentação do Relevo, consiste no mapeamento das feições que possuem altimetria e formas semelhantes.

5.1.1 Hipsometria e declividade como elementos importantes na interpretação do relevo

A hipsometria da área de estudo exibe, como principal característica, um relevo rebaixado, que se mostra desgastado devido às ações intempéricas. A altitude apresenta valores entre 0 e 213 metros. Os valores mais elevados, entre 213 e 100 metros, encontram-se nos topos dos tabuleiros, diminuindo consideravelmente em direção ao oceano, onde apresenta cotas altimétricas de 0 a 30 metros, típico relevo de planície (Figura 20). Para o local em questão, as cotas altimétricas expõem um relevo de baixa altitude, o que caracteriza, em sua maioria, pelo modelado tabular costeiro, pelas formas colinosas e pelas planícies.

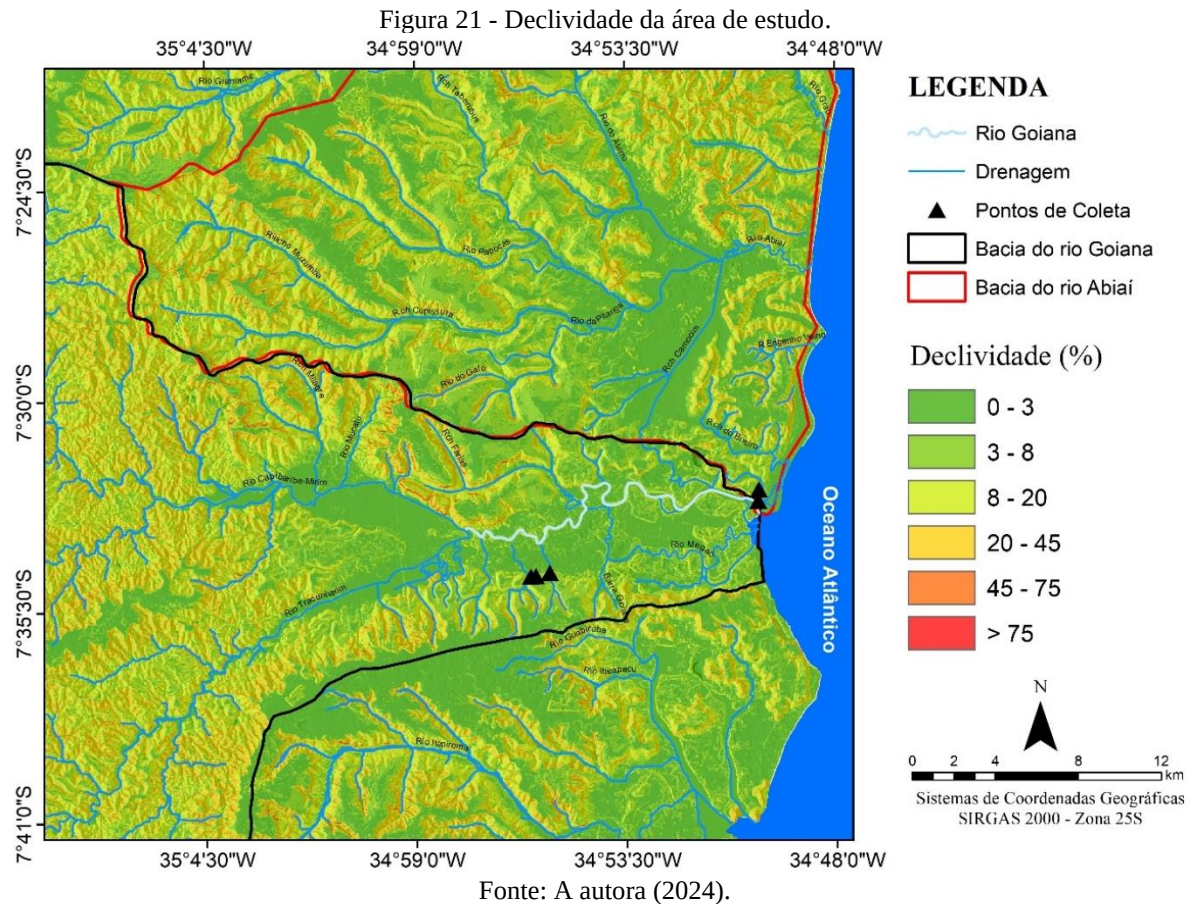
Figura 20 - Hipsometria da área de estudo.



Fonte: A autora (2024).

No mapa hipsométrico, é possível compreender as principais formas e os processos desencadeadores da dinâmica geomorfológica da área. Nas colorações mais escuras, encontram-se as altitudes mais elevadas, à medida que se distancia da linha de costa. As cores mais claras exibem um relevo com cotas altimétricas mais próximas do nível do mar. A rede de drenagem vai dissecando as formas do relevo, carreando sedimentos em direção a planície, onde o fluxo converge com tendência para o oceano Atlântico.

Quanto à declividade, segundo Santos *et al.*, (2018), a partir dos valores percentuais dos desníveis expressos no terreno, é possível classificar o relevo dessa área, em sua maioria, como suave ondulado a ondulado, apresentando majoritariamente declives moderados, entre 8% e 20%, nas superfícies colinosas e tabulares. Em poucos setores de encostas, encontram-se valores que ultrapassam os 45% de declividade, com classe de declives fortes. Nas planícies, os desnivelamentos são muito inexpressivos, de 0% a 3%, classificando o relevo como plano (Figura 21).

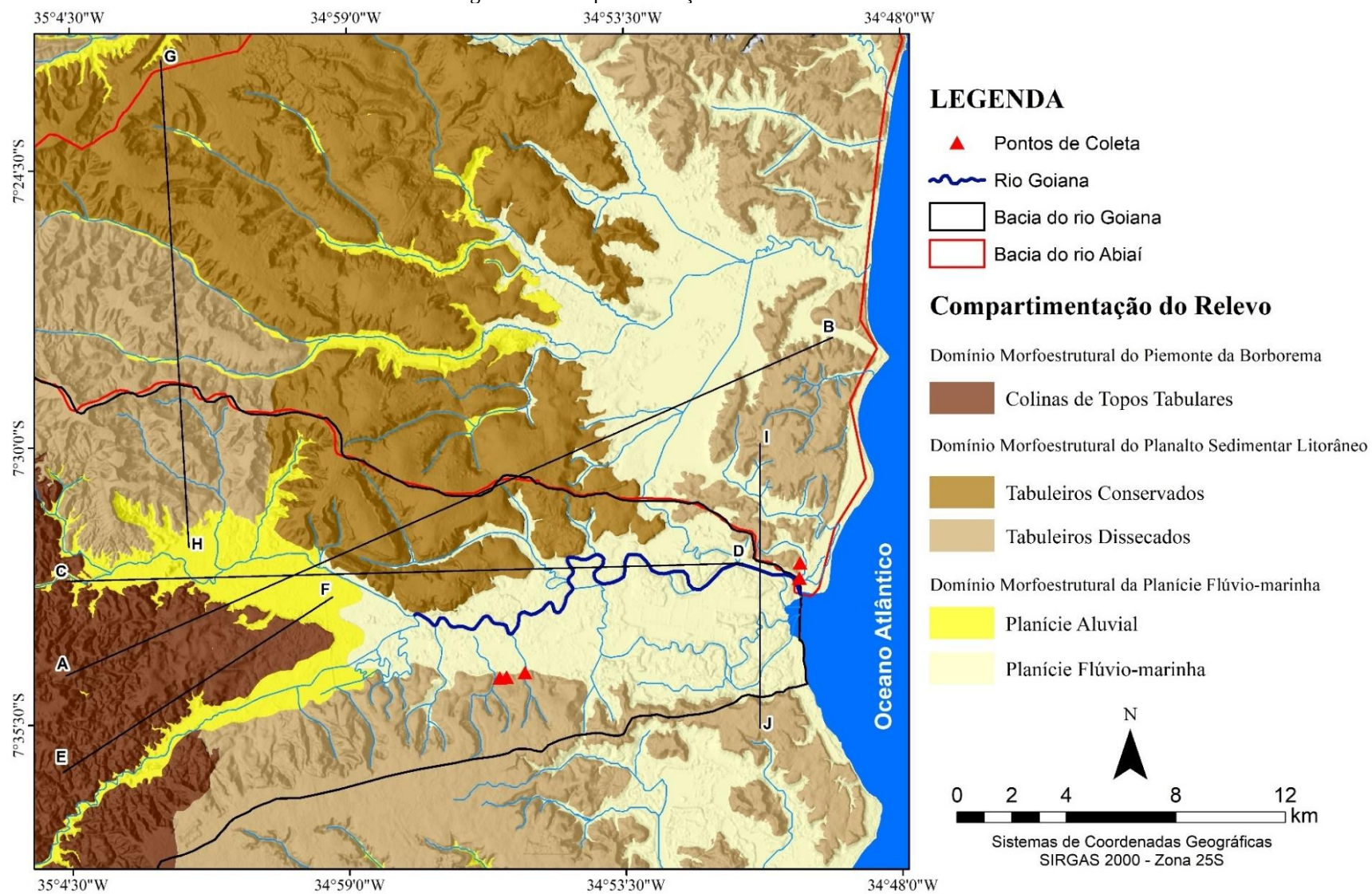


5.1.2 Domínios morfoestruturais e compartimentação do relevo da área de estudo

As Unidades Morfoestruturais denotam conjuntos de relevo que são claramente controlados pelas estruturas litológicas e tectônicas, ou seja, são organizados por fatores geológicos, que marcam a natureza das rochas, e pela atuação tectônica em que elas estão inseridas. Para a definição das Morfoestruturas, é importante uma análise a partir da escala regional da paisagem, relacionando as estruturas geológicas e as feições morfológicas de primeira ordem existentes na superfície terrestre (Fonsêca *et al.*, 2016; Saadi, 1991).

Diante do exposto, realizou-se a caracterização das Morfoestruturas a partir dos parâmetros litológicos, estruturais e da rede de drenagem. Na área de estudo, é possível observar três conjuntos Morfoestruturais (Figura 22): O Piemonte Cristalino da Borborema, que compõe uma pequena porção de 7,98% da área nos setores a sudoeste, o Planalto Sedimentar Litorâneo, presente em 60,17%, a maior unidade em área territorial; e a Planície Flúvio-marinha, que abrange 31,85% (Tabela 03).

Figura 22 - Compartimentação do relevo da área estudo



Fonte: A autora (2024).

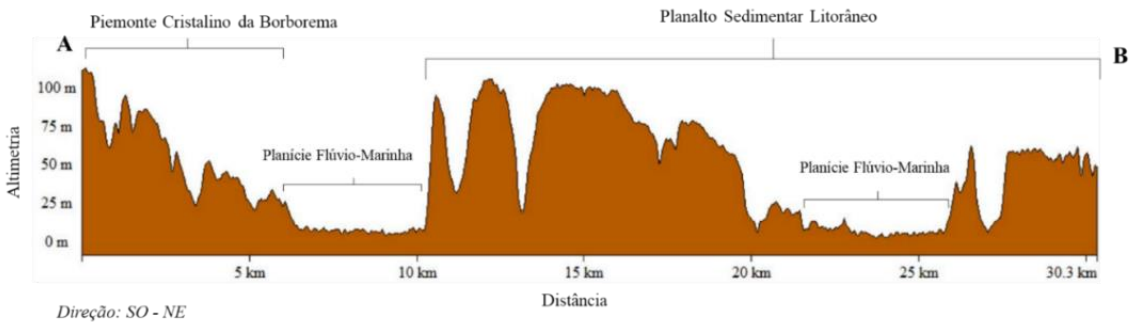
Tabela 3 - Área territorial das Unidades Morfoestruturais.

Quant.	Nome da Unidade	Área (km²)	%
1	Planície Flúvio-marinha	305,92	31,85
2	Piemonte Cristalino da Borborema	76,67	7,98
3	Planalto Sedimentar Litorâneo	578,00	60,17
Total		960,60	100

Fonte: A autora (2024).

As unidades morfoestruturais da área de estudo são modelados típicos de áreas costeiras do Nordeste brasileiro. O Piemonte da Borborema já se encontra em seu segmento final em direção à costa, no contato com as áreas sedimentares, possuindo uma morfologia bastante dissecada e rebaixada. O Planalto Sedimentar Litorâneo compreende boa parte da área de estudo e possui uma morfologia ora mais conservada em alguns setores, ora mais dissecadas em outras partes. A planície Flúvio-marinha consiste em superfícies planas que não ultrapassam os 20 metros de altitude (Figura 23).

Figura 23 - Perfil topográfico A-B das Unidades Morfoestruturais.



Fonte: A autora (2024).

Já a compartimentação do relevo, mapeada na figura 22, inclui as Colinas de Topos Tabulares, compreendendo 7,98%; os Tabuleiros Costeiros, sendo subdivididos em duas categorias a partir das formas de dissecção, atreladas principalmente à resistência do material: os Tabuleiros Conservados, presentes em 28,78% da área e os Tabuleiros Dissecados, compondo 31,39% da área territorial; e o Compartimento das Planícies, também subdivididos em duas categorias, diferenciadas a partir da origem dos seus sedimentos: a Planície Aluvial, com 6,58%, e a Planície Flúvio-marinha, presente em 25,27% da área de estudo (Tabela 04).

Tabela 4 - Área territorial dos Compartimentos de Relevo.

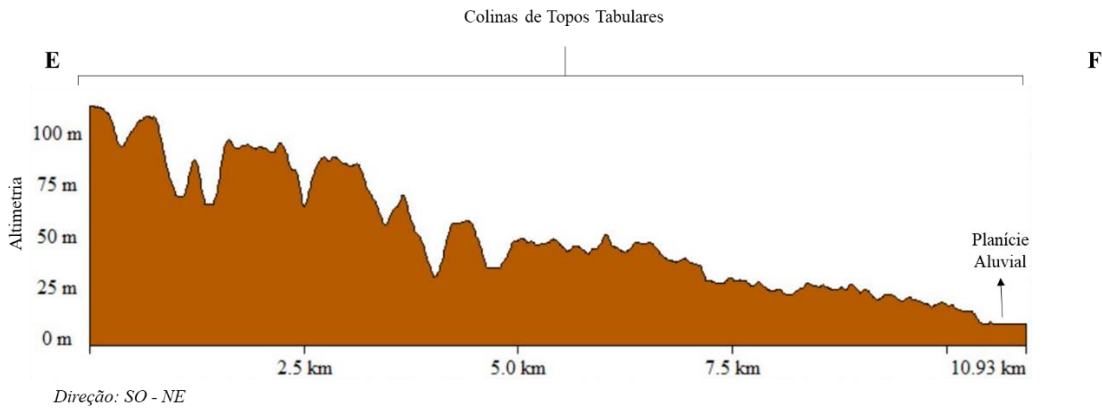
Quant.	Nome dos Compartimentos	Área (km²)	%
1	Colinas de Topos Tabulares	76,67	7,98
2	Tabuleiros Conservados	276,49	28,78
3	Tabuleiros Dissecados	301,51	31,39
4	Planície Aluvial	63,21	6,58
5	Planície Flúvio-marinha	242,71	25,27
Total		960.60	100

Fonte: A autora (2024).

O domínio morfoestrutural do **Piemonte Cristalino da Borborema** é caracterizado por um processo de denudação mais intenso, pois apresenta um sistema de drenagem dendrítica, mostrando trechos de canais retilíneos influenciados pelas estruturas lineares subjacentes, atualmente composto por uma litologia mais aprofundada do complexo cristalino, com relevo deprimido. Na área de estudo, as formas apresentam superfícies colinosas e um acentuado processo de dissecação (Monteiro, 2010; Silva, 2010; Fonseca, *et al.*, 2016).

A compartimentação do relevo, denominada de **colinas de topos tabulares**, possui uma morfologia de vertentes convexas, topos tabulares e vales fechados e abertos, com intenso processo erosivo (Figura 24), sobre uma litologia do Complexo Vertente e do Complexo Salgadinho. Apresenta uma altimetria inferior a 200 metros e um relevo acidentado, de ondulado a forte ondulado. É possível observar, na área de estudo, que as colinas estão localizadas no divisor da drenagem do rio Tracunhaém e do rio Capibaribe-Mirim, que em direção à costa apresentam conexão com a planície aluvial desses canais principais, contribuindo para produção de sedimentos que são carregados pelos cursos fluviais (Figura 25).

Figura 24 - Perfil topográfico E – F das Colinas de Topos.



Fonte: A autora (2024).

Figura 25 - Colinas de topos tabulares do Piemonte Cristalino da Borborema, Goiana/PE.



Fonte: A autora (2024).

O **Planalto Sedimentar Litorâneo** ocorre principalmente na parte norte do Lineamento Pernambuco, mas também há fragmentos na parte sul, associados a sedimentos da Formação Barreiras. Nestas unidades, o grau de dissecação aumenta em direção à costa, assumindo uma morfologia ampla de topo tabular e com vales ora mais abertos e ora fechados. Esse domínio morfoestrutural comporta as formas de relevo denominada de Tabuleiros Costeiros.

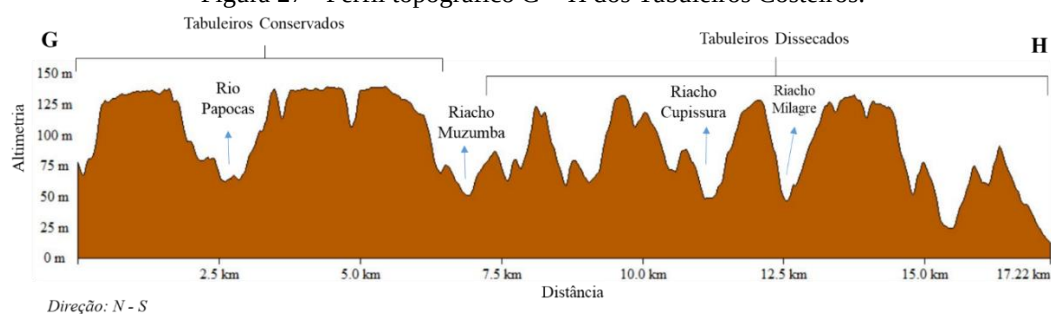
Os tabuleiros estão presentes em grande parte da área de estudo, sendo formas constituídas de material inconsolidado da Formação Barreiras, compondo o domínio morfoestrutural do Planalto Sedimentar Litorâneo (Figura 26). Estão localizados em áreas próximas ao litoral e apresentam baixas amplitudes altimétricas, com cotas inferiores a 200 metros de altitude na área de estudo. Sua morfologia é de topos em formato tabular e vales profundos, ora mais abertos, ora fechados. Para a delimitação na área de estudo, foi possível individualizar essa unidade a partir do seu modelado de dissecação (Figura 27): os **Tabuleiros Conservados**, com um processo de dissecação menos intensificado, em que é possível observar partes mais resistentes nas vertentes e nos topos dos tabuleiros, e os **Tabuleiro Dissecados**, com intenso processo erosivo, sobretudo fluvial, e consequentemente, a exumação do material superficial inconsolidado.

Figura 26 - Planície Flúvio-Marinha e Planalto Sedimentar, município de Goiana.



Fonte: A autora (2024).

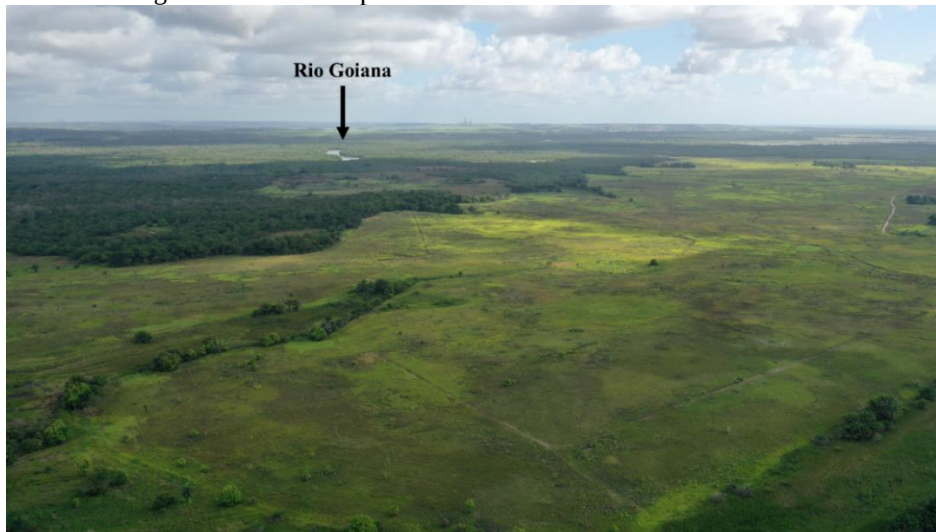
Figura 27 - Perfil topográfico G – H dos Tabuleiros Costeiros.



Fonte: A autora (2024).

A Unidade Morfoestrutural da **Planície Flúvio-Marinha** foi gerada pela sedimentação costeira e fluvial. Nos processos de deposição fluvial, os sedimentos provêm das bacias de drenagem do rio Goiana e do rio Abiaí, nos processos costeiros, os sedimentos são oriundos do cordão litorâneo. Nesta unidade, também é possível observar a presença dos sedimentos de baixios de maré e os lagunares, este domínio possui uma morfologia plana, com altitudes inferiores a 30 metros (Figura 28). Para uma melhor compreensão do domínio das planícies, elas foram individualizadas em dois compartimentos de relevo, segundo a constituição principal do material sedimentar, seja do ambiente costeiro ou fluvial.

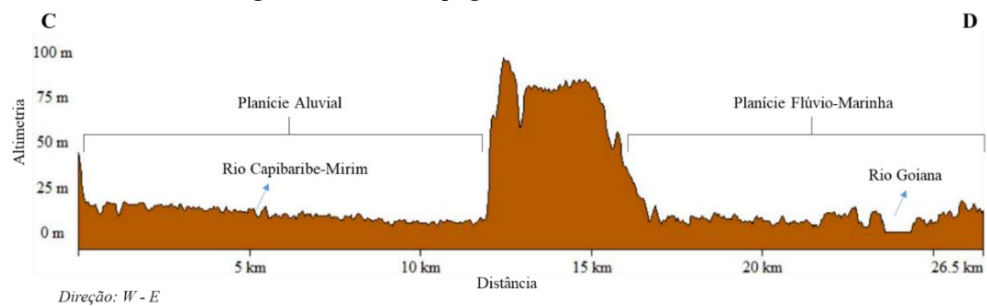
Figura 28 - Vista da planície Flúvio-marinha do rio Goiana.



Fonte: A autora (2024).

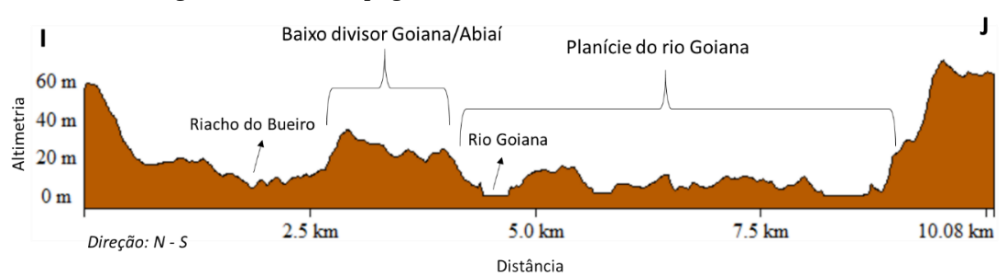
As planícies estão localizadas nos vales fluviais e nas regiões estuarinas do rio Goiana e do rio Abiaí. Caracterizam-se por superfícies planas e rebaixadas, que exibem desníveis muito pequenos, com altitudes de até 30 metros (Figura 29 e 30). São formadas pelas unidades litoestratigráficas dos sedimentos aluvionares e dos depósitos Flúvio-marinhos, os quais contribuem para compartimentação em: **Planície Aluvial**, composta pelos depósitos aluvionares dos principais canais da área estudo e a **Planície Flúvio-Marinha**, que possui depósitos tanto do ambiente fluvial, como também da dinâmica costeira.

Figura 29 - Perfil topográfico C – D das Planícies.



Fonte: A autora (2024).

Figura 30 - Perfil topográfico I – J do baixo divisor Goiana/Abiaí.



Fonte: A autora (2024).

5.2. MORFOMETRIA E MORFOTECTÔNICA DO BAIXO CURSO DO RIO GOIANA

Este capítulo foi dividido em quatro tópicos sobre os índices morfométricos que auxiliaram para uma análise morfotectônica e morfoestrutural da área de estudo. Acredita-se que os parâmetros matemáticos podem contribuir para uma discussão correlacionando-os com as principais morfologias expostas no relevo e na rede de drenagem. O primeiro tópico foi destinado ao entendimento dos lineamentos de relevo e de drenagem na área de estudo; o segundo tópico procurou, a partir da aplicação do Índice de Declividade-Extensão (RDE), identificar as principais anomalias de drenagem.

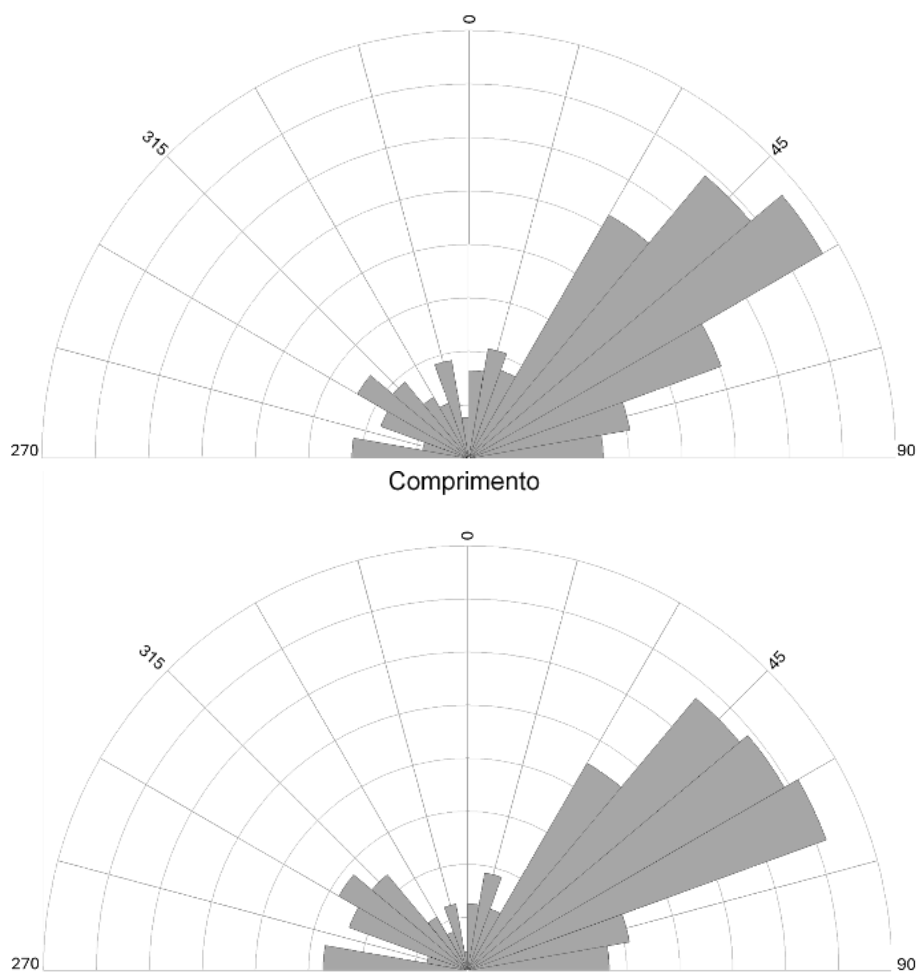
O terceiro tópico buscou mensurar se as principais sub-bacias de 3º ordem, presentes no baixo curso do rio Goiana e áreas vizinhas, apresentam padrões simétricos ou assimétricos em sua área de captação, a partir do Fator de Assimetria de Bacias (FAB). Para colaborar com a discussão, também foi realizado o Índice de Assimetria do Divisor (IAD), para indicar os possíveis ajustes sofridos no divisor da bacia hidrográfica do rio Goiana; por fim, no quarto e último tópico, tratou-se de compreender a morfometria dos vales, aplicando o Índice de Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e o de mensuração do entalhamento fluvial.

5.2.1 Fotolineamentos de relevo e de drenagem na área de estudo

O reconhecimento dos lineamentos tem como propósito entender a configuração geomorfológica da paisagem. A partir das orientações desses lineamentos, é possível estabelecer uma conexão com as estruturas tectônicas que influenciam as morfoestruturas e os padrões de drenagem. Os lineamentos exibem variações altimétricas nas feições de relevo, no alinhamento de cristas, nas estruturas escarpadas e nos trechos de drenagens retilíneas. Eles refletem linhas de fraqueza que podem indicar a ocorrência de estruturas geológicas e são capazes de demonstrar influências estruturais e/ou tectônicas na paisagem geomorfológica (Gonçalves; Fonsêca; Corrêa, 2017; Silva, 2022).

Na área de estudo, no baixo curso da bacia do rio Goiana e seus limites circunvizinhos, foram identificados 459 lineamentos, é possível observar nestes lineamentos fisionomias como trechos retilíneos nas áreas colinosas e tabulares alongadas, setores lineares nos vales e trechos de drenagem. Observa-se, em maior quantidade, os lineamentos de relevo nas áreas de Colinas de Topos Tabulares do domínio morfoestrutural do Piemonte Cristalino da Borborema, e nas áreas de superfícies tabulares do controle morfoestrutural do Tabuleiro Sedimentar Litorâneo (Figura 31).

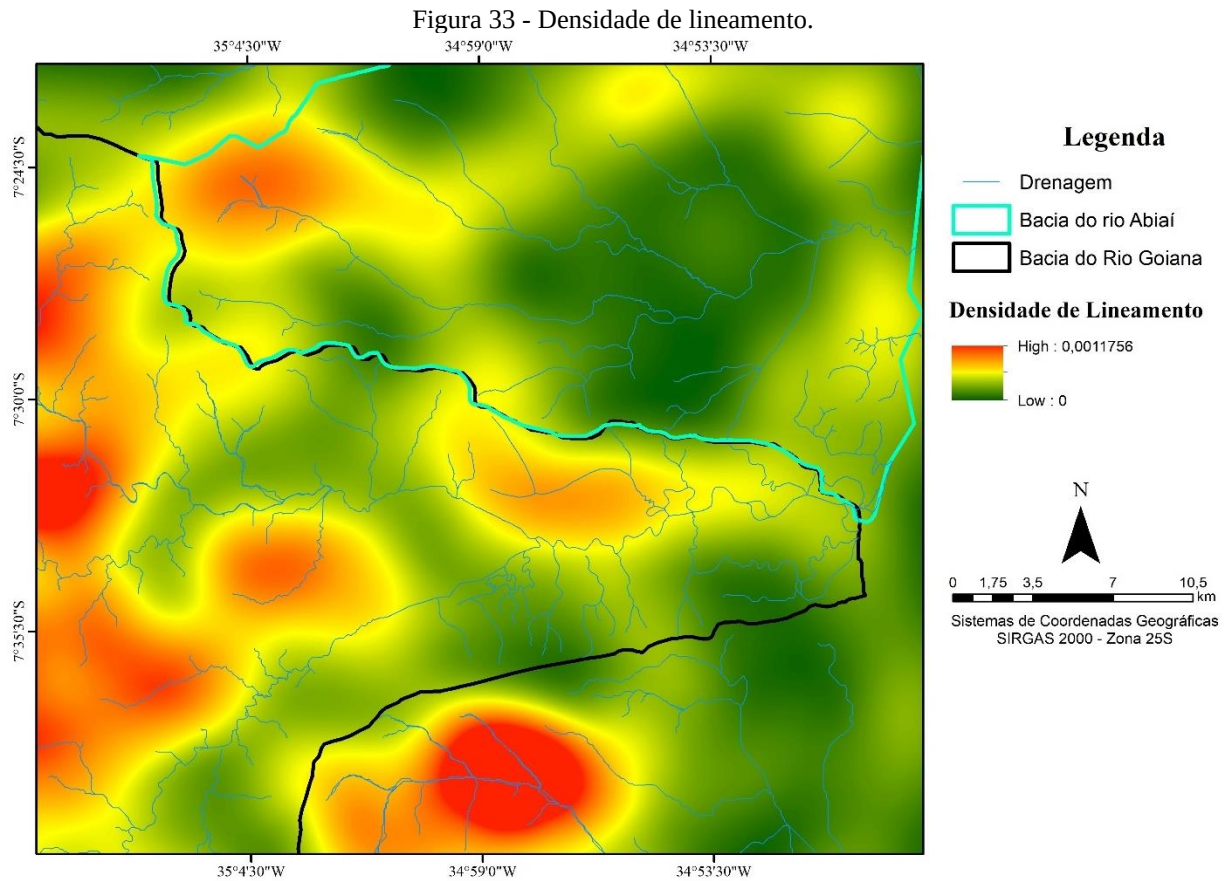
Figura 32 - Frequência e comprimento dos lineamentos.
Frequência



Fonte: A autora (2024).

A área de estudo, por apresentar-se em cotas altimétricas mais rebaixadas, já próximas ao nível de base geral, indicou uma pequena quantidade de lineamentos nas áreas planas do relevo, como na planície do rio Goiana, na depressão do rio Abiaí e na ilha de Itapessoca, ao sudeste da área.

Foi observado um maior adensamento de lineamentos na porção oeste da área de estudo (Figura 33), onde se estabelece um relevo dissecado de superfícies colinosas e, principalmente, tabulares. Verifica-se também que, nos limites do divisor ao sul, no distrito de Tejucupapo, há uma concentração maior de lineamentos. A presença de feições lineares no topo dos tabuleiros e nos vales fluviais pode indicar anomalias associadas a possíveis eventos tectônicos na área.



No divisor entre o rio Capibaribe-Mirim e o rio Tracunhaém ocorre um adensamento que, seguindo a tendência regional, contribui para o ajustamento dos canais, sobretudo do rio Tracunhaém, no estreitamento dos vales fluviais nessas áreas, devido ao relevo circunvizinho. O divisor do rio Abiaí e do rio Goiana, ao norte, também apresenta feições lineares, assim como na demarcação do *graben* do rio Goiana, refletindo como a drenagem se ajusta em função do basculamento, carreando os sedimentos para as planícies flúvio-marinhas.

O contexto regional condiciona o direcionamento das bacias hidrográficas e drenagens principais da área de estudo (rios Capibaribe-Mirim, Tracunhaém e Abiaí). O basculamento causado pelos blocos que obedecem à geotectônica regional contribui para entender o comportamento da drenagem e as áreas onde se encontram os depósitos sedimentares, que seguem a mesma direção NE-SW. No contexto local, o direcionamento do relevo e os ajustes na rede de drenagem criam espaços de acomodação de sedimentos. Esses eventos locais, sugeridos por reativações tectônicas, podem ter contribuído para diferenças assimétricas entre as pequenas bacias hidrográficas na área de estudo e para os consequentes ajustes da drenagem.

5.2.2 Distribuição espacial dos *knickpoints* no contexto tectônico e estrutural da área de estudo

Os cursos fluviais são importantes na análise tectônica/estrutural, pois são elementos sensíveis às perturbações advindas de movimentos tectônicos, exibindo na paisagem transformações perceptíveis que contribuem para a análise de seus condicionantes. Os rios apresentam irregularidades em sua extensão longitudinal, como mudanças bruscas na declividade, que condicionam formas como rápidos, corredeiras, cataratas e cachoeiras, como é possível observar no rio Tracunhaém, por exemplo (Figura 34).

A ocorrência dessas rupturas de declives, chamadas de *knickpoints*, pode estar associada a fatores como diferenças litológicas, capacidade e competência dos processos erosivos fluviais associados as questões climáticas, e movimentos tectônicos, com consequentes mudanças no nível de base. Esses fatores podem contribuir para alterações na rede drenagem, que levam à necessidade de ajustamentos e resultantes mudanças na paisagem geomorfológica (Christofolletti, 1981; Etchebehere *et al.*, 2004; Barros; Magalhães Júnior, 2020).

Figura 34 - ruptura de declive do rio Tracunhaém, Carpina -PE.



Fonte: A autora (2024).

O mapeamento dos *knickpoints* é um importante instrumento para identificar os fatores tectônicos e estruturais presentes na área de estudo. No total, foram encontradas 268 anomalias presentes na rede de drenagem, conforme a metodologia de Seeber e Gornitz (1983) e trabalhos de Andrades Filho (2010), Oliveira (2019) e Silva (2022). Este parâmetro morfométrico define os trechos anômalos da drenagem por meio da relação estabelecida entre o RDEs/RDEt. Isto

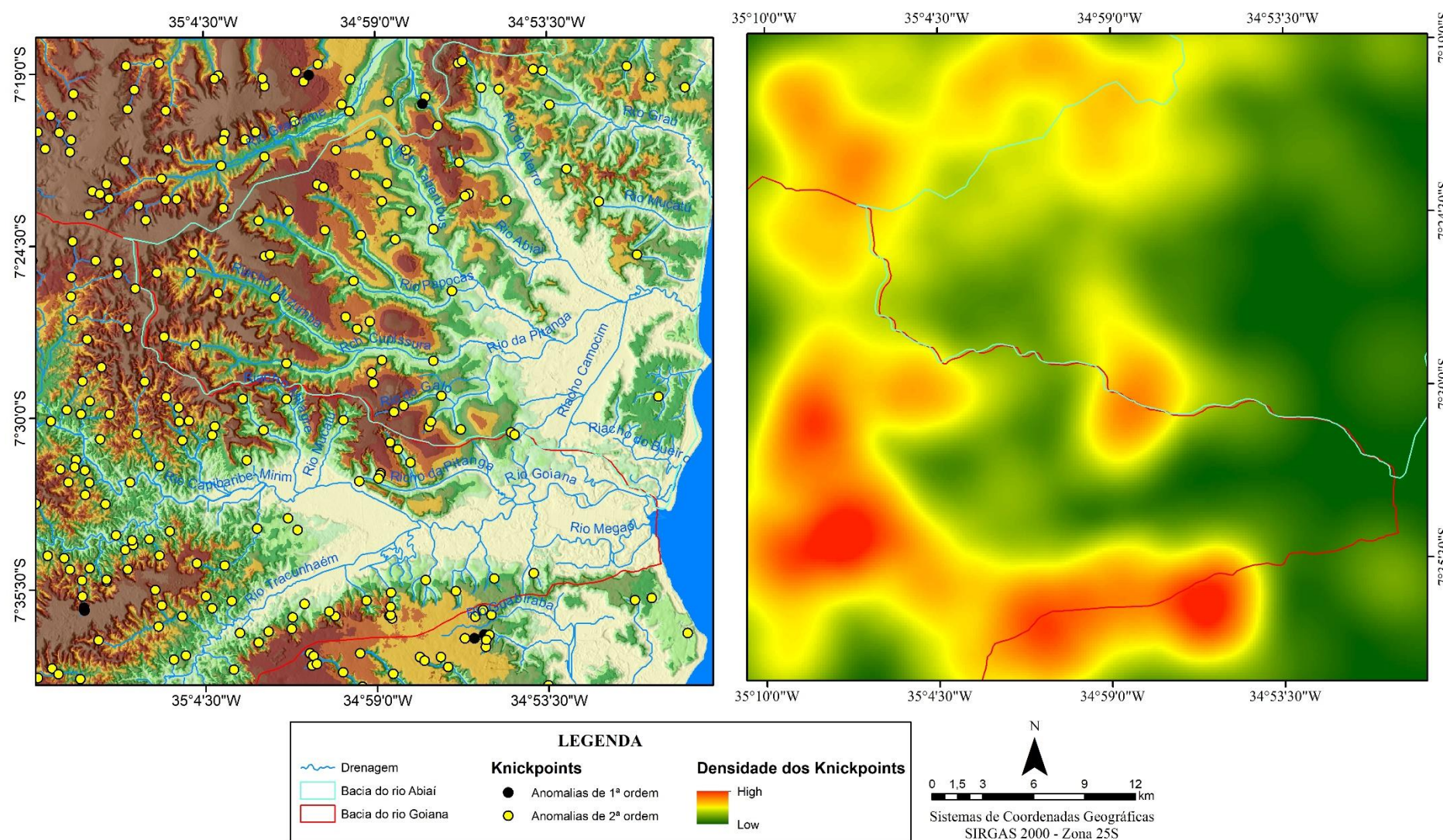
implica dizer que existem limiares para a caracterização de faixas anômalas, sendo necessário que os valores estejam acima de 2. Para os valores entre 2 e 10 são caracterizadas anomalias de 2ª ordem; para valores acima de 10, são trechos de anomalias de 1ª ordem.

Na análise da área de estudo e suas extensões circunvizinhas, apenas sete trechos anômalos configuram-se como anomalias de 1ª ordem, por apresentarem valores de RDE maiores que 10. As demais são classificadas como anomalias de 2ª ordem, por exibirem valores todos acima de 2 e menores que 10. O RDE com valor abaixo de 2 está fora do limiar de trechos que apresentam algum tipo de anomalia na rede de drenagem. Dessa forma, observa-se que a área de estudo é composta majoritariamente, por anomalias de 2ª ordem, com ruptura de declives mais sutis. Isso se deve a um relevo predominantemente plano, em baixas altitudes e com declividades mais suaves.

No mapa da localização dos *knickpoints* (Figura 35), observa-se sua ausência nas áreas mais deprimidas, como na planície flúvio-marinha do rio Goiana e na depressão do rio Abiaí. A existência dessas rupturas de declive nessas partes baixas restringe-se aos afluentes presentes nas vertentes dos tabuleiros em direção ao rio Goiana, sendo, principalmente, canais de 1ª ordem. Os rios Capibaribe-Mirim e Tracunhaém, por serem rios de maior extensão, apresentam anomalias de 1ª e 2ª ordem a montante da área de estudo, como é possível observar no trabalho de Fonsêca (2018), com a presença de *knickpoints* em seus altos e médios cursos. Em contrapartida, nos trechos desses canais em seu baixo curso, observa-se a presença de rupturas de declive apenas em seus afluentes, o que evidencia o alargamento dos vales com planícies aluviais e a predominância de processos deposicionais.

A maior ocorrência dos *knickpoints* encontra-se nos setores das superfícies colinosas e dos tabuleiros, conforme a figura 35, concordando com a localização e adensamento dos lineamentos presentes na área de estudo. A drenagem segue esses padrões lineares, ocasionando bruscas rupturas como forma de ajustamento e mudanças locais no nível de base. A predominância da ocorrência desses padrões e das anomalias está nas áreas mais íngremes do relevo, principalmente nos canais de 1ª e 2ª ordem, em que suas cabeceiras surgem nas vertentes dos tabuleiros e das poucas colinas existentes na área de estudo.

Figura 35 - mapeamento da distribuição e densidade dos knickpoints na área de estudo.



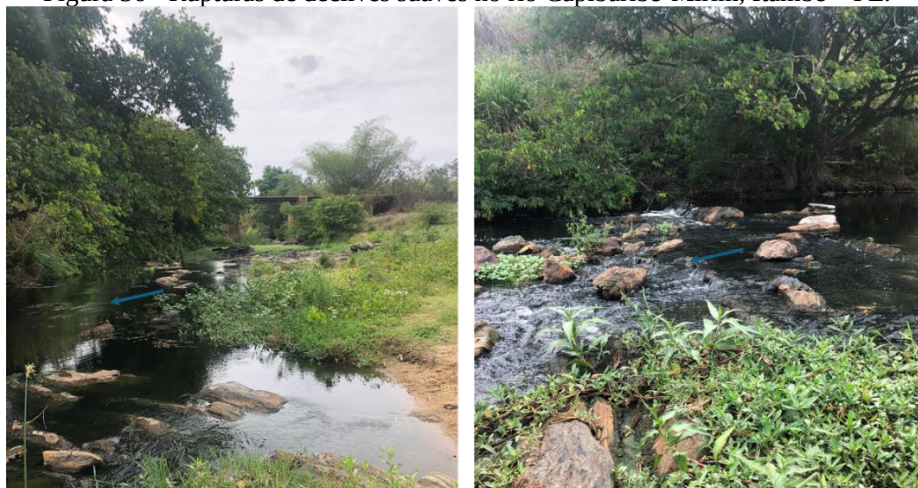
Fonte: A autora (2024).

A densidade dos *knickpoints* presentes na figura 35 indica uma maior ocorrência nos setores com maior declividade e adensamento da drenagem. Especificamente a oeste e nos extremos sul e norte do recorte de estudo, visualiza-se uma densidade considerável, existindo uma concentração no centro, localizado no divisor dos rios Goiana e Abiaí.

A densidade de *knickpoints* é praticamente inexistente nos setores mais a leste. Para alguns canais principais como riacho Cupissura, riacho Muzumba, rio Papocas, riacho Taberubus, rio do Galo, rio do Aterro, encontrados na bacia do rio Abiaí, observam-se trechos anômalos em seus altos cursos, onde os rios incidem sobre os tabuleiros, atravessando declividades mais acentuadas.

Os *knickpoints* que apresentam anomalias de 2ª ordem são mais sutis, tendo morfologias caracterizadas por declives suaves que, na quebra de patamar, contribuem para o aparecimento de formas como os rápidos e corredeiras (Figura 36), onde rochas mais resistentes dificultam os processos de erosão fluvial, criando descontinuidades. Rochas resistentes presentes no leito favorece o ajustamento do canal e as mudanças de fluxo. Esse processo colabora para a deposição de material no canal, formando barras que, em períodos de maior fluxo, extravasam para o leito maior.

Figura 36 - Rupturas de declives suaves no rio Capibaribe-Mirim, Itambé – PE.

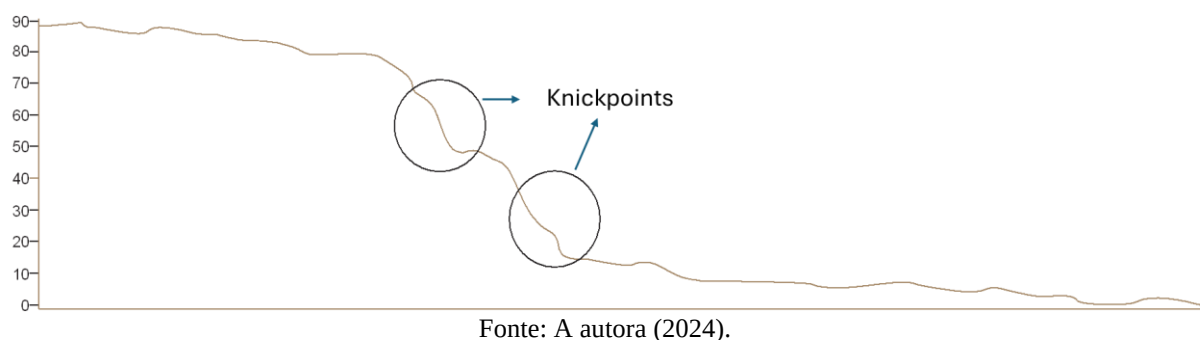


Fonte: A autora (2024).

A ocorrência de anomalias de 1ª ordem ficou restrita aos seguintes pontos: a sudoeste, no resquíio das colinas alongadas do Piemonte da Borborema; ao norte, nas superfícies tabulares do domínio da Bacia Hidrográfica do rio Gramame e ao sul, já na bacia de rios litorâneos I. É interessante observar essas duas anomalias de 1ª ordem localizadas ao sul no rio Ibeapeçu (Figura 37), margem direita do divisor, que podem indicar um forte controle tectônico,

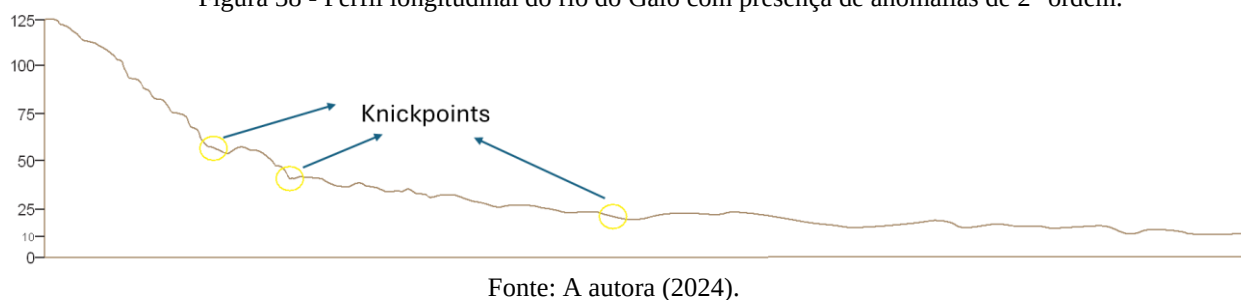
por uma superfície mais íngreme, com quebra de patamar e uma inflexão do canal que segue em direção leste até encontrar com o rio Guabiraba.

Figura 37 - Perfil longitudinal do rio Ibeapecu com anomalias de 1º ordem.



Para as anomalias de 2ª ordem (Figura 38), mesmo apresentando valores abaixo de 10, algumas delas tem valores entre 8 e 9,8, o que significa que são rupturas com maior declividade. O restante exibe valores entre 3 e 8, o que indica que, mesmo para as características da área de estudo e principalmente do predomínio de um ambiente sedimentar, foi possível encontrar uma quantidade considerável de trechos anômalos. Eles estão associados às mudanças na declividade e à consequente alteração do nível de base desses canais. Em alguns pontos, essas rupturas são atribuídas às diferenças de litologia, como o contato de rochas do complexo salgadinho e Vertentes com rochas do Grupo Barreiras, principalmente. Em outros pontos, é marcante o controle tectônico na área estudada.

Figura 38 - Perfil longitudinal do rio do Galo com presença de anomalias de 2º ordem.



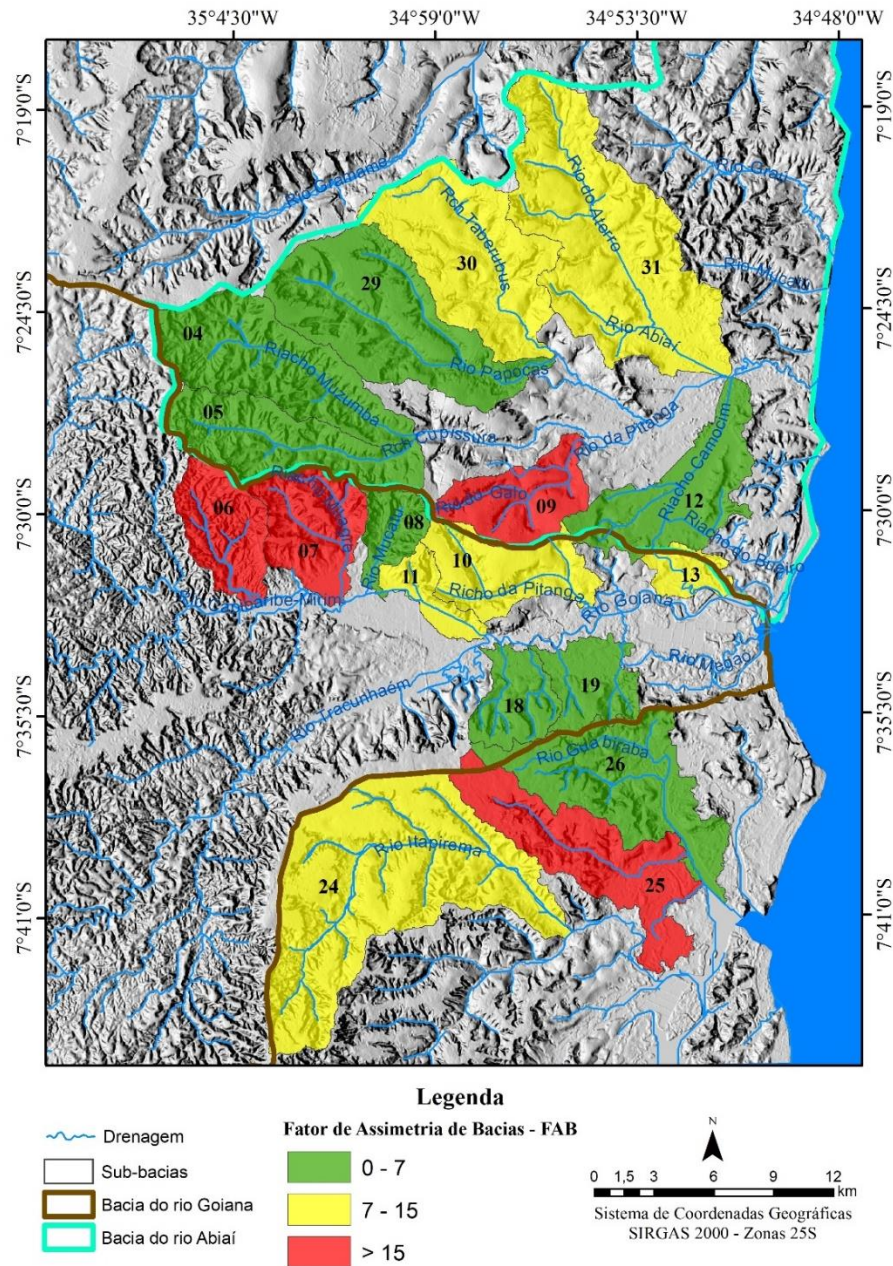
As anomalias encontradas no divisor dos rios Goiana e Abiaí podem indicar evidências tectônicas e um possível soerguimento. Observa-se uma concentração de *knickpoints* sobre o rio do Galo, riacho Farias e riacho da Pitanga, em áreas de declividades acentuadas e vales encaixados. Este setor pode ter sofrido um basculamento, que elevou essas áreas mais próximos da costa, alterando o nível de base dos canais, com consequentes sucessões de rupturas de declive sobre o divisor e a necessidade de ajustes dos canais.

5.2.3 Fator de assimetria na escala de sub-bacias e índice de assimetria do divisor de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Goiana e Abiaí

O Fator de Assimetria de Bacias (FAB) é um índice relevante para a análise de movimentos tectônicos na área de estudo, a partir do ajustamento do canal principal em relação à linha média da área de captação. O índice apresenta valores que podem indicar um padrão simétrico, quando o canal se encontra próximo da linha média da bacia hidrográfica, ou um padrão assimétrico, quando o canal está mais próximo dos divisores da bacia. Na ocorrência de bacias assimétricas, é possível definir a direção preferencial do basculamento entre as sub-bacias estudadas, permitindo compreender o posicionamento dos canais principais e os processos tectônicos que os influenciaram.

Para a área de estudo, foram identificadas 18 sub-bacias de 3ª ordem. Os critérios de escolha das sub-bacias foram de estarem totalmente inseridas na área de estudo, e próximas aos divisores do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana. De forma geral, a área de estudo apresentou um padrão de assimetria moderada, com todas as sub-bacias indicando valores diferentes de 50, padrão para a ocorrência de simetria. Oito sub-bacias apresentaram o FAB distantes entre 0 e 7 pontos de 50, para mais ou para menos; seis sub-bacias apresentaram valores de FAB distantes de 50 entre 7 e 15 pontos; e quatro indicaram valores do fator assimétrico maiores que 15 pontos de distância. Essas classes de intensidade foram baseadas nos trabalhos de Andrades Filho (2010), Silva (2020) e Lavor (2021) (Figura 39).

Figura 39 - Fator de Assimetria das sub-bacias de 3º ordem da área de estudo.



Fonte: A autora (2024).

Para as sub-bacias que apresentaram valores de FAB mais próximos de 50, como as sub-bacias 4, 5, 8, 18 e 19, a análise indica pouca assimetria para a direita ou nenhuma assimetria. Já as bacias 12, 26 e 29 indicaram pouca assimetria para a esquerda ou nenhuma assimetria (Tabela 05). Algumas dessas sub-bacias, como as 12, 18, 19 e 26 estão localizadas em áreas mais planas do relevo, o que dificulta o processo de delimitação, além da redução no número de canais nessas áreas, elas exibem formas mais espreiadas quando chegam às planícies, e os canais vão se ajustam em direção ao nível de base. São sub-bacias fortemente influenciadas por

questões antrópicas, como a do riacho Camocim na sub-bacia 12 e as retificações no canal principal.

Tabela 5 - Dados obtidos na aplicação do FAB na área de estudo.

FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIAS - FAB			
Sub-bacias	Valores	Intensidade	Assimetria
4	52,03	Baixa	Pouca ou nenhuma
5	54,09	Baixa	Pouca ou nenhuma
6	29,79	Alta	Esquerda
7	30,39	Alta	Esquerda
8	54,32	Baixa	Pouca ou nenhuma
9	67,3	Alta	Direita
10	42,67	Média	Esquerda
11	62,69	Média	Direita
12	43,16	Baixa	Pouca ou nenhuma
13	58,25	Média	Direita
18	51,39	Baixa	Pouca ou nenhuma
19	55,45	Baixa	Pouca ou nenhuma
24	44,57	Média	Esquerda
25	77,72	Alta	Direita
26	48,83	Baixa	Pouca ou nenhuma
29	43,54	Baixa	Pouca ou nenhuma
30	60,15	Média	Direita
31	60,32	Média	Direita

Fonte: A autora (2024).

As sub-bacias 4, 5, 8 e 29 estão localizadas nas áreas mais declivosas, sobre as superfícies tabulares. Nelas, é possível observar uma melhor delimitação dos seus divisores, bem como o canal principal bem-marcado. Mesmo com padrões mais simétricos, observa-se que essas bacias sofreram interferência estrutural e são condicionadas pela direção dos tabuleiros, concordando com a direção NE – SW. A sub-bacia 08 apresenta um canal principal retificado pela presença de feições lineares, o que indica controle tectônico neste setor, comprimindo-a pelo basculamento que ajustou as bacias circunvizinhas.

Ainda na tabela 5, observar-se que as sub-bacias que indicaram valores de intensidade mediana em sua assimetria, como as 11, 13, 30 e 31 apontam um basculamento para a direita, as sub-bacias 10 e 24, apresentaram uma assimetria para esquerda. Para as bacias 30 e 31, mais distantes do divisor da bacia do rio Goiana, a análise corrobora com o trabalho de Lavor (2021), na qual indica um controle estrutural sobre vales encaixados.

Para as sub-bacias 10 e 11, que estão sobre o divisor do rio Goiana e Abiaí, é interesse observar o controle tectônico, onde o soerguimento nesse divisor condicionou o basculamento principalmente para a direita nessas sub-bacias, corroborando com a presença de knickpoints.

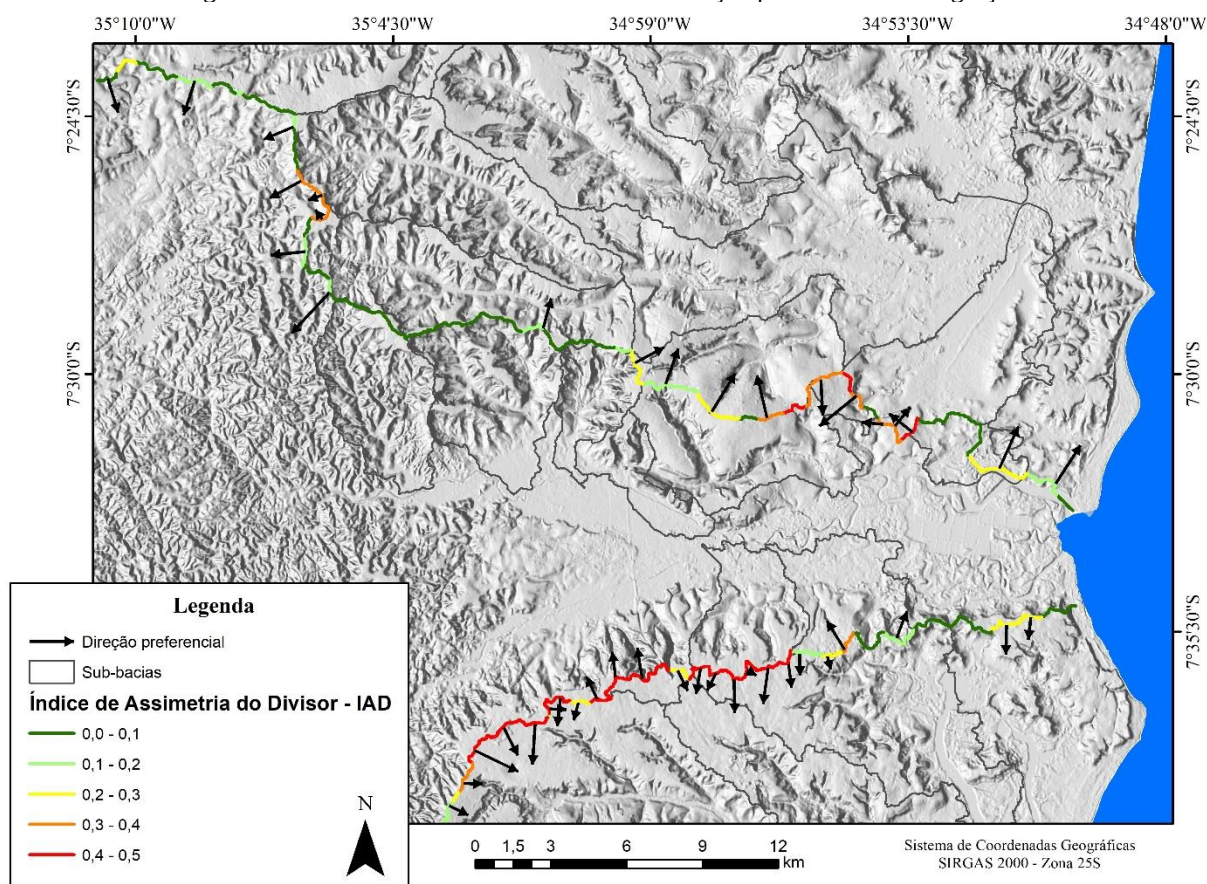
Nas sub-bacias 6, 7, 9 e 25, o fator de assimetria indicou um forte controle tectônico na área de estudo, com alta intensidade assimétrica. As sub-bacias 6 e 7 apresentaram basculamento para a esquerda, enquanto as sub-bacias 9 e 25, apresentaram basculamento para a direita. Essas sub-bacias exibiram valores entre 17 e 20 pontos de distância do valor de referência 50. A forte assimetria dessas sub-bacias, corrobora como evidência da movimentação dos blocos nos divisores do baixo curso da bacia do rio Goiana, associada às reativações tectônicas e observadas na presença de anomalias de drenagem.

Ainda no debate sobre assimetria, a pesquisa também realizou o Índice de Assimetria do Divisor – IAD. Esse índice busca compreender a migração dos divisores de drenagem e seus possíveis registros na evolução da paisagem geomorfológica, comparando as taxas de erosão em ambos os lados dos divisores e a ocorrência de desequilíbrios que contribuem para sua mobilidade. Diferenças topográficas e de declividade auxiliam na maior ou menor taxa de erosão. Soerguimento na área pode indicar uma mobilidade, sendo necessário observar as diferenças nesse setor para indicar a estabilidade ou instabilidade nos divisores de drenagem.

O IAD, estima uma taxa de migração e a direção preferencial do divisor, a partir de como ele responde às perturbações no ambiente. Segundo os parâmetros propostos por Scherler e Schwanghart (2020), o Índice de Assimetria do Divisor, varia entre 0 e 1. Quanto mais próximo de 0, indica uma baixa ou nenhuma assimetria, para valores mais próximos e acima de 0,5, conclui-se uma alta assimetria. É importante ressaltar que o IAD foi realizado apenas no segmento dos divisores que compreendem o baixo curso da bacia do rio Goiana, tanto em sua margem esquerda quanto direita (Cubas, 2021; Melo, 2022).

Os valores de IAD indicaram, de forma geral, um padrão de assimetria mediana para os divisores, com uma variação de valores entre 0,1 e 0,3. Em alguns trechos, os valores do IAD foram próximos de 0,5 e até superiores, indicando uma forte assimetria nesses segmentos do divisor. Nos trechos onde a assimetria foi menor que 0,1 e muito próximo de 0, pode indicar um padrão mais simétrico desse trecho do divisor (Figura 40).

Figura 40 - Índice de Assimetria do Divisor e direção preferencial de migração.



Fonte: A autora (2024).

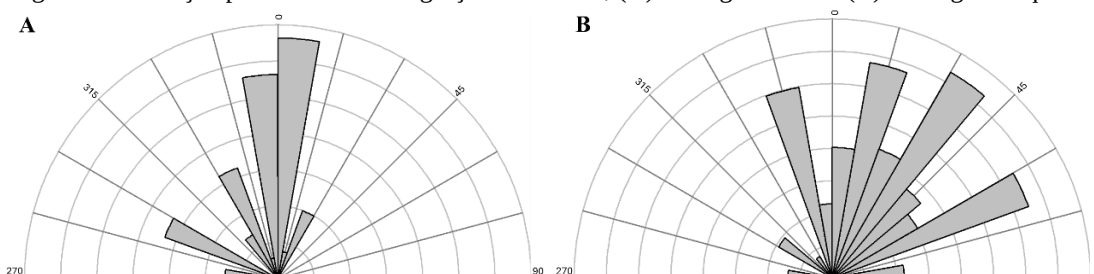
Através do IAD, foi possível compreender a diferença em alguns setores. Em áreas mais a montante do divisor de drenagem da margem esquerda, percebe-se pouca assimetria, porém em alguns pontos, é nítida a migração dos divisores em resposta à erosão remontante nesse setor. Ainda no divisor da margem esquerda, verificam-se áreas que vão aumentando o seu padrão assimétrico, indicado pelas cores que vão do amarelo ao vermelho no mapa da figura 40. Essa assimetria do divisor de drenagem nesse setor pode ser um indicativo das repostas da rede de drenagem às perturbações devido ao soerguimento relacionado às reativações tectônicas nessa área, não descartando o fator erosivo, mas esse trecho encontra-se sobre uma topografia e declividade menos acentuadas.

Sobre o divisor da margem direita, esse trecho indicou uma intensidade mais alta na assimetria, com valores entre 0,3 e acima de 0,5. Alguns trechos bem próximos da costa indicaram o setor menos assimétrico. Em contrapartida, os setores localizados a montante apresentaram os valores mais intensos de assimetria do divisor na área de estudo, localizado sobre os tabuleiros que têm sofrido processos de erosão regressiva das cabeceiras de drenagem.

Nesse ponto, a migração dos divisores pode estar associada a tectônica e consequente movimentação dos blocos na área.

A direção preferencial de migração para o divisor da margem direita, indica uma direção N–S (Figura 41A), na qual se verificam possíveis modificações nos divisores nessas áreas rebaixadas devido aos processos erosivos. A incisão fluvial vem se ampliando nas cabeceiras de drenagem dos vales mais declivosos, ocasionando uma erosão remontante e modificando os tabuleiros, como consequência, indica-se que o divisor entre o rio Goiana e o grupo de rios litorâneos está sofrendo um processo de migração para o sul.

Figura 41 - Direção preferencial de migração do divisor, (A) - margem direita (B) – margem esquerda.



Fonte: A autora (2024).

No divisor da margem esquerda, verifica-se que, majoritariamente, seguem no quadrante N–E, tendo direções preferenciais como SW–NE, S–N e WSW–ENE (Figura 41B). O divisor a montante indica áreas de fortes processos de dissecação dos tabuleiros, com trechos mais próximos da costa sofrendo movimentações de blocos. Importante ressaltar que as perturbações sofridas nesse divisor apresentaram feições deixadas na paisagem, como cortes e reversão da drenagem, e trechos com baixos divisores. O divisor entre o rio Goiana e o rio Abiaí, em seu trecho mais próximo da costa, indica uma migração mais para a esquerda do divisor, em uma direção ao nordeste.

A partir do IAD, foi possível observar dois divisores com características assimétricas que sofrem processo de migração, o que está em concordância com as principais estruturas e eventos tectônicos na área. Esses divisores ajustam a drenagem, influenciados por processos erosivos, por recuo das escarpas. No contexto da evolução da paisagem local, é possível observar uma migração dos divisores, o que amplia a área de captação da bacia do rio Goiana, conferindo-lhe maior capacidade e competência frente aos processos erosivos em comparação as bacias adjacentes.

5.2.4 Índice Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV) e entalhamento fluvial na escala de sub-bacias do divisor de drenagem da bacia do rio Goiana

O índice RFAV é uma ferramenta de análise morfométrica utilizada para avaliar as intensidades dos movimentos tectônicos em áreas fluviais, observando feições estruturais a partir de uma seção transversal do canal. Ele consiste em investigar o canal e sua amplitude lateral para averiguar a competência ao entalhamento fluvial, seja devido a processos tectônicos ou à capacidade de erosão de suas margens e consequente sinuosidade do canal, como parte da dinâmica natural no sistema fluvial.

Baixos valores de RFAV podem indicar evidências de movimentações tectônicas, enquanto valores altos de RFAV sugerem vales mais abertos e uma predominância de processos erosivos, com presença de planícies de inundação (Barbosa; Furrier, 2011; Silva, 2020). O RFAV foi calculado para a área de estudo, considerando as principais sub-bacias de 3ª ordem que margeiam os divisores do baixo curso da bacia do rio Goiana.

Foram delimitadas três seções transversais para cada rio principal, em seu alto, médio e baixo curso, como forma de estabelecer valores mais condizentes com a realidade. Ao longo de seu percurso, o canal apresenta feições diversificadas, tanto em relação à calha, quanto aos vales. Nessas seções transversais, foram estabelecidas as medidas da largura do fundo do vale – Lfv, a altitude do divisor à esquerda do vale – Ade, a Altitude do divisor à direita do vale – Add e a elevação do fundo do vale – Efv.

De forma geral, foram observados vales mais encaixados, com feições em V, principalmente nos trechos pertencentes ao alto curso das sub-bacias de drenagem. Os altos cursos apresentaram valores menores que 1 e muito próximos de 0. As cabeceiras de drenagem surgem sobre as superfícies tabulares, entalhando o canal e aprofundando seus vales. Quase todas as sub-bacias estão condicionadas as feições lineares em seu alto curso, como as sub-bacias 08, 19, 18, 24, 25 e 26, por exemplo. Esse ajustamento em falhas impede que o canal se acomode, o que intensifica o aprofundamento do seu leito (Tabela 06).

No que diz respeito ao médio curso, os valores das sub-bacias 06, 07, 10, 19 e 24, permaneceram abaixo de 1, indicando vales em V. Importante ressaltar que, com exceção da 19, essas sub-bacias também indicaram padrão assimétrico em seu fator de assimetria, o que pode corroborar a existência de atividades tectônicas que vêm controlando a drenagem e entalhando seus vales, em áreas com relevo mais rebaixado. As demais, em seu médio curso, apresentaram valores acima de 1, e menores que 2, o que pode indicar que os canais estão

erodindo os tabuleiros, mesmo encaixados sobre os vales, criando espaços de acomodação, e depositando sedimentos no canal, o que contribui para possível alargamento do vale.

Tabela 6 - Índice Razão Fundo/Altura do Vale – RFAV das sub-bacias.

Sub-bacias	Canal principal	Trecho	Lfv	Ade	Add	Efv	RFAV	Aprofundamento médio dos vales	Intensidade do entalhamento
4	Riacho Muzumba	Alto	48	188	180	76	0,44	92	Forte
		Médio	98,8	137	155	51	1,04		
		baixo	174,72	101	93	41	3,12		
5	Riacho Cupissura	Alto	67,94	141	151	65	0,83	83	Forte
		Médio	128,33	114	130	51	1,80		
		baixo	101,64	92	120	35	1,43		
6	Nome não identificado	Alto	41,01	106	122	64	0,82	51	Médio
		Médio	7,83	88	95	45	0,16		
		baixo	188,57	108	63	18	2,79		
7	Riacho Milagre	Alto	59,74	131	149	58	0,72	75	Médio
		Médio	73,82	135	125	33	0,76		
		baixo	186,67	52	25	19	9,57		
8	Rio Mucatu	Alto	36,67	120	85	44	0,62	59	Médio
		Médio	49,01	119	105	21	0,53		
		baixo	60	11	10	7	8,57		
9	Rio do Galo	Alto	33,99	132	119	79	0,73	55,	Médio
		Médio	111,76	71	99	25	1,86		
		baixo	34,01	49	42	10	0,96		
10	Riacho da Pitanga	Alto	46,26	123	111	58	0,78	65	Médio
		Médio	69,98	110	91	10	0,77		
		baixo	111,31	35	31	5	3,97		
12	Riacho Camocim	Alto	30,8	70	50	45	0,87	25	Fraco
		Médio	140,5	5	53	7	6,38		
		baixo	114,65	5	51	7	5,45		
18	Nome não identificado	Alto	10,3	85	87	65	0,9	22	Fraco
		Médio	67,22	45	50	9	1,74		
		baixo	185,23	8	6	3	2,37		
19	Rio Barra de Goiana	Alto	12,55	68	49	38	0,61	17	Muito fraco
		Médio	9,79	19	25	9	0,75		
		baixo	248,39	8	8	4	61,75		
24	Rio Itapirema	Alto	42,88	133	172	76	0,56	88	Forte
		Médio	74,47	125	120	42	0,92		
		baixo	189,11	87	99	15	2,42		
25	Nome não identificado	Alto	21,62	82	100	51	0,54	42	Médio
		Médio	73,21	90	85	23	1,13		
		baixo	97,02	10	9	0	10,21		
26	Rio Guabiraba	Alto	30,8	50	51	17	0,61	34	Fraco
		Médio	160,78	60	15	5	4,94		
		baixo	366,84	13	5	0	91,71		

Fonte: A autora (2024).

Ainda na Tabela 06, observa-se que o médio curso das sub-bacias 12, do rio Camocim, e 26, do rio Guabiraba, apresentaram valores mais altos. Essas bacias encontram-se já na planície, o que indica um alargamento do canal e consequente formação de planícies de inundação. Desta forma, não apresentariam vales confinados, mas sim uma morfologia de vales abertos, o mesmo ocorre nos trechos de baixo curso das sub-bacias, onde os valores superiores a 1 são observados.

Nas sub-bacias 4, 5, 6, 10, 18 e 24, os valores de RFAV são maiores que um e menores que quatro. Essas sub-bacias, em um padrão fluvial, deveriam apresentar vales bem abertos e com planícies de inundação amplas, ocorre o contrário, são vales mais fechados, o que sugere uma influência de feições estruturais na área de estudo.

Para as seções transversais do baixo curso das sub-bacias que apresentaram valores altos, como 7, 8, 9, e muito altos, como 19, 25 e 26, indica-se um perfil em busca do equilíbrio fluvial, com predomínio da deposição de sedimentos em áreas rebaixadas do relevo e vales abertos. A sub-bacia 09, cujo canal principal o rio do Galo, foi a única, nos padrões estabelecidos pelo índice, a apresentar vales mais encaixados em seu baixo curso. Esse setor exibiu uma assimetria tanto na sub-bacia como no trecho do divisor da margem esquerda do rio Goiana. A movimentação dos blocos nessa área é evidente, aprisionando a drenagem, modificando sua direção e encaixando-a sobre vales confinados até seu baixo curso, onde já encontra a planície do rio Goiana.

A partir da diferença entre os topos e fundos de vales adjacentes aos perfis transversais traçados em cada sub-bacia, foi possível mensurar o entalhe fluvial médio, em cada sub-bacia. Isso é um importante elemento para compreender o rejuvenescimento do relevo, além de avaliar a intensidade relativa dos soerguimentos e dos processos de dissecação na área de estudo.

As bacias 4, 5 e 24, apresentaram uma intensidade forte no entalhe fluvial, isto por que expõem um aprofundamento médio dos vales acima de 80 metros. Isso significa que são vales profundos, com declividades mais acentuadas. O encaixe dos canais fluviais em feições lineares e a baixa competência para erodir suas margens contribuem para um maior processo de incisão do canal.

As sub-bacias 6, 7, 8, 9, 10 e 25, indicaram uma intensidade média no entalhamento do canal principal, exibindo uma amplitude altimétrica entre 40 e 80 metros. Mesmo em baixas altitudes do relevo, essas bacias expuseram valores de até 75 metros de amplitude em seus vales, corroborando a existência de soerguimento na área, que apresentam características de rejuvenescimento do relevo. As sub-bacias 12, 18 e 26 mostraram uma intensidade fraca,

segundo os parâmetros do IBGE (2009), com amplitudes altimétricas entre 20 e 40 metros. Já a sub-bacia 19, com intensidade muito fraca, apresentou uma amplitude média de 17 metros.

Ao observar essas bacias, percebe-se que os valores de maior amplitude altimétrica se concentram no setor do alto curso, ainda sobre os tabuleiros, à medida que as sub-bacias encontram as planícies, onde se localiza grande parte da área dessas sub-bacias, os vales deixam de ser confinados e a amplitude altimétrica reduz substancialmente.

O importante destacar que as 13 sub-bacias de 3ª ordem que margeiam o divisor do Goiana em sua margem esquerda e direita, mesmo em seu baixo curso, muito próximo da costa, apresentam vales com um aprofundamento médio de 54 metros. Considerando os processos de dissecação do relevo, a capacidade e competência dos canais fluviais, bem como a litologia predominantemente sedimentar, é intrigante a presença de vales tão aprofundados, o que pode indicar tectônica e a movimentação dos blocos nessa área, sobretudo no divisor da margem esquerda do rio Goiana com o rio Abiaí. Este divisor apresenta vales mais rejuvenescidos e menos dissecados em comparação ao divisor da margem direita.

Os índices aqui aplicados contribuem para uma análise morfométrica e morfotectônica da área. A partir dos lineamentos de drenagem e do relevo, percebe-se uma concordância com a dinâmica regional, mas também um condicionamento da drenagem as estruturas locais. Esse condicionamento gera as anomalias de drenagem, principalmente de 2ª ordem, presentes na área de estudo. Por meio dos fatores de assimetria de bacias e do divisor de drenagem, percebe-se uma assimetria moderada na área de estudo, associadas principalmente a soerguimentos que contribuíram para o rejuvenescimento do relevo em áreas de baixo curso, observadas pelo índice RFAV, com vales encaixados de amplitude altimétrica mediana.

5.3. MORFOGÊNESE E MORFODINÂMICA FLUVIAL DO BAIXO CURSO DO RIO GOIANA E ÁREAS ADJACENTES

O presente capítulo tem por objetivo abordar os processos morfológicos que contribuem para a dinâmica e evolução da rede de drenagem da área de estudo, considerando os principais fatores morfogenéticos e morfodinâmicos que sustentam a paisagem geomorfológica fluvial. Os resultados aqui apresentados foram subdivididos em quatro tópicos principais. O primeiro tópico explora a hierarquia fluvial como um elemento essencial para compreender a evolução do sistema fluvial na área de estudo.

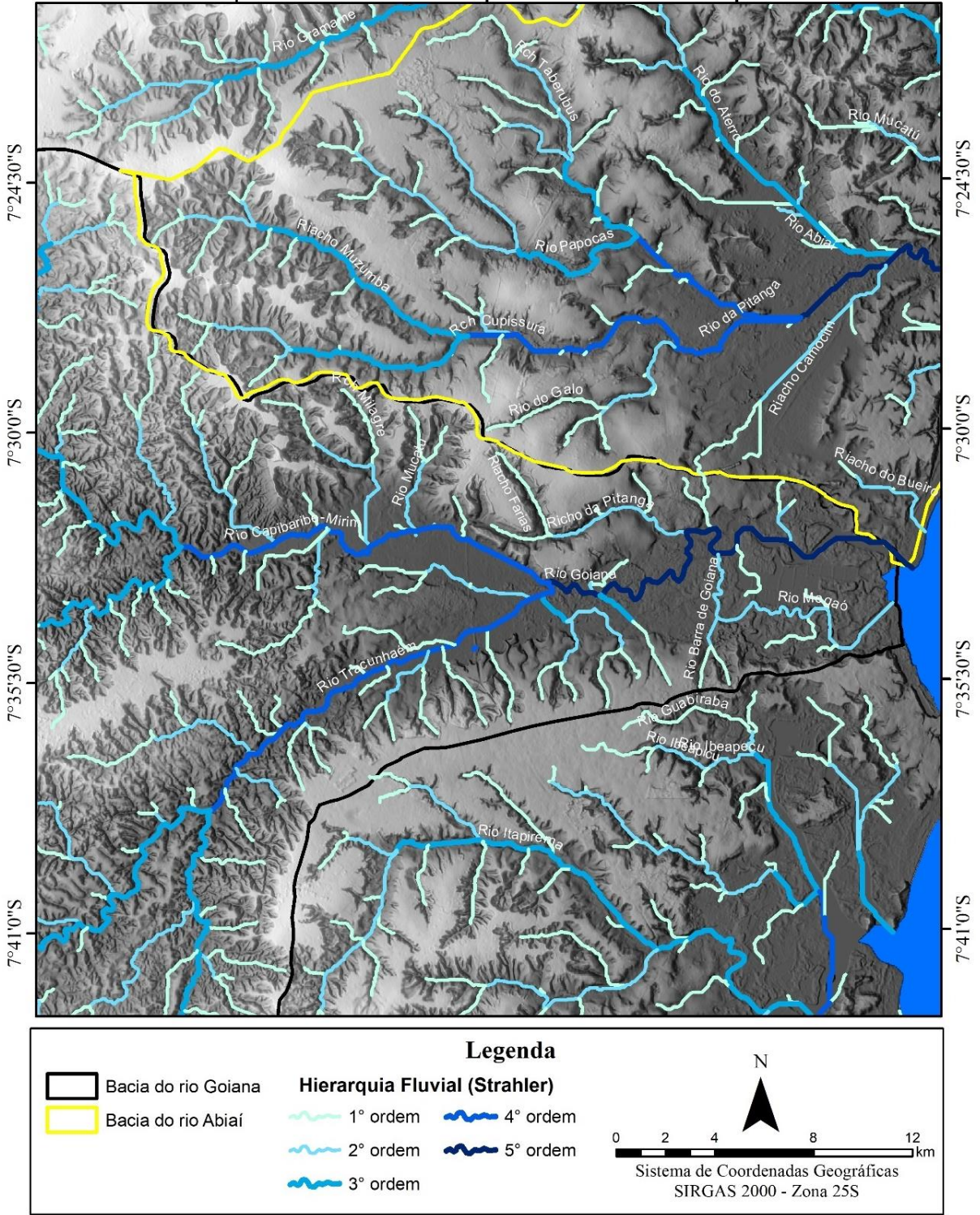
No segundo tópico, são discutidas a dinâmica e a evolução dos vales, como fatores preponderantes no desenvolvimento da morfologia, dos processos fluviais, e na avaliação de seus condicionantes, sejam eles tectônicos/estruturais ou climáticos. O terceiro tópico identifica as anomalias e os rearranjos de drenagem como elementos marcadores da morfogênese fluvial, além de também levantar possíveis discussões sobre a ação tectônica na área de estudo. O quarto tópico aborda os processos e formas relacionadas à planície do rio Goiana, sua dinâmica e os principais ambientes deposicionais.

5.3.1 Hierarquia fluvial como elemento de compreensão da evolução fluvial

A hierarquia fluvial é um importante parâmetro para compreender a evolução da rede de drenagem, sendo utilizada no nível de bacias hidrográficas, para classificar a complexa trama de rios e a interligação destes canais fluviais. No presente estudo, utilizou-se a proposta de Strahler (1952) como uma forma introdutória para entender a dinâmica fluvial do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana e suas áreas circunvizinhas. É importante ressaltar que a interpretação dos ambientes fluviais a partir da hierarquização dos canais, está intimamente relacionado com a litologia, formas do relevo, declividade, altitude, padrões de precipitação e processos de exfiltração.

Na área de estudo, foram encontradas cinco ordens, sendo majoritariamente formado por canais de 1ª ordem, seguidos pelos canais de 2ª ordem. Os canais principais neste setor estudado são os canais de 3ª, 4ª e 5ª ordem, sendo que apenas os rios Abiaí e Goiana foram classificados como canais de 5ª ordem. Trechos finais dos rios Capibaribe-mirim, Tracunhaém, Pitanga, Itapessoca, riacho Taberubus e riacho Cupissura, são hierarquizados como de 4ª ordem (Figura 42).

Figura 42 - Hierarquia fluvial do baixo curso do rio Goiana e áreas circunvizinhas.
35°4'30"W 34°59'0"W 34°53'30"W



Fonte: A autora (2024).

Por meio do método de Strahler, compreende-se que os canais fluviais não apresentam o mesmo nível de hierarquização desde a nascente até a sua foz, a partir da quantidade de contribuintes que ele vai recepcionando, é possível estabelecer o seu processo evolutivo no sistema fluvial. Os canais de 1ª ordem são afluentes que não recebem nenhum outro tributário,

estando associados às nascentes dos rios. Observa-se a presença dos canais de 1ª ordem em toda extensão da área de estudo, com maior concentração nos setores a oeste e sudeste.

Na figura 42, é possível observar um relevo bastante dissecado, com intenso processo erosivo das vertentes. Esses primeiros tributários estão localizados em áreas que podem possuir cabeceiras múltiplas, como nos altos cursos dos riachos Cupissura e Muzumba, por exemplo. De forma geral, são rios de menor extensão e angularidade, sendo elementos importantes e indicam o estágio de erosão e rejuvenescimento do relevo nessas áreas.

Canais de 2ª ordem também possuem uma quantidade expressiva na área de estudo, sendo formados a partir da confluência de tributários de 1ª ordem. Eles são mais comuns entre os altos e médios cursos dos canais, ainda em áreas onde predominam os processos de erosão. No entanto, começam a possuir competência para transportar material sedimentar, pois estão localizados em áreas onde a declividade é um importante fator contribuinte. Os canais de 3ª ordem, já começam a se concentrar no médio e baixo curso dos principais canais da área de estudo, podem receber tributários de 1ª e 2ª ordem.

Os canais de 4ª e 5ª ordem são canais que podem receber todos os tributários de menor ordem, necessitando minimamente da confluência de dois tributários de ordem anterior. Para a área de estudo, essas ordens estão presentes nos setores mais baixos do relevo, sobretudo na planície fluvial. Quando o canal encontra um gradiente mais rebaixado e com consequente redução de seus tributários, sua competência para os processos erosivos diminui, ocorrendo uma sobreposição dos processos de sedimentação. Isso indica uma fase mais senil do sistema fluvial, onde os sedimentos são depositados no próprio canal ou carreados para as planícies principais dos rios Goiana, Abiaí e Itapessoca.

5.3.2 Dinâmica evolutiva dos vales fluviais na área de estudo

O vale fluvial é um importante elemento formado pela complexa relação entre os processos fluviais e a dinâmica atuante nas vertentes. São formas escavadas pelos canais, representadas como corredores longitudinais. O entalhamento fluvial e a migração lateral do canal, associados aos processos de encosta, como erosão e movimentos de massa, são fatores contribuintes na evolução e modelado dos vales. Os vales também podem ter a sua gênese e evolução associados a fatores tectônicos e litológicos, sendo importante destacar os setores de *grabens*, com blocos que sofreram um processo de subsidência, como na área de estudo em

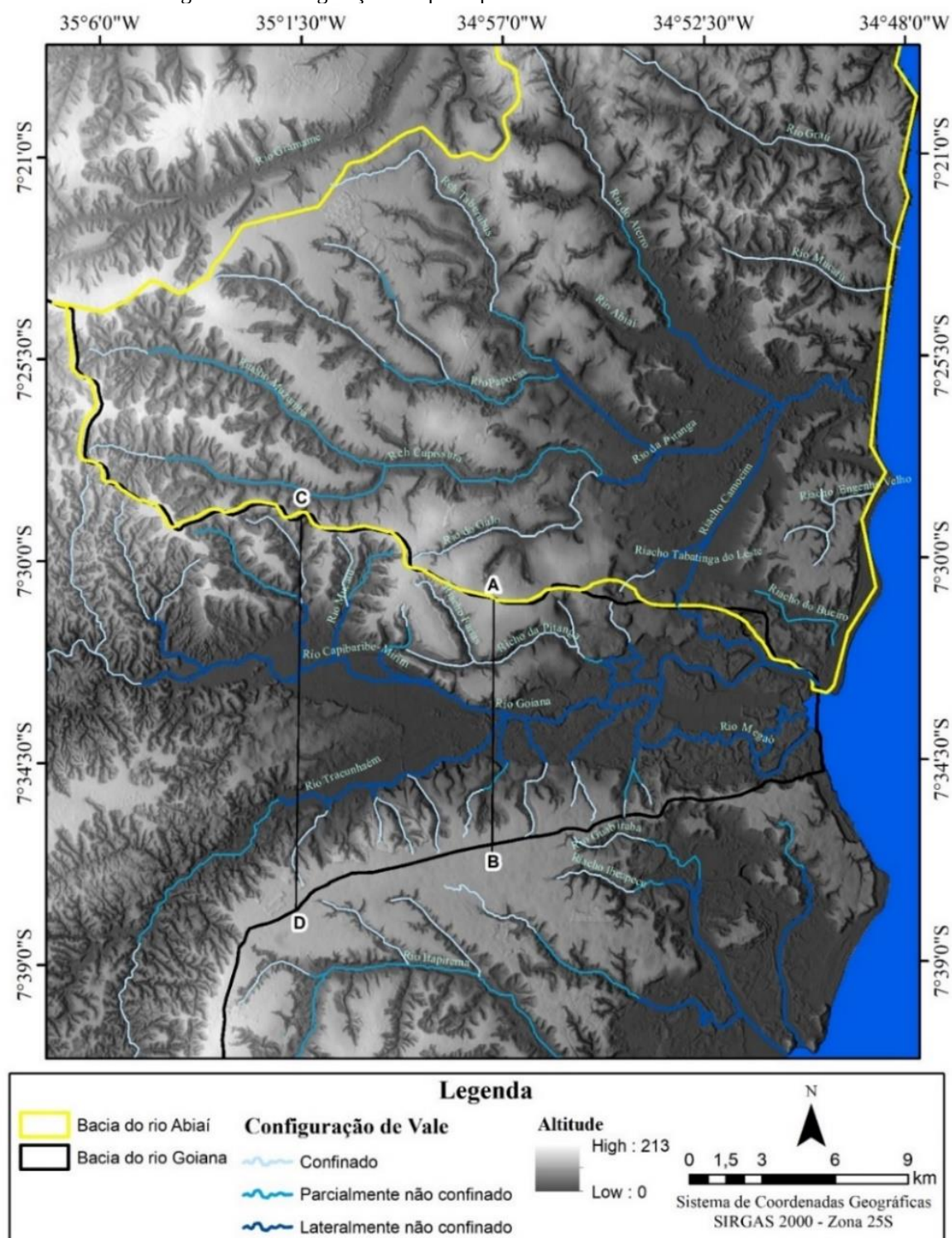
questão (Schumm; Ethridge, 1994; Christofolletti, 1981; Magalhães Júnior, Barros, Lavarini; 2020).

Para Brierley e Fryirs (2005), a forma do vale é um fator determinante tanto para a morfologia do canal quanto para os processos fluviais. Foi possível determinar a configuração dos principais vales fluviais da área estudada a partir da classificação proposta pelos referidos autores. Ainda segundo Brierley e Fryirs (2005), esse parâmetro é determinado pelo grau de confinamento do canal, ou seja, estabelece-se a forma do vale pelo posicionamento da encosta, do canal e pela presença de planícies aluviais ou de inundação em uma seção transversal. Na área de estudo, observa-se a existência dos três tipos de vales caracterizados pelos autores: o vale confinado, parcialmente confinado e o vale lateralmente não confinado, sendo delimitados a partir de trechos de canais (Figura 43).

O padrão confinado, corresponde aos vales que não apresentam planícies aluviais ou que possuem apenas sutilmente espaços de acomodação de sedimentos. São vales mais encaixados, que estabelecem uma conexão direta entre a encosta e o canal. Observa-se na área de estudo a presença de vales confinados principalmente nas cabeceiras de drenagem, em canais de 1ª e 2ª ordem. Nessas áreas, o processo de incisão fluvial e consequente entalhamento do vale é maior, nesses setores o canal encontra-se confinado sobre as encostas de litologia predominantemente sedimentar, possui baixa competência para o processo de erosão lateral, e a declividade elevada contribui para a erosão vertical e o consequente aprofundamento do leito.

Na área de estudo, também foi observado o padrão confinado, onde o relevo é mais rebaixado. Alguns trechos de canais mantêm-se confinados até praticamente chegarem em seu exultório, como o rio do Galo e alguns afluentes dos divisores do Goiana. Esse padrão, em alguns casos, ocorre devido ao encaixe do canal em falhamentos preexistentes na área. No entanto, é importante atentar para os canais confinados nos setores acima do divisor de drenagem do rio Abiaí/Goiana, especificamente nos canais do rio do Galo, do riacho da Pitanga e do Riacho Farias. A morfologia desses vales confinados valida as discussões morfométricas sobre um alto entalhamento fluvial em áreas de baixo curso, o que pode contribuir como um indicativo de atividades tectônicas e possível soerguimento desse divisor, aprisionando esses vales que, em sua maioria, apresentam formatos de vales em V.

Figura 43 - Configuração dos principais vales fluviais da área estudada.



Fonte: A autora (2024).

Os vales parcialmente confinados são caracterizados por apresentarem espaços de acomodação de sedimentos ou planícies aluviais descontínuas ao longo do trecho. Comumente, são vales em processo de alargamento pela erosão lateral, nos quais uma das margens apresenta planícies, desconectando a encosta do canal, enquanto a outra margem ainda possui conexão

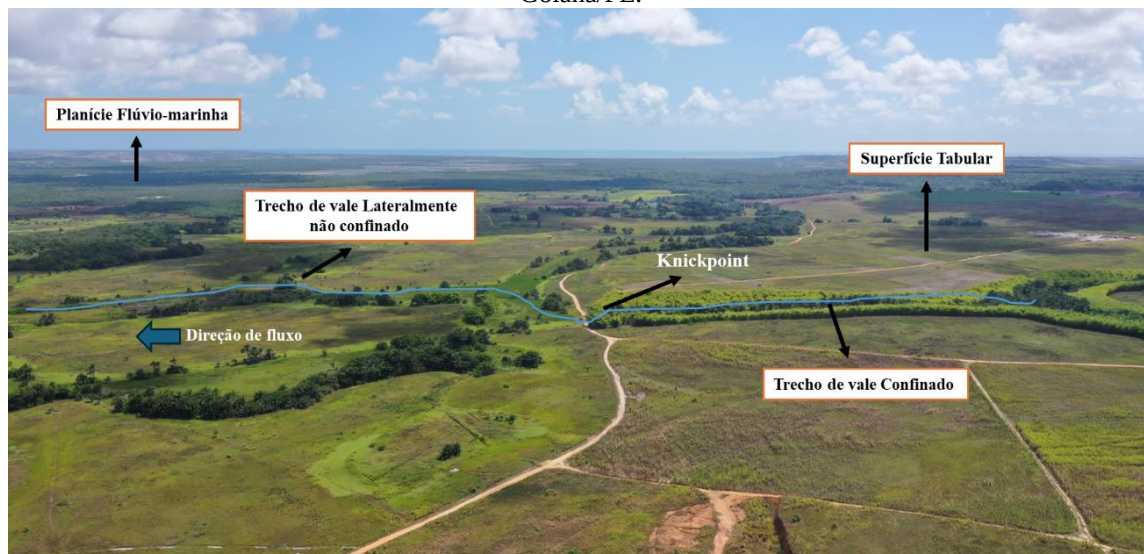
direta com a encosta. Esse processo pode ocorrer pela diferença litológica, onde margens mais resistentes dificultam o processo de erosão marginal, enquanto outras margens possibilitam a migração dos canais por apresentarem uma litologia menos resistente a capacidade de erosão fluvial. Interessante refletir que, na área de estudo, não ocorre uma diferença litológica tão marcante.

Outro indicativo dessa configuração parcialmente confinada pode ser a baixa capacidade e competência do canal em erodir suas margens devido à diminuição da declividade, o que reduz a energia potencial do fluxo. Em sua maioria, não propicia a formação de planícies de inundação, mas apresenta espaços de acomodação que permitem que bolsões de sedimentos se formem ao longo de suas margens. No geral, são espaços aprisionados dentro do próprio canal, que vai migrando lateralmente. Observa-se que alguns canais, como o rio do Aterro, mesmo encaixado sob feições lineares, exibem um trecho parcialmente confinado. Nesse segmento, o vale é mais alargado em uma de suas margens, até mudar para o padrão não confinado quando se conecta com a depressão do Abiaí.

Os Vales lateralmente não confinados apresentam um perfil de vales alargados, abertos, com presença de planícies de inundação contínuas. Nessas áreas, as encostas são desconectadas do canal, que consegue migrar ao longo de sua planície, podendo deixar terraços fluviais como herança de antigas fases sucessivas de acumulação de sedimentos. Esse padrão está presente na área de estudo, no relevo de menores altitudes, sobre as grandes planícies (Figura 44). Os canais sobre a ampla planície de inundação, como o próprio rio Goiana, possui livre migração e modelação dos seus bancos de sedimentos, são principalmente os trechos de canais que possuem 4ª e 5ª ordem no padrão de hierarquização.

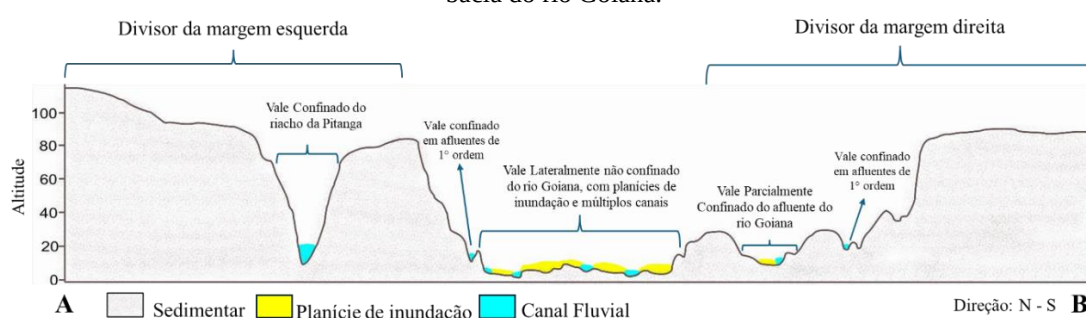
Como forma de contribuir na discussão e percepção morfológica desses vales, foram delimitados dois perfis topográficos: A-B e C-D, localizados conforme o mapa da figura 43. No perfil topográfico A-B (Figura 45), é possível observar as principais diferenças entre os vales destacados nesse estudo. Enquanto na margem esquerda do divisor da bacia do rio Goiana, o riacho da Pitanga apresenta um vale confinado em V, com uma média de 65 metros em sua amplitude altimétrica, no divisor da margem direita, mesmo com vales confinados a amplitude altimétrica desses vales é bem reduzida, inferior a 20 metros. Ainda na margem direita, observa-se o padrão parcialmente confinado em um dos afluentes do rio Goiana, o vale é mais aberto em formato mais assimétrico, e o canal apresenta bolsões de sedimentos descontínuos.

Figura 44 - Vales confinado e lateralmente não confinado no afluente da margem direita do rio Goiana, em Goiana/PE.



Fonte: A autora (2024).

Figura 45 - Perfil topográfico A – B, morfologia dos vales fluviais presentes entre os divisores do baixo curso da bacia do rio Goiana.



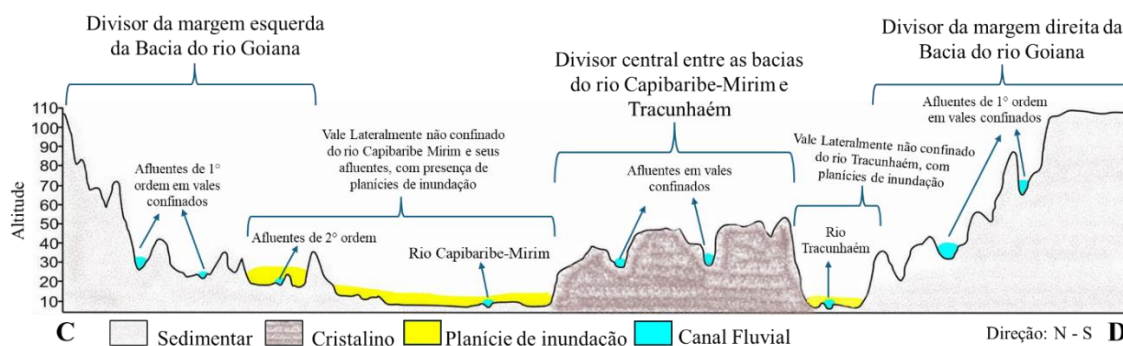
Fonte: A autora (2024).

Ainda na figura 45, observa-se ao centro o vale lateralmente não confinado do rio Goiana e seus múltiplos canais com presença de planície de inundação contínua. O vale apresenta-se amplo, e sua planície está sobre o *graben* do Goiana, com altitudes abaixo de 15 metros. Nesse trecho, onde o perfil A – B foi traçado, o vale é menos alargado do que em outras áreas mais a jusante do rio Goiana. Na margem esquerda, é nítida a presença do divisor mais elevado, superando cotas de 100 metros, se comparado ao divisor da margem direita.

Outro perfil Topográfico relevante nessa discussão, foi traçado mais a montante da área de estudo, o perfil C – D (Figura 46). Observa-se que tanto na margem esquerda quanto na direita há vales confinados, sobretudo em canais de 1ª ordem, ambos em processos de dissecação. Ao centro, o divisor topográfico dos rios Capibaribe-Mirim e Tracunhaém, sobre uma litologia de rochas cristalinas, também possui vales confinados. observa-se que a planície do rio Capibaribe-Mirim é mais alargada do que a do rio Tracunhaém. No caso do rio

Capibaribe-Mirim, devido à maior resistência das rochas do embasamento cristalino ao processo de erosão lateral, a margem esquerda se apresenta mais dissecada. No caso do rio Tracunhaém, este se encontra inserido sobre um falhamento, no qual condiciona a forma do vale mais fechado, contribuindo para uma maior incisão vertical do que lateral.

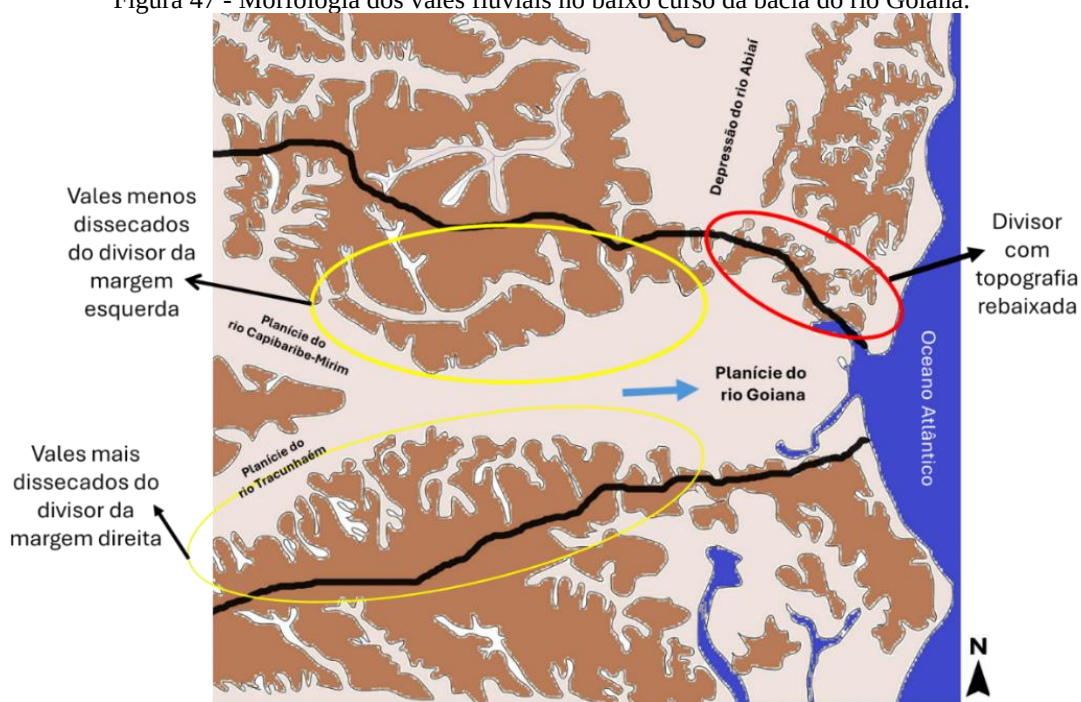
Figura 46 - Perfil topográfico C – D, morfologia dos vales fluviais presentes entre os principais divisores no baixo curso da bacia do rio Goiana.



Fonte: A autora (2024).

Os vales fluviais presentes na área de estudo apresentaram padrões diferenciados, ora simétricos, ora mais assimétricos. A forma transversal dos vales está ligada às questões estruturais das rochas. Quando os vales em V estão mais presentes na paisagem, isso pode indicar fraquezas verticais, que incidem nos processos de incisão fluvial. Por outro lado, quando os vales são mais alargados e de fundo chato, são indicativos de que os rios não apresentam competência para incidir o talvegue, devido a alguma barreira geológica, geomorfológica ou antrópica. Nesses casos, o trabalho do rio ocasiona a erosão das margens (Magalhães Júnior, Barros, Lavarini; 2020). Ainda na área de estudo, é importante discutir esse padrão de dissecação diferenciado dos vales, presentes nos divisores do rio Goiana, sobre uma mesma litologia sedimentar, observa-se padrões diferentes em sua morfologia, na amplitude altimétrica e no entalhamento fluvial (Figura 47).

Figura 47 - Morfologia dos vales fluviais no baixo curso da bacia do rio Goiana.



Fonte: A autora (2024).

Percebe-se na ilustração da figura 47 a morfologia dos vales da área de estudo. Os polígonos em amarelo, indicam os vales mais dissecados presentes na margem direita do divisor, e os vales menos dissecados da margem esquerda do divisor, o polígono em vermelho indica um trecho do divisor da margem esquerda, sendo mais rebaixado e menos amplo do que os trechos a montante. Essa diferença entre os vales dos divisores corrobora a discussão sobre um possível soerguimento sofrido pelo divisor do Goiana com o Abiaí, o que, consequentemente, torna o relevo mais rejuvenescido em áreas de topografia rebaixada.

O soerguimento contribuiu para o aumento da declividade, exibindo vales mais escavados em canais de baixa competência para esse entalhe fluvial como o caso do rio Mucatu, riacho Farias e Riacho da Pitanga. Isso implica dizer que os divisores em ambas as margens sofreram tempos distintos de morfogênese, onde o possível soerguimento do setor a norte do Goiana, pode evidenciar uma tectônica mais recente na área de estudo.

5.3.3 Avaliação das anomalias e dos rearranjos de drenagem na morfogênese fluvial

Os canais fluviais são sensíveis às mudanças impostas na paisagem, sejam elas causadas por condicionantes climáticos, estruturais, tectônicos ou antrópicos, que contribuem para a evolução dos sistemas fluviais. O entendimento da configuração dessas redes de drenagem é essencial para a interpretação evolutiva da paisagem geomorfológica e, nesse sentido, os

estudos sobre os mecanismos que modelam o relevo identificam um papel preponderante dos canais fluviais. Diante disso, a análise da rede de drenagem na área de estudo busca investigar o ajustamento dos canais a partir dos padrões de drenagem, trechos anômalos e possíveis rearranjos como respostas às mudanças que foram impetradas nesses sistemas fluviais.

Quanto aos padrões de drenagem observados, foi possível identificar uma predominância do padrão dendrítico, que corresponde a segmentos da drenagem em diversas direções, cujas confluências formam angularidade mais suavizada, na maioria dos casos, esse padrão é mais controlado pela estrutura subjacente e por ambientes de litologia homogênea. Em alguns topos dos tabuleiros, que se comportam como domos, foi identificada uma drenagem do tipo radial. Também foi percebida a presença de drenagens paralelas na área de estudo, principalmente associados a um canal encaixado em falhas e lineamentos, onde a drenagem se comporta paralelamente entre si até a sua confluência no mesmo canal retificado (Figura 48).

A área de estudo apresentou muitos trechos de canais retilíneos. Na figura 48, os trechos em amarelo, indicam o encaixe dos canais fluviais em falhamentos ou lineamentos que podem ser condicionados por movimentos tectônicos ou pelo marcante controle estrutural na área de estudo. Esses trechos são normalmente curtos, e tanto o leito quanto as margens apresentam características homogêneas que favorece uma resistência igual aos processos de erosão. Os canais na margem direita, que já deságuam no rio Goiana, próximos ao rio Megaó, estão encaixados em falhas transversais à falha do Goiana, por isso as formas retilíneas (Figura 49).

Os segmentos retilíneos nos setores próximos ao rio Itapirema, e o rio Guabiraba, apresentam um condicionamento desses trechos anômalos às superfícies tabulares que seguem um direcionamento regional. Já os trechos retilíneos na coloração preta indicam canais modificados por atividades antrópicas, principalmente para favorecer o cultivo da cana-de-açúcar, estando localizados na planície do rio Abiaí, dos rios Capibaribe-Mirim, Tracunhaém e Goiana. Esses canais retificados foram modificados e redirecionados para outros setores, alterando o equilíbrio fluvial, a velocidade do fluxo e a carga sedimentar.

As inflexões que ocorrem em um canal são uma evidência importante de modificações no nível de base, geralmente associadas à presença de *knickpoints*. Essas inflexões marcam mudanças bruscas no direcionamento dos canais, associadas principalmente a questões estruturais e tectônicas.

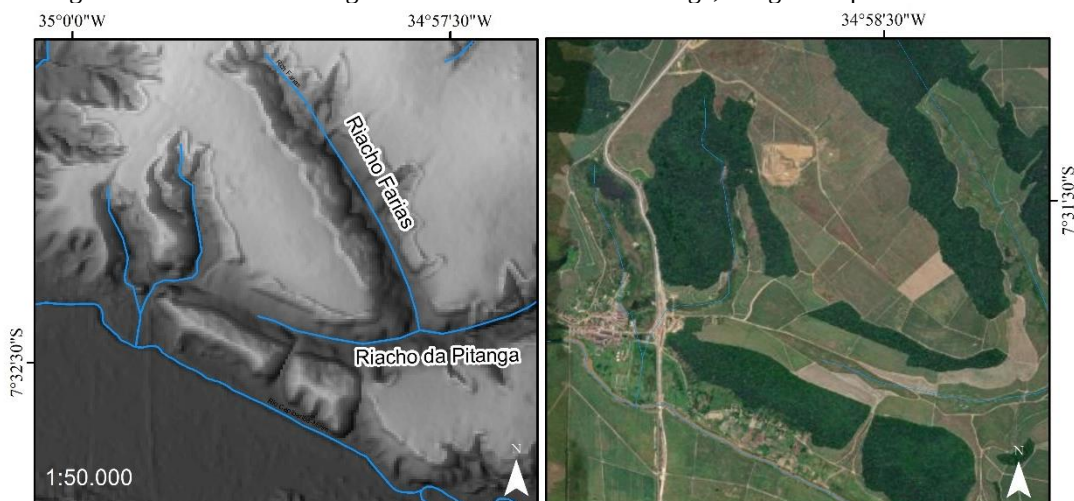
Figura 49 - Afluente do rio Goiana retificado por falhamento na margem direita.



Fonte: A autora (2024).

A inflexão do riacho Engenho Velho, localizado na bacia do Abiaí, assim como as inflexões ocorridas no riacho da Pitanga e no rio do Galo, pode indicar um desvio da drenagem devido ao possível basculamento nesses setores. Especificamente sobre o riacho da Pitanga, observa-se que seu setor de cabeceira, foi desconectado do trecho a jusante, no qual a inflexão seguiu em direção ao trecho de falha no rio Capibaribe-Mirim (Figura 50). O basculamento causado nesse setor e a consequente alteração no nível de base são uma possível explicação para a mudança na direção desse canal de cabeceira. Outro indicativo de movimentação tectônica é que o canal denominado de riacho da Pitanga, não apresenta competência para entalhar a dimensão do vale atual.

Figura 50 - Trecho de drenagem anômala do riacho da Pitanga, margem esquerda do divisor.



Fonte: A autora (2024).

Quanto aos rearranjos de drenagem, devido ao divisor do Goiana apresentar, em ambas as margens, alguns trechos de moderada a forte assimetria, com uma direção preferencial de

migração que contribui para o processo de ampliação desses divisores no setor do baixo curso, isso corrobora para a observação de áreas suscetíveis à ocorrência de capturas fluviais.

O primeiro indício é o intenso processo de dissecação por erosão remontante nessas áreas, delimitadas por um círculo como zonas de possíveis capturas na figura 48. Outro indício é que, nesses setores, o divisor se apresenta tênue, bastante estreito em relação às cabeceiras de drenagens em ambos os lados do divisor. Por fim outro indício é alguns canais perpendiculares ao divisor já denotam que ultrapassaram e erodiram os limites de seus vales.

Ainda na figura 48, observa-se um trecho de possível corte na drenagem e reversão do fluxo. Esse trecho apresenta forte evidência morfológica do soerguimento desse divisor (Figura 51). Os canais fluviais, antes do soerguimento, fluíam em direção à planície do rio Goiana, após o soerguimento, esses canais foram cortados abruptamente, redirecionando seu fluxo em direção contrária, seguindo as mudanças na declividade e no nível de base.



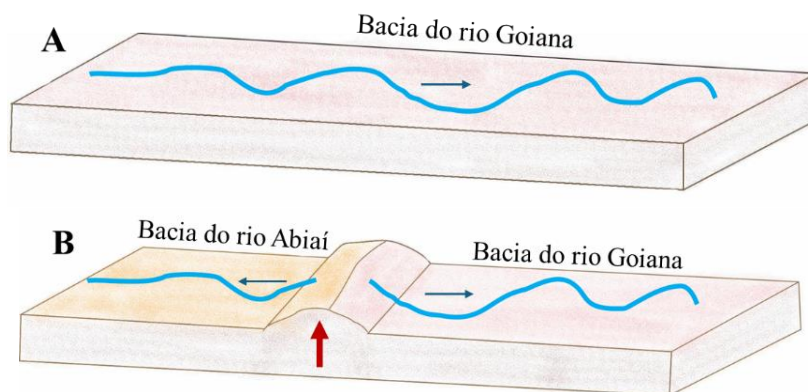
Fonte: A autora (2024).

Nesse sentido ocorre a reversão da drenagem (Figura 52). Isso demonstra que o rio não obteve competência de incidir sobre a estrutura. Pela morfologia dos canais e das cabeceiras, é possível corroborar as evidências de possíveis movimentações tectônicas que soergueram este setor, pois são áreas marcadas por baixos divisores e dimensões desproporcionais das cabeceiras de drenagem (Figura 53A), da calha fluvial e de seus vales fluviais a jusante.

Os cursos fluviais nessas áreas perdem seu fluxo, pois um novo nível de base é criado e a necessidade de ajustamento do canal. Na imagem, é evidente a presença das cabeceiras incipientes, em terreno plano, com divisor em mesmo nível altimétrico (Figura 53B). É possível que, durante a reversão, essas áreas em voltam da cabeceira de drenagem tenham sido inundadas

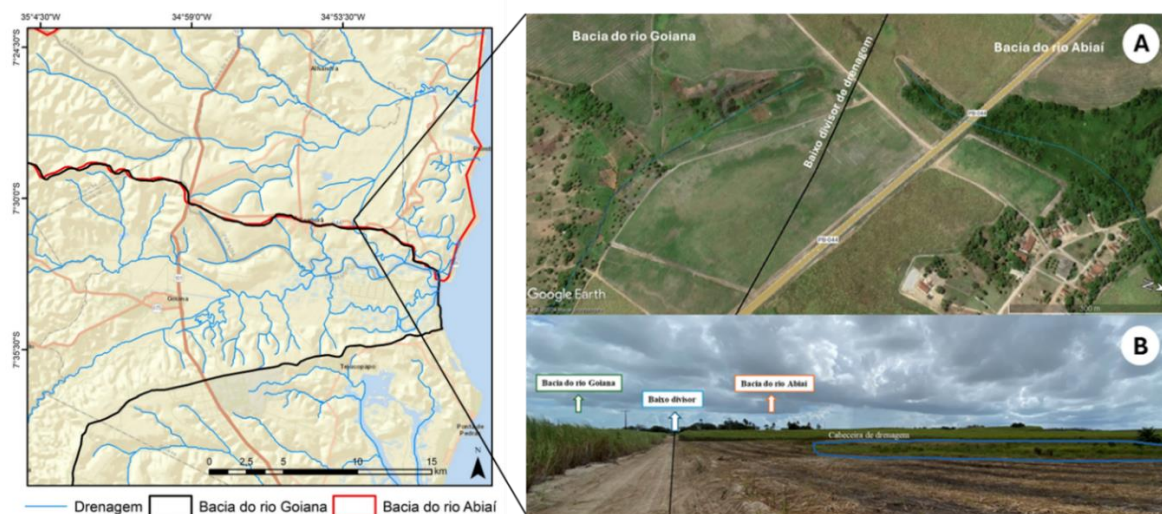
por um certo tempo, depositando sedimentos que registram este momento. No entanto, devido ao cultivo de cana-de-açúcar, o terreno foi recorrente e intensamente alterado, o que dificulta encontrar depósitos preservados.

Figura 52 - Ilustração do processo de reversão da drenagem, A – antes e B – depois.



Fonte: A autora (2024).

Figura 53 - A: Vista de cima do trecho desconectado; B: evidências do baixo divisor e da cabeceira desproporcional do riacho Camocim na bacia do rio Abiaí.



Fonte: A - Google Earth (2020); B - A autora (2024).

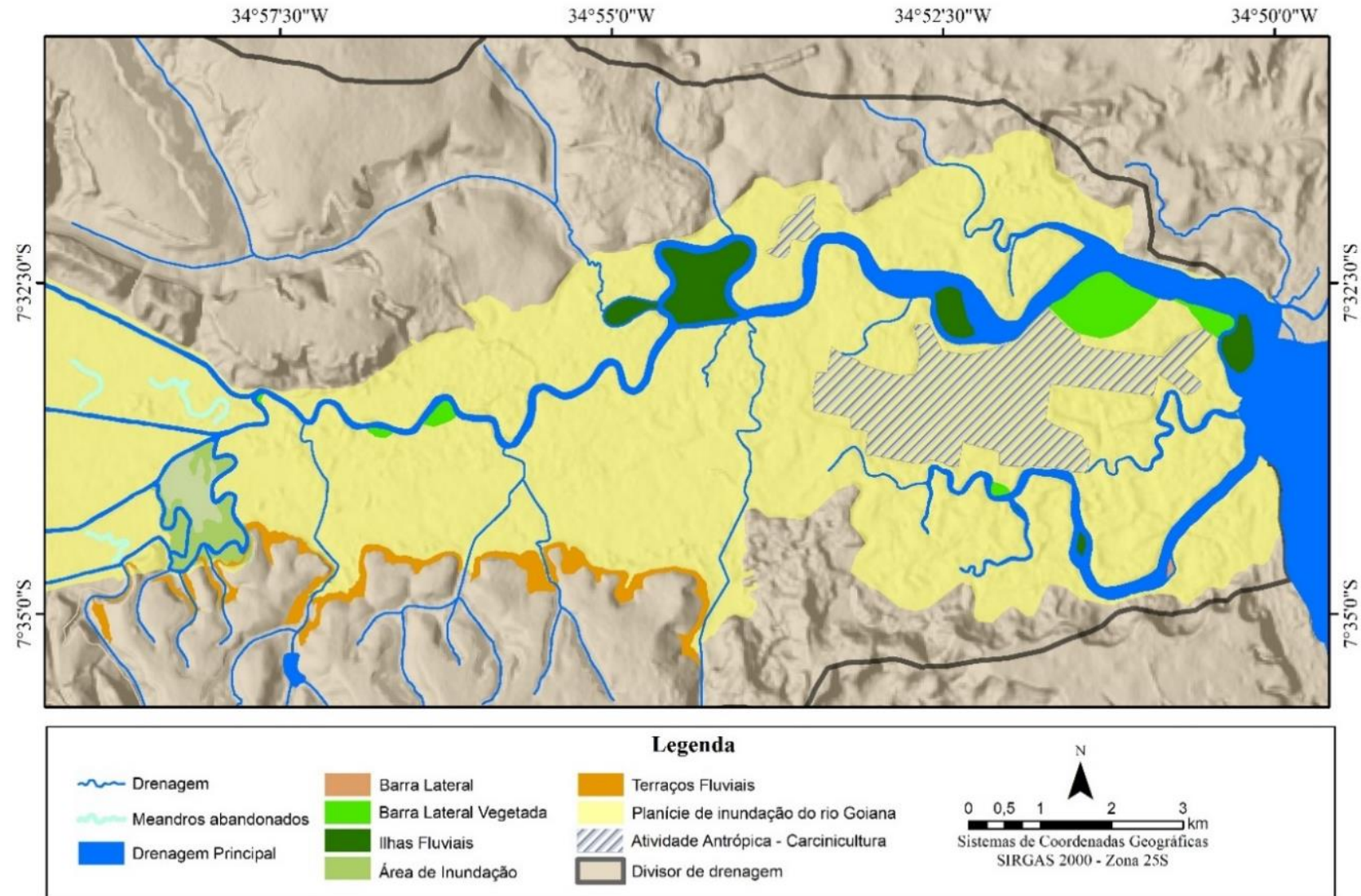
5.3.4 Formas e processos fluviais da planície do rio Goiana

A planície flúvio-marinha do rio Goiana é uma extensa área de terras baixas, sobrepostas ao *graben* do Goiana, formado pelo basculamento dos blocos na margem continental, o que deixou exposta uma depressão alongada e de fundo plano na paisagem. Após sucessivos processos de acumulação de sedimentos continentais e marinhos, a planície do rio Goiana se desenvolveu, com cotas altimétricas inferiores a 10 metros. Sua foz, em estuário, é testemunho dos diversos processos relacionados à dinâmica fluvial, assim como costeira (Figura 54).

O rio Goiana possui uma extensão de aproximadamente 16 km, surgindo a partir da confluência dos rios Capibaribe-Mirim e Tracunhaém. Seu vale possui uma morfologia ampla de configuração lateralmente não confinada com planícies de inundação contínuas, estando totalmente inserido em um relevo de planície com leito aluvial e predomínio dos processos de aggradação. No geral, em leitos aluviais, os processos de erosão e deposição acontecem mais rapidamente, tanto no leito quanto nas planícies, sendo a vegetação um fator de retardo para esses processos, o que contribui para a estabilização da erosão marginal.

Devido à sua sinuosidade, o canal do Goiana caracteriza-se como meandrante, como é possível observar na figura 54. Esse padrão, sobretudo em leitos aluviais, possibilita a erosão das margens côncavas, onde os fluxos convergem, e a deposição nas margens convexas, devido à divergência dos fluxos e consequente redução da energia. Esse processo contribui tanto para as formas sinuosas quanto para possíveis migrações do canal ao longo do tempo.

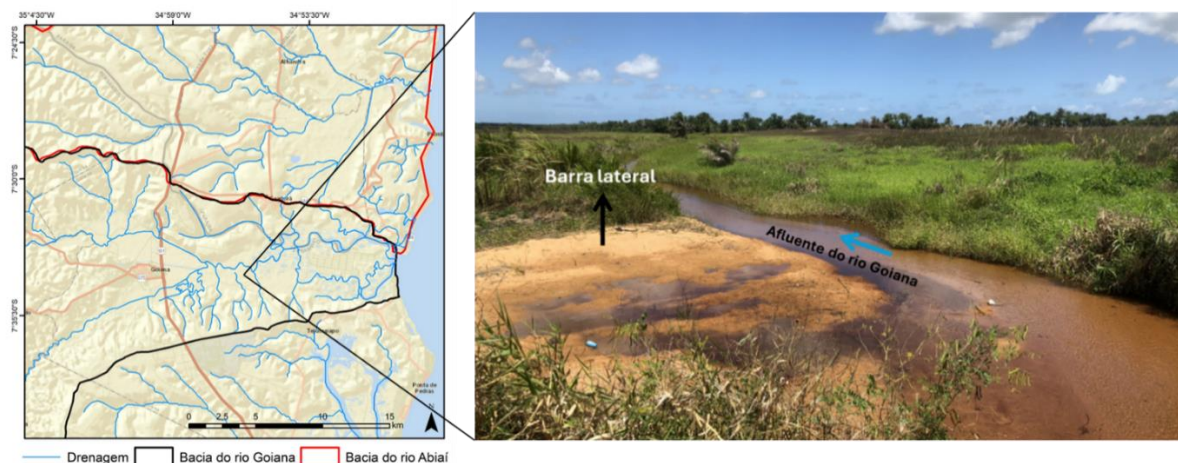
Figura 54 - Mapeamento de detalhe da planície do rio Goiana.



Fonte: A autora (2024).

Segundo Magalhães Júnior, Barros e Cota (2020), esse padrão meandrante ocorre devido aos movimentos do fluxo helicoidal, que aumentam a velocidade na proporção da curvatura do leito. A formação das barras laterais, ou barras em pontal, ocorre em consequência desse movimento, que gera a acresção lateral e suspensão do material sedimentar, geralmente areia e cascalho, para as planícies, deixando-os fora dos canais, sejam do rio Goiana e dos seus afluentes (Figura 55).

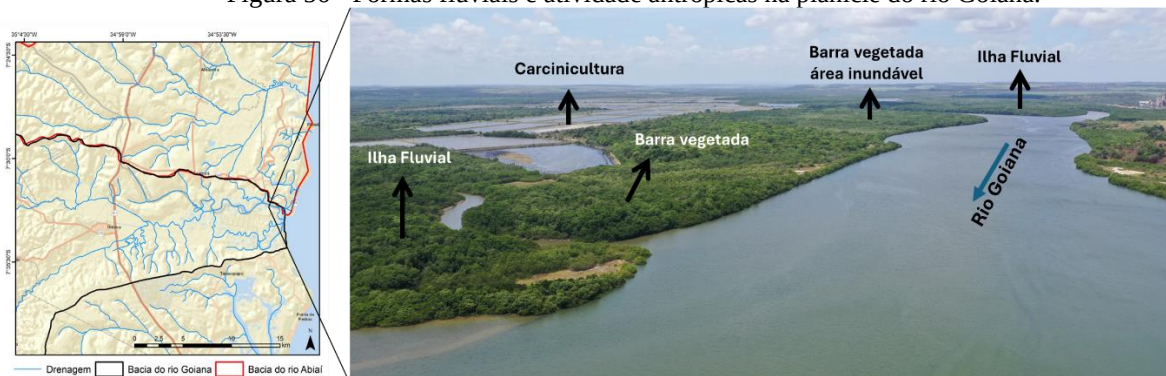
Figura 55 - Barra lateral do afluente do rio Goiana na margem direita. Tejucupapo, Goiana/PE.



Fonte: A autora (2024).

Na área de estudo, visualiza-se a presença dessas barras de acresção lateral, que em sua maioria estão vegetadas, proporcionando maior estabilidade e impedindo que as correntes de fluxo “destruam” essas formas. No geral, são ativas e de sedimentação recente, a depender do regime de fluxo. A presença dessas barras, indica uma menor competência e capacidade do transporte fluvial diante da carga sedimentar nessas áreas. Frente à relação dos processos de erosão, transporte e deposição, também é possível evidenciar a existência das ilhas fluviais, caracterizadas por sua maior resistência aos processos de mobilidade e por serem ambientes de deposição mais estáveis, sobretudo pela presença da vegetação densa e por materiais mais argilosos (Figura 56).

Figura 56 - Formas fluviais e atividade antrópicas na planície do rio Goiana.



Fonte: A autora (2024).

Na planície ocorre uma multiplicidade de canais que convergem em direção ao rio Goiana. Alguns desses afluentes não concordam com formas sinuosas, sendo retificados por controle de falhamentos (Figura 57A), e alguns canais são retificados pelo trabalho antrópico na área de estudo (Figura 57B). Devido a esse fator, observam-se alguns meandros abandonados que podem ocorrer naturalmente, devido à migração de canais e possível abandono de parte do segmento na planície, assim como pelo processo de retificação antrópica, em que os trechos meandantes foram abandonados, como é possível observar no mapeamento da figura 54.

Figura 57 - A – Trecho do rio Tracunhaém sobre um falhamento, B – canal retificado pela ação antrópica na margem direita do rio Tracunhaém.



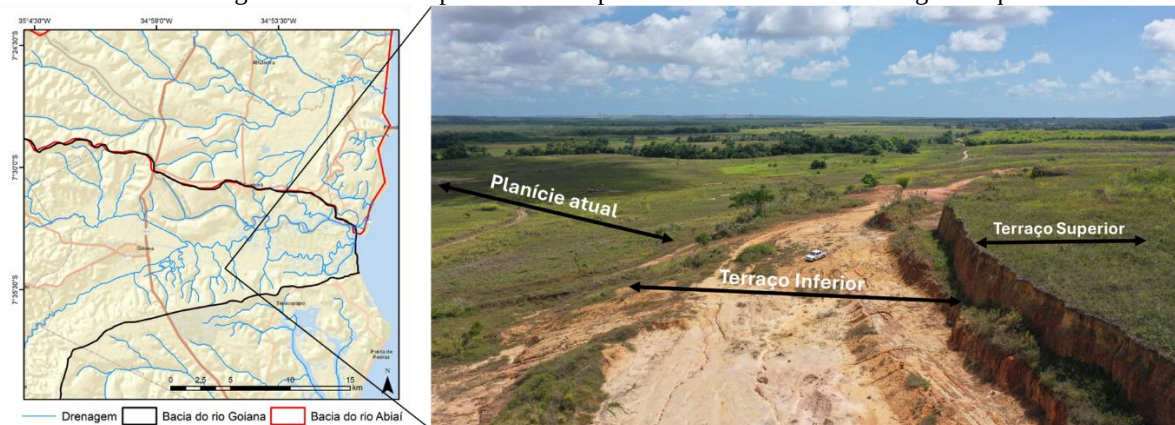
Fonte: A autora (2024).

Observam-se também trechos abandonados e áreas de inundações, com características de pântano, em que a vegetação impede uma melhor visualização. Contudo, percebe-se que é um ambiente de águas paradas, que possivelmente, nos maiores *inputs* de precipitação, volta a receber fluxo, inundando a planície em diversos pontos. A vegetação é densa na planície do rio Goiana, caracterizada pela presença de manguezal, restingas e uma diversidade de ecossistemas. O rio Megaó, juntamente com o rio Goiana, compõe uma Área de Proteção Ambiental Estuarina (APA), contudo, nota-se a marcante área destinada à carcinicultura, como é possível visualizar na figura 56.

Na área de estudo, foram encontrados, em sua margem direita, a presença de terraços fluviais no sopé das encostas, que evidenciam eventos pretéritos de sedimentação, bem como a migração dos canais que circundam a planície do rio Goiana. Eles são formados sobre diferentes contextos de variações geológicas e climáticas, que impactam diretamente a intensidade da energia do fluxo responsável pelo abandono desses terraços na paisagem e que evidenciam um antigo setor de planície nessas áreas.

Esses terraços são encontrados margeando a planície do rio Goiana, com pouca diferença altimétrica em relação ao nível da planície de inundação atual. São áreas que exibem um caimento suave em direção ao centro, comportando-se como rampas que se conecta com as vertentes superiores e indicam níveis deposicionais que possivelmente foram gerados pelas migrações de canais fluviais, e pelos processos relacionados à encosta (Figura 58). É Interessante relatar, no presente estudo, que a dificuldade em encontrar terraços na margem esquerda, pode ser explicada pela tectônica recente que soergueu este divisor, corroborando mais para a existência de formas deposicionais de leques aluviais que foram facilmente modificados pela dinâmica climática e antrópica local.

Figura 58 - Níveis deposicionais da planície do rio Goiana na margem esquerda.



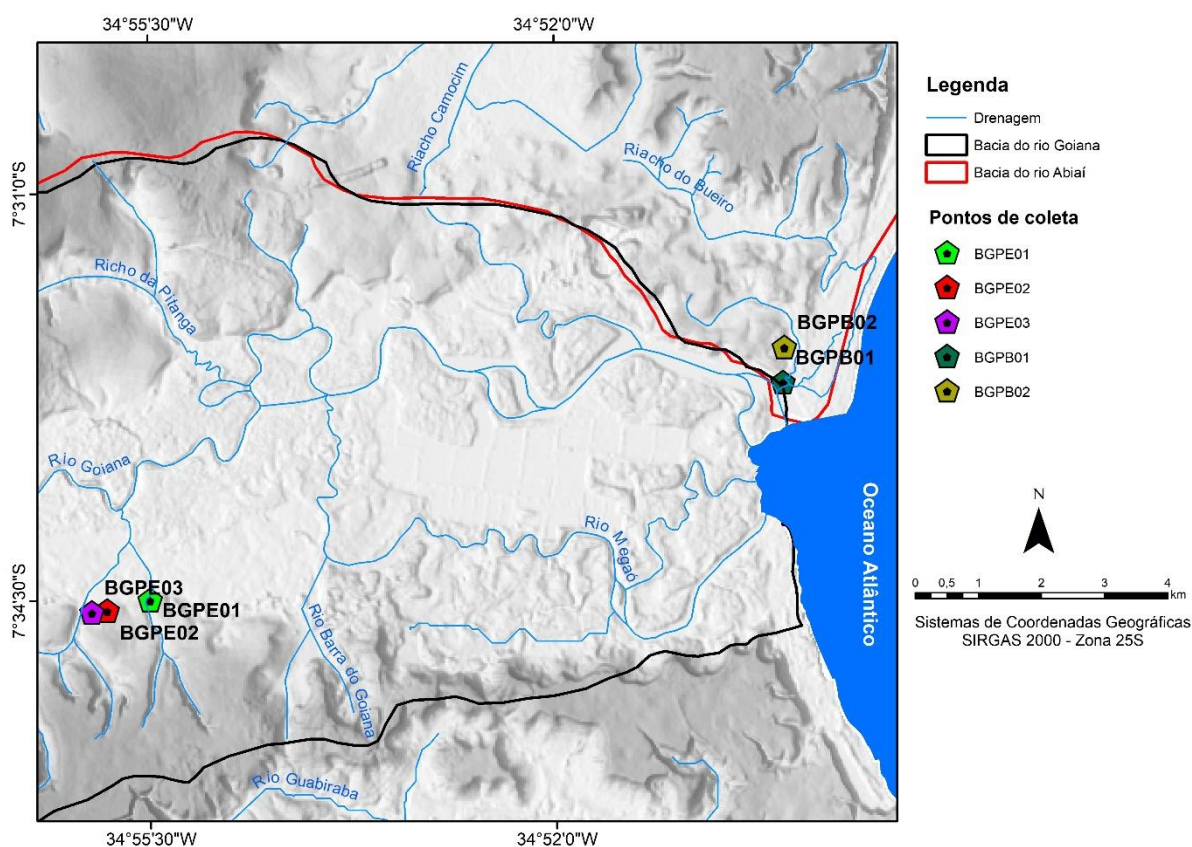
Fonte: A autora (2024).

Outro fator importante é que, devido ao intenso uso e ocupação da terra nessas áreas, torna-se mais difícil encontrar essas superfícies em perfeito estado na paisagem. Alguns patamares desses antigos terraços tornaram-se cortes de estradas para serviços, sobretudo do plantio de cana, enquanto outros são degradados para extração de areia. Mesmo assim, alguns ambientes deposicionais que evidenciam a presença desses terraços foram encontrados e suas características sedimentológicas serão discutidas no tópico seguinte.

5.4. MORFOESTRATIGRAFIA E RECONSTRUÇÃO DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS DO BAIXO CURSO DO RIO GOIANA

Foram coletadas 10 amostras em cinco perfis nos limites entre os divisores da bacia hidrográfica do rio Goiana em seu baixo curso (Figura 59). Nesse ambiente, ocorre um estreitamento da bacia hidrográfica, o que é possível observar feições deposicionais advindas das vertentes e dos canais fluviais, ficando exposta, em cortes de estradas, a presença desses depósitos coluviais/aluvionares oriundos da migração dos canais e de fluxos de encostas. Isso contribui para entender a dinâmica geomorfológica local e os possíveis eventos tectônicos e climáticos que ocorreram e contribuíram para mudanças no baixo curso e na relação entre os canais fluviais e as bacias hidrográficas adjacentes.

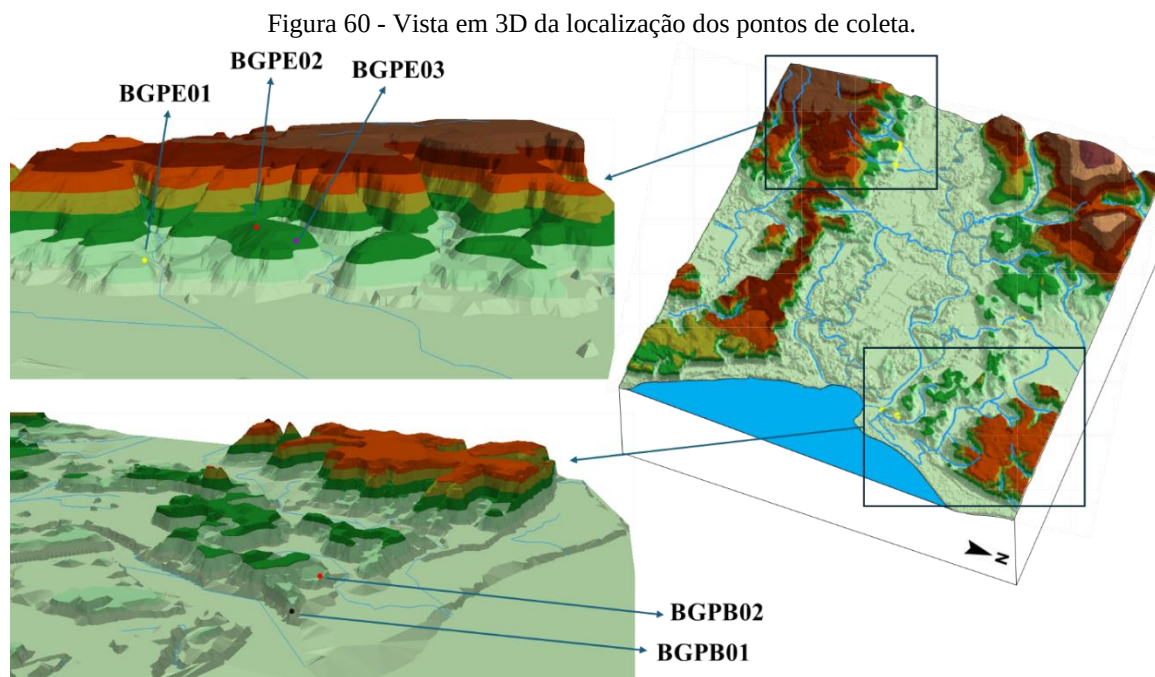
Figura 59 - Localização dos pontos de coleta na área de estudo.



Fonte: A autora (2024).

As amostras foram coletadas em depósitos de origem fluvial e coluvial, localizadas em duas áreas limítrofes entre os divisores da bacia hidrográfica do rio Goiana. Os perfis BGPE01, BGPE02 e BGPE03, estão localizados a sudoeste da área de estudo, no divisor da margem direita, em formações de terraços fluviais associados com processos de encostas. Os perfis

BGPB01 e BGPB02 estão localizados sobre o divisor rebaixado na margem esquerda (Figura 60), mais próximos da desembocadura do rio Goiana. A área apresentou dificuldades em encontrar depósitos sedimentares preservados devido às intensas atividades antrópicas, que causam a presença de depósitos remexidos e de difícil visualização nas atividades de campo.

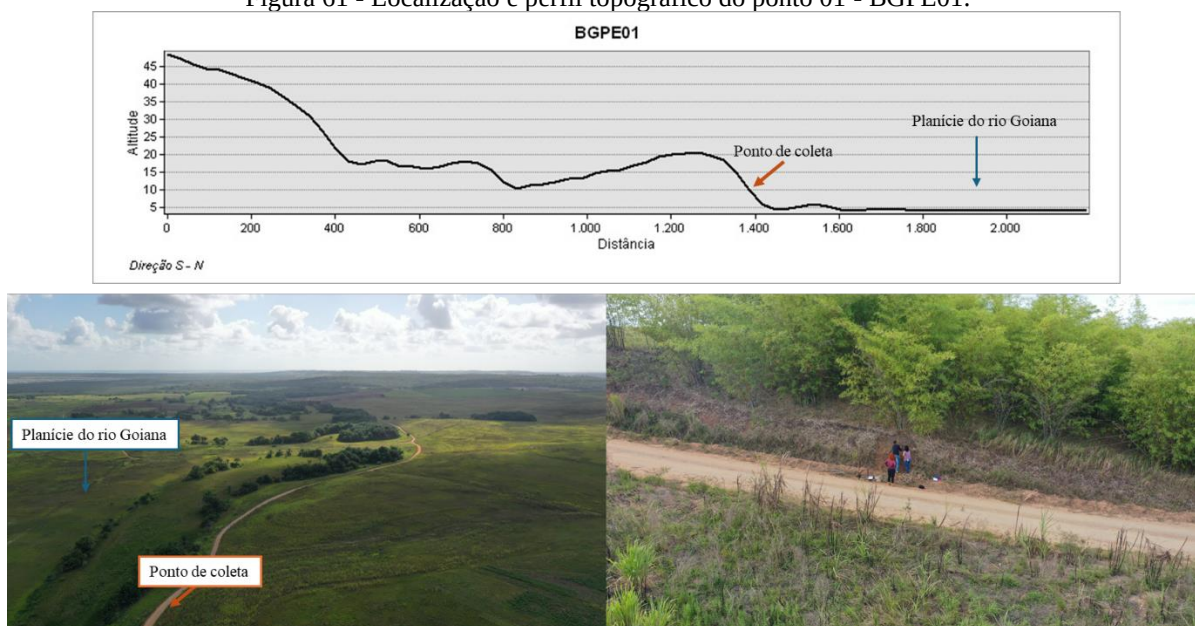


Fonte: A autora (2024).

5.4.1 Perfil 01 - BGPE01 - Divisor de drenagem da margem direita

O depósito está localizado nas coordenadas 7°34'29.70" de latitude sul e 34°55'29.84" longitude oeste, a uma altitude de 10 metros, em um corte de estrada de terra, próximo à planície de inundação do rio Goiana (Figura 61). O perfil está estruturado sobre sedimentos da Formação Barreiras, em áreas de contato com os Depósitos Aluvionares, sob o domínio do Planalto Sedimentar Litorâneo, com morfologia de Tabuleiros dissecados, em áreas de baixa encosta com declividade moderada entre 8 e 20%, apresentando-se como um primeiro terraço conectado com a planície do rio Goiana.

Figura 61 - Localização e perfil topográfico do ponto 01 - BGPE01.

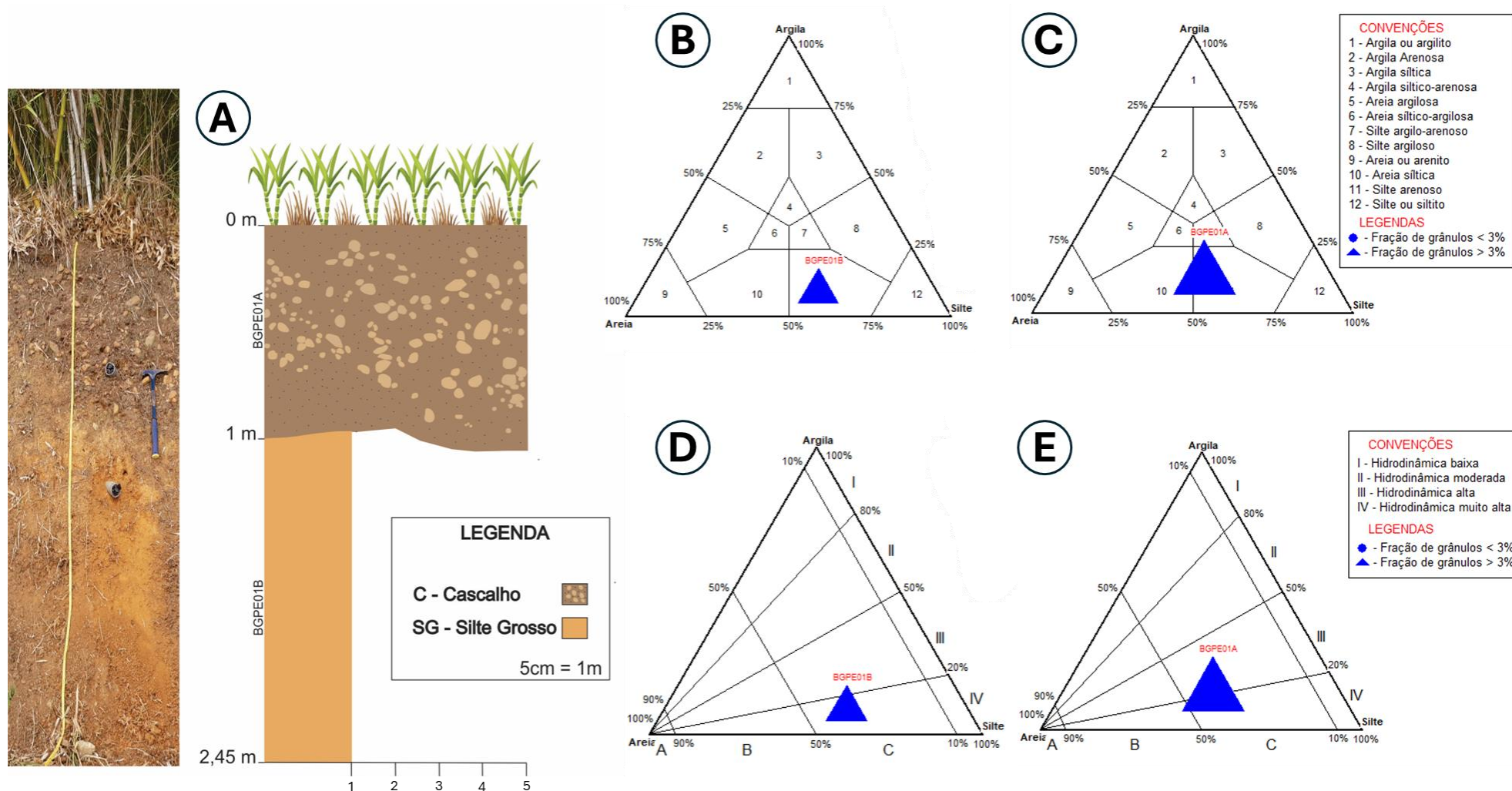


Fonte: A autora (2024).

O depósito possui uma espessura de 2,45 metros, com dois níveis deposicionais bem definidos. O primeiro possui uma espessura de 1 metro e uma cor marrom-escuro. Logo abaixo, encontra-se o segundo nível, com 1,45 metros de coloração marrom-claro, estruturado sobre material de granulometria mais fina. No topo do depósito, é possível evidenciar a presença de matéria orgânica e o cultivo da cana-de-açúcar (Figura 62A).

Quanto à análise de Pejrup (1988) (Figura 62 B e C) e Shepard (1954) (Figura 62 D e E), para o nível deposicional encontrado na amostra BGPE01A, o depósito apresenta-se como uma cascalheira matriz-suportada de granodecrescência ascendente. Observa-se a predominância de uma matriz com sedimentos de areia siltica e silte arenoso e uma hidrodinâmica de alta a muito alta, onde os clastos estão envolvidos por material mais fino e raramente se tocam, o que também denota uma maior competência dos fluxos operantes, com a presença de bastante água durante o processo. Para o nível deposicional BGPE01B, os grãos apresentam-se, no diagrama de Shepard e Pejrup, como silte arenoso e uma hidrodinâmica muito alta. Apesar da presença de bastante água durante o processo, a maior quantidade de silte indica uma diminuição da energia no decorrer do transporte.

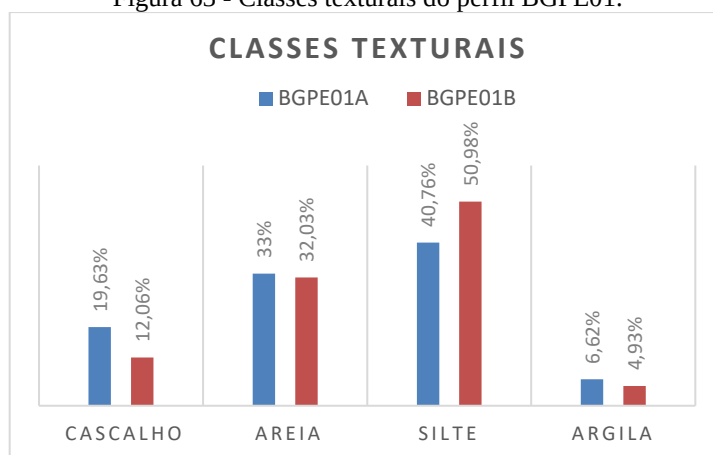
Figura 62 - Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B e C) e diagramas de Pejrup (D e E) do perfil BGPE01.



Fonte: A autora (2024).

A partir da classificação de Folk e Ward (1957), as classes de textura do perfil BGPE01 indicaram uma maior presença de silte nos dois níveis deposicionais. Para a amostra BGPE01A, 40% correspondem ao silte, 33% à fração areia, 19% ao Cascalho e 6% a argila. Na amostra BGPE01B, 50% indicam a fração de silte, 32% de areia, 12% de cascalho e 4,9% de argila (Figura 63). O tamanho médio das partículas da amostra BGPE01A foi classificado como areia muito fina, enquanto na amostra BGPE01B como silte grosso.

Figura 63 - Classes texturais do perfil BGPE01.



Fonte: A autora (2024).

Alguns parâmetros estatísticos importantes, segundo Folk e Ward (1957), incluem o grau de seleção dos sedimentos, que se refere a uma medida de dispersão da amostra e analisa a distribuição do tamanho dos grãos. Sedimentos bem selecionados indicam que os grãos apresentam pouca variação nos valores granulométricos. Para a amostra BGPE01A, a seleção indicou grãos extremamente mal selecionados, enquanto para a BGPE01B os sedimentos foram muito pobremente selecionados, o que indica uma maior diferença entre as distribuições de tamanho dos grãos presentes nesse perfil. Isso pode estar atrelado a possíveis mudanças no transporte, um fluxo de detritos para os sedimentos, da base e um transporte fluvial no topo.

A assimetria é outro dado estatístico que permite estabelecer uma relação entre os valores das medidas de tendência central dos grãos presentes na amostra. Quando esses valores são iguais, ocorre uma simetria na distribuição, para assimetria negativa, há uma acentuação da cauda para sedimentos mais finos, e para uma assimetria positiva, ocorre um predomínio da cauda e os grãos mais grossos. Para o perfil analisado, a amostra do topo BGPE01A apresenta grãos aproximadamente simétricos, enquanto a amostra da base BGPE01B apresentou uma assimetria muito negativa, o que indica a presença de grãos mais finos (Tabela 07).

Tabela 7 - Parâmetros estatísticos do perfil BGPE01- (Folk e Ward,1957).

AMOSTRAS	MÉDIA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
BGPE01A	4,905 Areia muito fina	4,127 Extremamente mal selecionado	0,03919 Aproximadamente simétrica	0,6779 Platicúrtica
BGPE01B	4,905 Silte grosso	3,398 Muito pobremente selecionado	-0,8209 Muito negativa	0,576 Muito platicúrtica

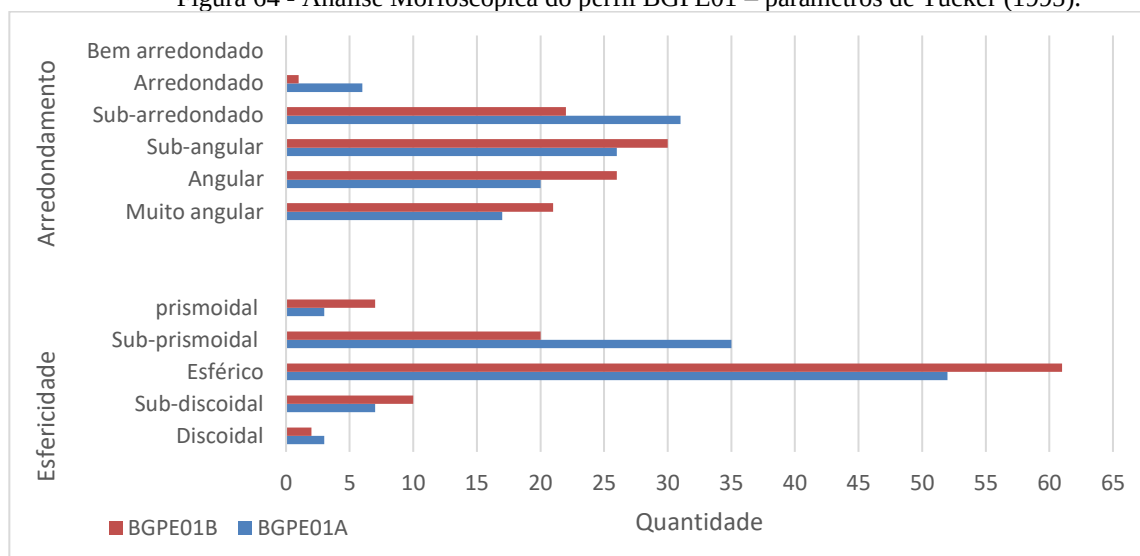
Fonte: A autora (2024).

Quanto à curtose, que mede o grau de achatamento de uma curva de distribuição dos grãos em relação a uma curva de distribuição normal, no perfil BGPE01, a amostra BGPE01A é classificada como platicúrtica, indicando uma difusão de sedimentos grossos e finos, uma mistura de grãos. Já a amostra BGPE01B indicou uma curtose muito platicúrtica. Valores de curtose muito altos e muito baixos indicam que esse sedimento foi depositado sem perder as características da área fonte.

Segundo a análise morfooscópica desse depósito, conforme os métodos expostos por Tucker (1995), os sedimentos são constituídos essencialmente por variações de quartzo com grãos transparentes e brilhantes (Figura 64). Os dois níveis deposicionais são bastante heterogêneos quanto às formas apresentadas. Para a amostra BGPE01A, o grau de arredondamento exibe a maioria dos grãos como subarredondados, e quanto ao grau de esfericidade, são majoritariamente esféricos. Para a amostra BGPE01B, a maioria dos grãos, comportam-se como subangular e esférico.

As amostras desse depósito, apesar de apresentarem similaridades, a partir dos dados granulométricos demonstram diferentes processos na deposição desses sedimentos, para a amostra BGPE01A, o nível deposicional apresenta-se como uma cascalheira de deposição fluvial, com alta energia no sistema, o que exibe um material mais arredondado, compatível com o transporte fluvial. Para a amostra BGPE01B, devido às características apresentadas, trata-se de uma deposição de origem coluvial, a partir do fluxo de detritos, com uma diminuição da energia durante o transporte e a presença de grãos mais angulares. Esse material sofreu pouco retrabalhamento, devido também à sua proximidade com a área fonte.

Figura 64 - Análise Morfoscópica do perfil BGPE01 – parâmetros de Tucker (1995).

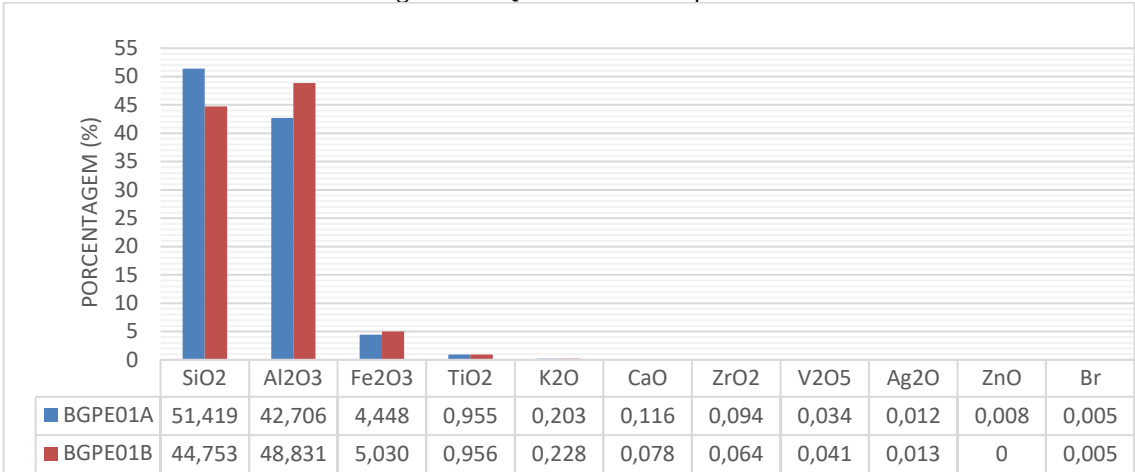


Fonte: A autora (2024).

Quanto aos resultados das análises geoquímicas dos sedimentos, como elementos móveis, as duas amostras indicaram uma alta concentração de Sílica (Si), uma baixa quantidade de Cálcio (Ca) e Potássio (K) e uma ausência, por exemplo, de Sódio (Na) e Magnésio (Mg). Para os elementos imóveis, as amostras desse perfil indicaram uma forte presença do Alumínio (Al) e Ferro (Fe), além de uma baixa expressividade de Titânio (Ti) e uma sutil presença de Zircônio (Zr) nas duas amostras (Figura 65). É importante ressaltar que esses elementos mais móveis são facilmente exauridos por processos pedogenéticos como a lixiviação, o que explica os valores mais baixos e a ausência de Ca, K, Mg e Na (Fonseca, 2018).

Quanto ao Ferro, percebe-se que na BGPE02B a concentração é um pouco maior, assim como a quantidade de Alumínio em comparação à amostra do topo BGPE01A, enquanto o teor de sílica é maior no topo BGPE01A, com mais de 50% de sua composição. Essa quantidade de sílica nas amostras pode indicar um material com pouco amadurecimento geoquímico, acentuado pelo deslocamento da fração argila através da eluviação e consequente acúmulo residual de frações mais grossas. Em contrapartida, a presença do Alumínio, que apresenta baixa solubilidade em água e é um importante componente dos materiais argilosos, indica que seu quantitativo aumenta em materiais mais intemperizados.

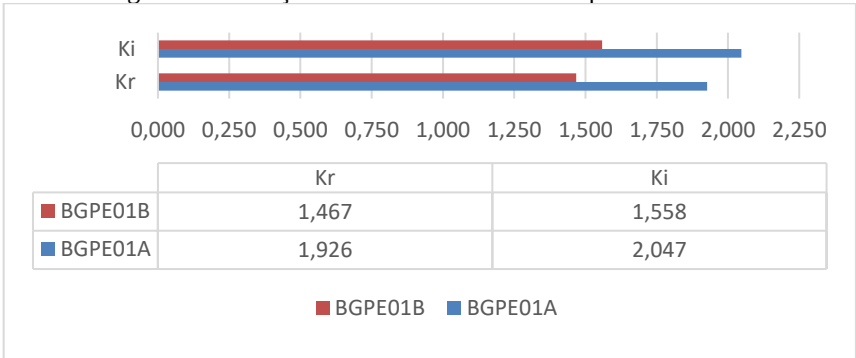
Figura 65 - Química Total do perfil BGPE01.



Fonte: A autora (2024).

A presença principalmente de Al e Fe nas amostras indica eventos deposicionais distintos. Para a amostra BGPE01A a quantidade de alumínio é inferior à amostra BGPE01B, o que aponta que a amostra da base está em estágio mais avançado de intemperismo. Isso é corroborado pelos índices Ki e Kr (Figura 66), que medem o grau de intemperismo das amostras. Os sedimentos serão mais intemperizados quando apresentarem valores menores de Ki e Kr, e menos intemperizados para valores maiores. Portanto, comparando as duas amostras, os sedimentos da base, são mais intemperizados, enquanto os sedimentos do topo apresentam Ki e Kr maiores, indicando que esse nível deposicional é menos intemperizado.

Figura 66 - Relações moleculares Ki e Kr do perfil BGPE01.



Fonte: A autora (2024).

Ainda conforme as análises geoquímicas dos sedimentos, um importante índice que avalia a extensão do intemperismo, segundo Fonseca *et al.*, (2024), é o índice de Ruxton (RI), que estabelece a partir da relação de perda de Sílica em comparação ao alumínio, indicados como elementos móveis e imóveis, respectivamente. Para as amostras desse perfil, o RI

calculado indicou valores muito próximos de 0 (Tabela 08), o que indica um forte intemperismo nessa área. A amostra da base BGPE01B, mesmo com pouca diferença, indica um nível deposicional mais intemperizado do que a amostra do topo BGPE01A, conforme é possível observar no gráfico binário de Ruxton (1968) (Figura 67A).

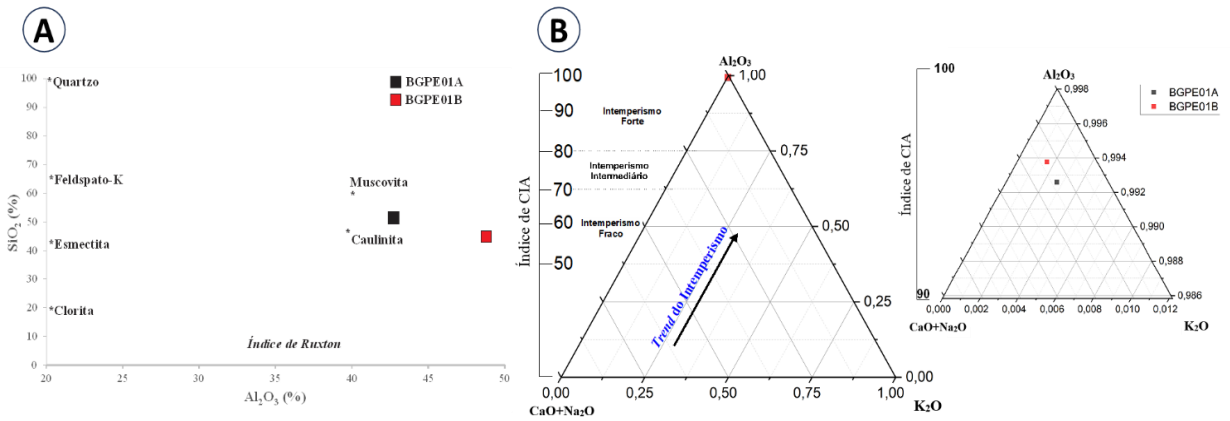
Tabela 8 - Índices geoquímicos do perfil BGPE01.

Amostras	Valores dos índices de intemperismo químico		
	RI	CIA	IOL
BGPE01A	1,204023	99,258	47,83
BGPE01B	0,916487	99,377	54,62

Fonte: A autora (2024).

O índice de CIA está de acordo com o RI, a partir da relação ternária entre o Al_2O_3 - $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, proposta por Nesbitt e Young (1982) (Figura 67B), que indica uma forte alteração química e alto grau de intemperismo devido aos valores elevados apresentados, conforme observado na tabela 08. A amostra da base BGPE01B também apresenta um valor de CIA alguns décimos acima em comparação com o topo BGPE01A, no entanto, ambos os níveis deposicionais são classificados como resultados de intensos processos de precipitação e significativa alteração química. O índice de alteração química sugere que os sedimentos passaram por mudanças durante o processo de deposição, ambos os valores estão acima de 90. As amostras não apresentaram valores de Na_2O e valores baixíssimos de CaO , ou seja, o intemperismo removeu totalmente o sódio e quase todo Cálcio, elementos facilmente lixiviados pelos processos químicos do intemperismo.

Figura 67 - Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPE01.



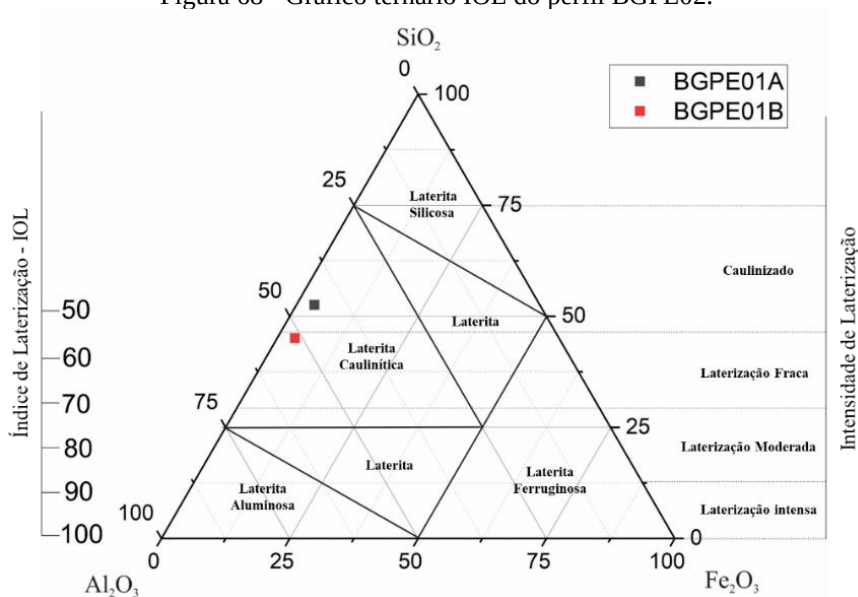
Fonte: A autora (2024).

O índice de Laterização (IOL), diferente do índice de CIA, utiliza a sílica no cálculo de análise e quantificação das fases de intemperismo. Para Babechuk *et al.*, (2014), apenas o CIA não consegue mensurar corretamente os estágios avançados de intemperismo químico, sendo necessário considerar as mudanças químicas em perfis de laterita. Ainda segundo o autor, durante o processo de lateritização, ocorre a dissolução de quartzo e caulinita e o acúmulo de óxidos de Fe são os principais fenômenos, resultando primariamente na redução de Si em relação ao Al e Fe no material intemperizado.

É importante entender que o IOL permite compreender a alteração progressiva *in situ* da rocha, identificando se esses sedimentos, diferentes da sua formação foram intemperizados e retrabalhados. Dessa forma, antes do limite da caulinitização, a Sílica é relativamente maior. Após a ocorrência o processo de dessilicificação, iniciam-se os estágios de laterização, que variam entre fraco, moderado e forte. Valores elevados de IOL correspondem a amostras com maiores concentrações de óxidos de Fe e Al e, consequentemente, mais intemperizadas (Figueiredo, 2019; Fonsêca *et al.*, 2024).

Para as amostras do perfil BGPE01, os valores de IOL indicaram 47,83 para a amostra do topo BGPE01A e 54,62 para a base BGPE01B, conforme observado na tabela 08. Esses valores indicam que ambos os níveis deposicionais foram retrabalhados e estão passando por processos intempéricos distintos. Na amostra do topo, devido à maior presença de Si, em comparação ao Al e Fe, ainda se encontra no processo de caulinitização. Já a amostra BGPE01B, apresenta-se no estágio de laterização fraca, devido ao aumento de Al e Fe em comparação a Si. O gráfico ternário SAF (SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3) (Figura 68) confirma essa observação.

Figura 68 - Gráfico ternário IOL do perfil BGPE02.



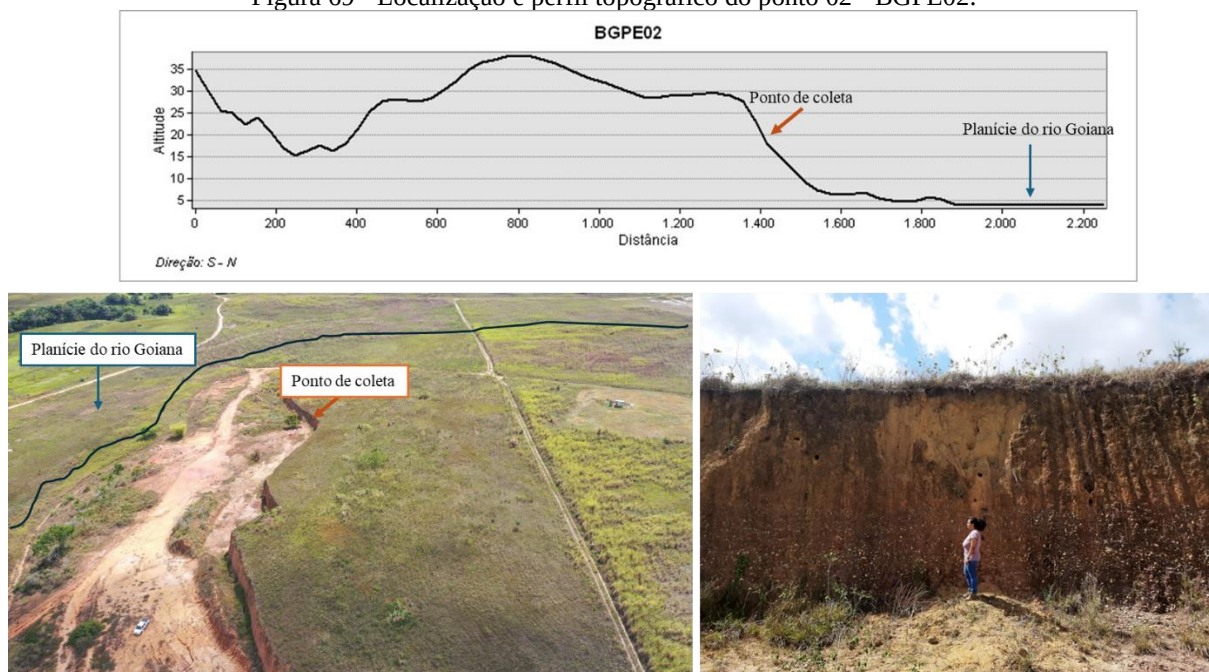
Fonte: A autora (2024).

Essas características geoquímicas corroboram a afirmação que o material passou por processos de transporte e retrabalhamento distintos. A amostra do topo BGPE01A, sendo um sedimento de origem fluvial, apresenta um grau de amadurecimento menor do que a amostra da base BGPE01B, um sedimento coluvionar depositado anteriormente, que vem sofrendo o processo de dessilicação e, conseqüentemente, uma laterização fraca. Apesar de a área de estudo apresentar um intenso processo de intemperismo, sobretudo no momento da deposição desses sedimentos, com bastante água no sistema.

5.4.2 Perfil 02 - BGPE02 – Divisor de drenagem da margem direita

Este depósito localiza-se nas coordenadas 7°34'35.00" de latitude sul e 34°55'52.00" de longitude oeste, a 20 metros de altitude (Figura 69), próximo ao primeiro perfil. No entanto ele não apresenta uma continuidade que visivelmente mostre uma ligação entre os depósitos. Está inserido no ambiente litológico da Formação Barreiras, sobre o domínio morfoestrutural do Planalto Sedimentar Litorâneo, com um relevo tabular dissecado, apresentando declividade mais acentuada entre 20 e 45%, a 300 metros de distância da planície de inundação do rio Goiana, localizado na média encosta.

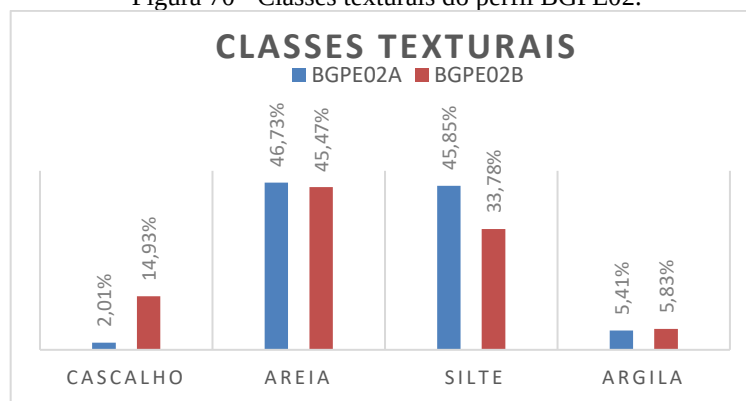
Figura 69 - Localização e perfil topográfico do ponto 02 - BGPE02.



Fonte: A autora (2024).

As classes texturais das amostras confirmam a maior presença de areia nos dois níveis deposicionais. Para o nível BGPE02A, as frações granulométricas correspondem a 46,73% de areia, 45,85% de silte, 5,41% de argila e 2,01% de cascalho, para o segundo nível BGPE02B, os valores correspondem a 45,47% de areia, 33,78% de silte, 14,93% de cascalho e 5,83% de argila (Figura 70).

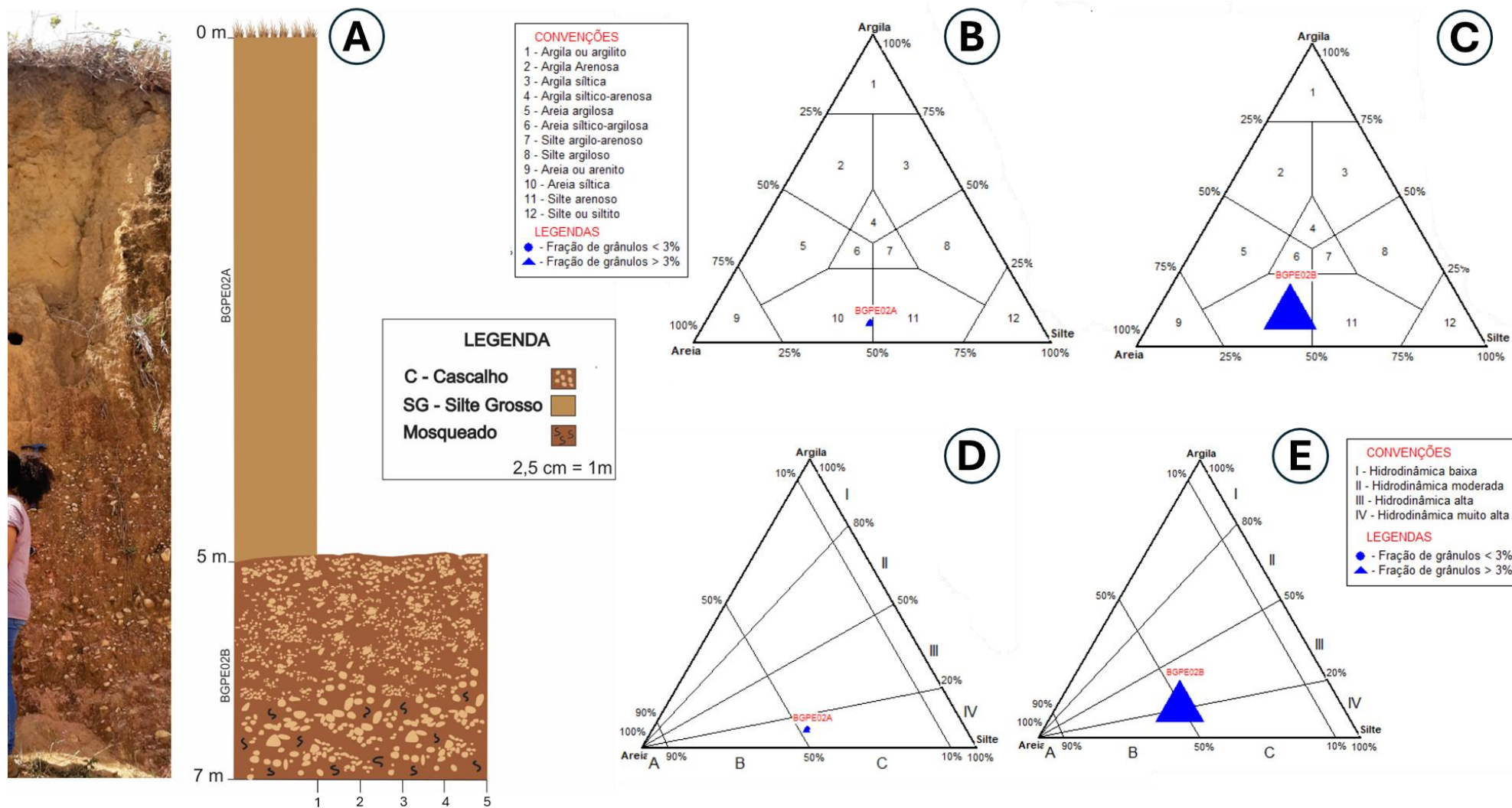
Figura 70 - Classes texturais do perfil BGPE02.



Fonte: A autora (2024).

O depósito possui uma espessura de 7 metros e apresenta dois níveis deposicionais. No topo, observa-se um material com coloração amarronzada de tonalidade clara, com sedimentos de granulometria fina. Abaixo desse nível encontra-se um material marrom de tonalidade mais escura, com presença de mosqueamento, ou seja, manchas de cor ferruginosa ao longo desse nível, associados à oxirredução do ferro, com presença de cascalheira matriz-suportada de granodecrescência ascendente na base desse perfil (Figura 71A). Segundo os diagramas de Shepard (Figura 71B e C) e Pejrurp (Figura 71D e E), observa-se para ambas as amostras seja do topo BGPE02A e da base BGPE02B, a presença de areia siltica, sendo que a primeira apresenta uma hidrodinâmica muito alta e a segunda uma hidrodinâmica alta a muito alta. Esses dados configuram eventos de grande energia, com presença de bastante água no sistema.

Figura 71 - Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B e C) e diagramas de Pejrup (D e E) do perfil BGPE02.



Fonte: A autora (2024).

Ambas as amostras apresentam valores elevados de areia e silte em sua composição. A seleção média dos graus indicou a granulometria da amostra BGPE02A é composta por silte grosso, enquanto a amostra BGPE02B, uma matriz com textura de areia muito fina, com presenças de clastos maiores suspensos sobre o material fino. O grau de seleção para ambas as amostras denota grãos muito pobremente selecionados, o que indica mudanças nos fluxos de energia desse sistema e, conseqüentemente, no transporte de diferentes tamanhos de grãos, característica de um depósito com baixo selecionamento das partículas depositadas (Tabela 09).

Tabela 9 - Parâmetros estatísticos do perfil BGPE02.

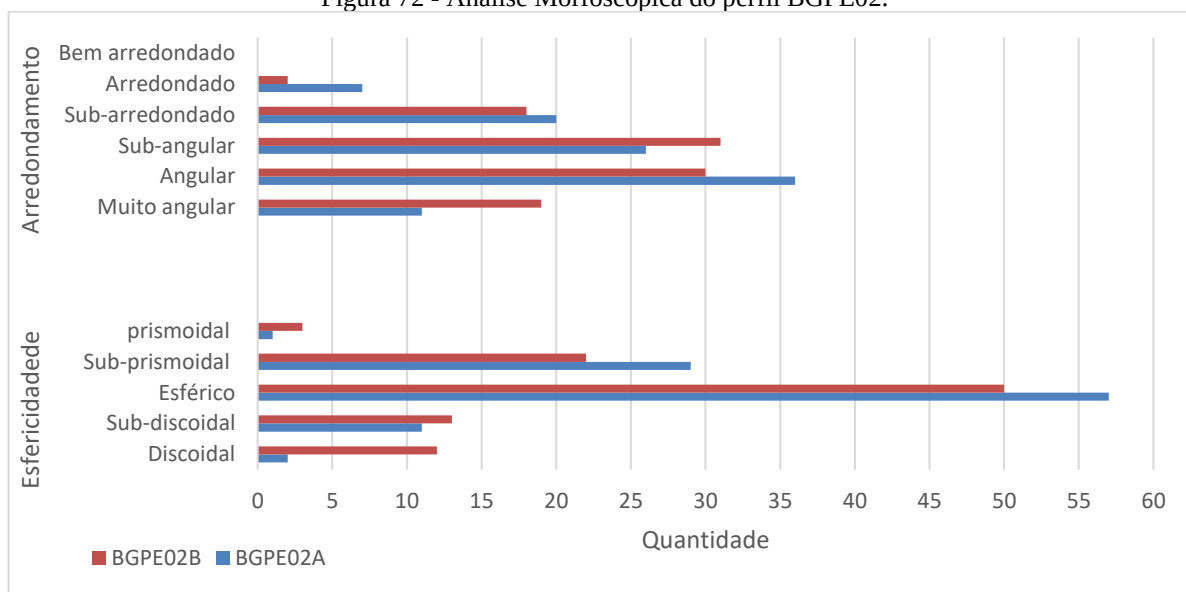
AMOSTRAS	MÉDIA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
BGPE02A	4,587	3,256	0,1139	0,8054
	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Positiva	Platicúrtica
BGPE02B	3,09	3,925	0,4295	0,7397
	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Platicúrtica

Fonte: A autora (2024).

De acordo com a tabela 09, a assimetria e a curtose das amostras indicaram, para o nível deposicional do topo (BGPE02A), uma assimetria positiva e curtose platicúrtica, para o nível da base (BGPE02B), a assimetria é muito positiva e a curtose também é platicúrtica. A assimetria indica uma acentuação dos grãos mais grossos no perfil e a curtose indica uma mistura na deposição de sedimentos mais finos e mais grossos. Esses valores demonstram que o material não sofreu muito retrabalhamento, estando próximos da área-fonte e apresentando um transporte unidirecional típico de ambientes de deposição fluvial.

No que diz respeito à análise Morfoscópica (Figura 72), para a amostra BGPE02A, observa-se grãos mais angulares a subangulares e um grau de esfericidade predominante esférico, já na amostra BGPE02B, o grau de arredondamento varia de subarredondando a angular, com predomínio de grãos esféricos. Ambos os níveis deposicionais são majoritariamente formados por grãos de quartzo, brilhantes e transparentes. Nenhuma das amostras apresentou grãos bem arredondados, o que é mais uma característica de pouco retrabalhamento e um transporte de curta distância.

Figura 72 - Análise Morfoscópica do perfil BGPE02.



Fonte: A autora (2024).

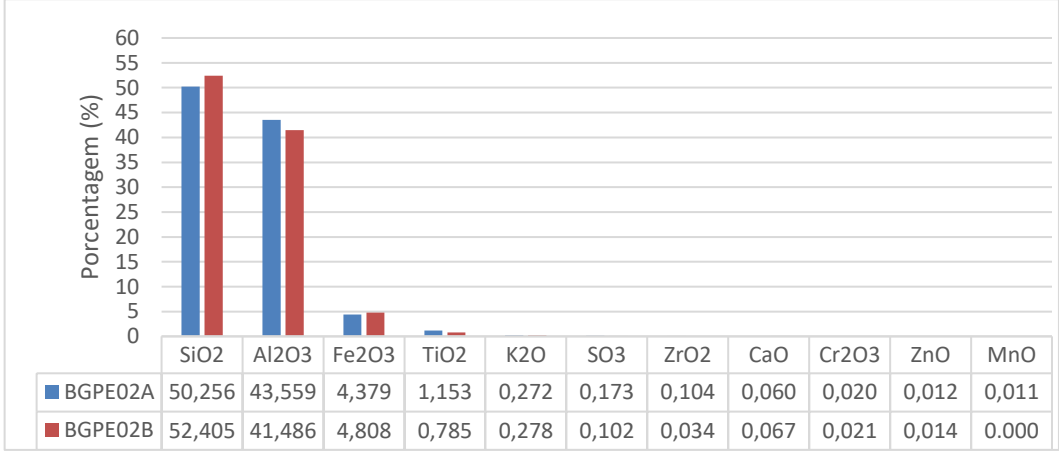
Com base nos dados, as amostras indicam que percorreram caminhos pequenos, devido ao mau selecionamento dos grãos, assim como a predominância de grãos mais angulares e subangulares. Observa-se também uma redução na energia potencial do fluxo, devido à grande presença de silte no depósito. Mesmo com a diferença sutil entre os níveis deposicionais, na base ocorreu um transporte e deposição de origem fluvial, isso pela presença de grãos mais subarredondados, como também devido à sua proximidade com o canal fluvial, possivelmente, por causa da migração lateral desse canal, que deixou antigos terraços na paisagem. Acima desse depósito, observa-se um material mais fino, que foi provavelmente depositado por fluxos de encosta com menor energia do que os sedimentos mais grossos na camada subsequente.

A partir da Geoquímica dos sedimentos observa-se que na amostra do topo BGPE02A exibe uma maior presença de Sílica, com 50,26%, seguido de alumínio, com 43,56%, Ferro, com 4,38%, e Titânio, com 1,15%. Este nível deposicional ainda apresentou, com valores bem abaixo de 1%, os elementos como o Potássio, Enxofre, Zircônio e cálcio (Figura 73). A amostra da base BGPE02B indicou a mesma sequência, com valores diferentes, 52,40% de Sílica, 41,49% de Alumínio e 4,80% de Ferro. Os elementos Titânio, Potássio, Enxofre, Zircônio e cálcio, também aparecem com baixa inexpressividade na amostra.

Ambas as amostras indicarem valores altos de Sílica, o que denota um baixo grau de intemperização, considerando o SiO_2 um elemento móvel. Porém, os valores de alumínio, também são altos, acima de 40% em ambas as amostras. Como elemento imóvel, a quantidade de alumínio indica perfis mais intemperizados. A presença de Ferro e Titânio corrobora nessa

afirmação. Elementos facilmente lixiviados como CaO e K₂O, apresentam baixos valores na amostra, enquanto o Na₂O e MgO, foram totalmente removidos do perfil sedimentar.

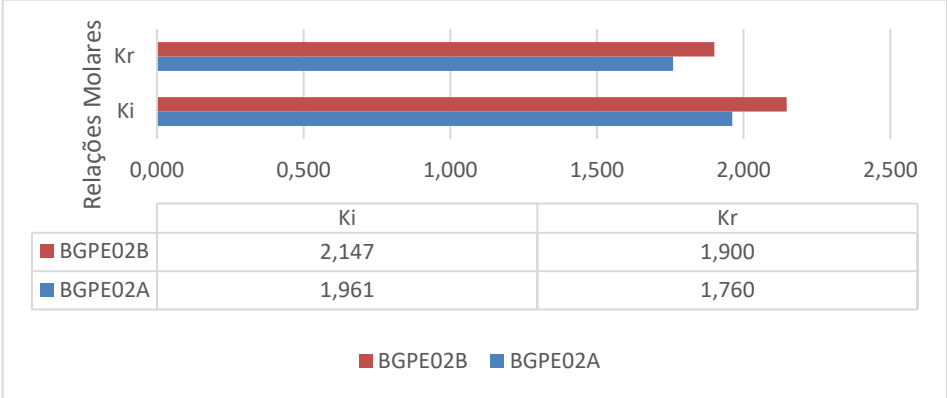
Figura 73 - Química total dos sedimentos do perfil BGPE02.



Fonte: A autora (2024).

Enquanto na amostra do topo BGPE02A o Alumínio é mais abundante do que na base BGPE02B, no caso do Ferro acontece o contrário. Já o Titânio tem uma maior concentração no topo BGPE02A. Essas análises indicam eventos deposicionais distintos. Os índices de ki e Kr (Figura 74) contribuem para essa afirmação, embora em ambos os níveis deposicionais tenha sido indicado que os sedimentos são intemperizados, conforme os valores de Ki e Kr, a amostra da base BGPE02B, tem valores um pouco mais altos que a amostra do topo BGPE02A, o que sugere que a amostra do topo é mais intemperizada que a base.

Figura 74 - Relações moleculares do perfil BGPE02.



Fonte: A autora (2024).

O índice de Ruxton (RI), indicou valores semelhantes nas amostras, sendo eles 1,16 e 1,27 para a amostra do topo BGPE02A e da base BGPE02B, respectivamente (Tabela 10). a partir do RI, evidencia-se um forte intemperismo nessa área. O gráfico binário do RI, estabelece

a relação entre a presença de Sílica e Alumínio nas amostras desse perfil (Figura 75A). O cálculo dos valores de RI mostra que o topo tem um valor sutilmente menor que a base, o que indica que os sedimentos do topo são um pouco mais intemperizados do que os da base.

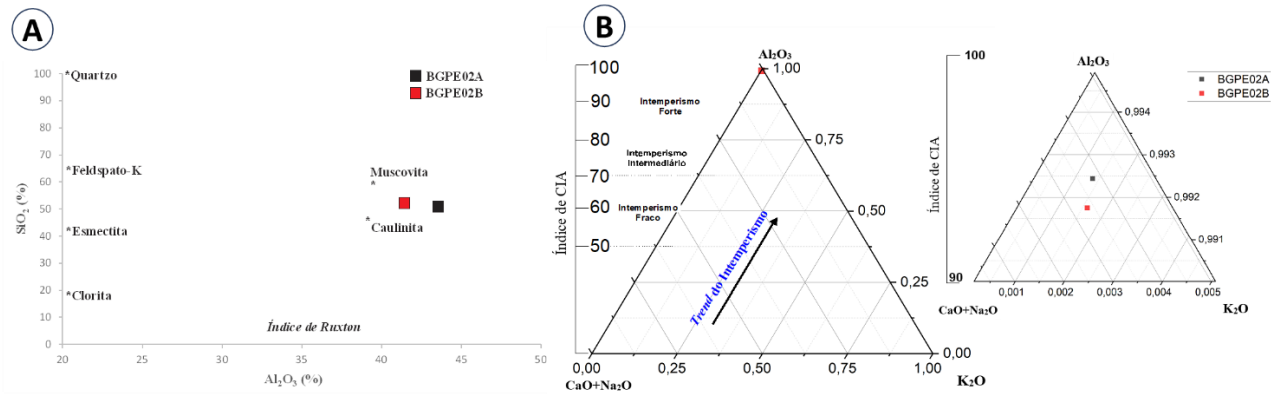
Tabela 10 - Índices geoquímicos do perfil BGPE02.

Amostras	Valores dos índices de intemperismo químico		
	RI	CIA	IOL
BGPE02A	1,153745	99,243	48,81
BGPE02B	1,263197	99,175	46,90

Fonte: A autora (2014).

Os valores de CIA corroboram a afirmação do RI ao indicar altos níveis de intemperismo no perfil. Mesmo muito próximo e acima de 99, a amostra do topo apresentou alguns décimos a mais nos valores, conforme a tabela 10. Observa-se no gráfico ternário (Figura 75B) a localização dos valores de CIA em relação a Al_2O_3 , $CaO + Na_2O$, K_2O . As amostras não apresentaram valores de Na_2O , e os valores de K_2O mostram-se maiores que o de Cálcio, como esses valores de CIA estão acima de 80, indica-se um intemperismo forte nesse perfil.

Figura 75 - Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPE02.

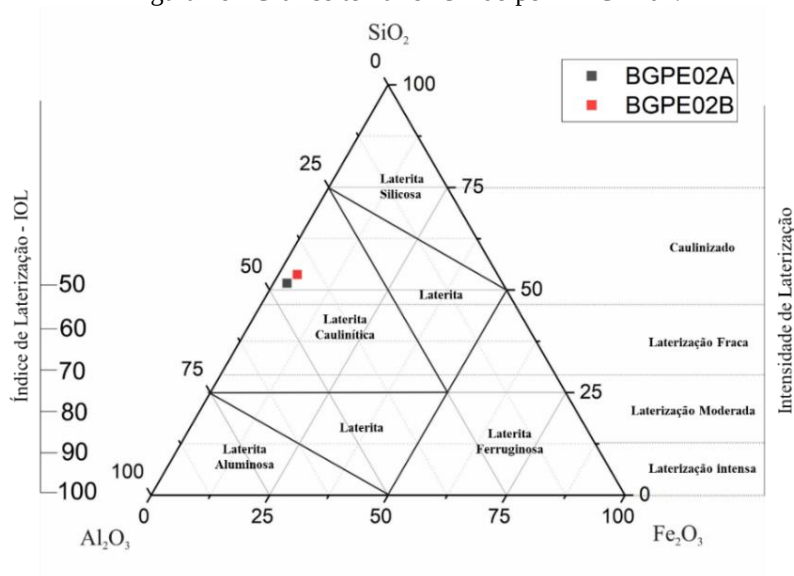


Fonte: A autora (2024).

O IOL das amostras indica um processo de intemperismo similar, devido às quantidades de Si, Al e Fe, serem parecidas, com uma sobreposição da Sílica em ambas as amostras. Os valores de IOL foram 48,81 para a amostra do topo BGPE02A e 46,90 para a amostra da base BGPE02B, indicando que a amostra do topo possui uma quantidade um pouco maior na soma do Alumínio e Ferro. Segundo o gráfico ternário do IOL, ambas as amostras estão nos estágios de calunitização, tendendo para uma maior presença de SiO_2 , seguido de uma concentração

elevada de Al_2O_3 e uma baixa concentração de Fe_2O_3 , por isso sua posição mais distante do ferro no diagrama ternário (Figura 76).

Figura 76 - Gráfico ternário IOL do perfil BGPE02.



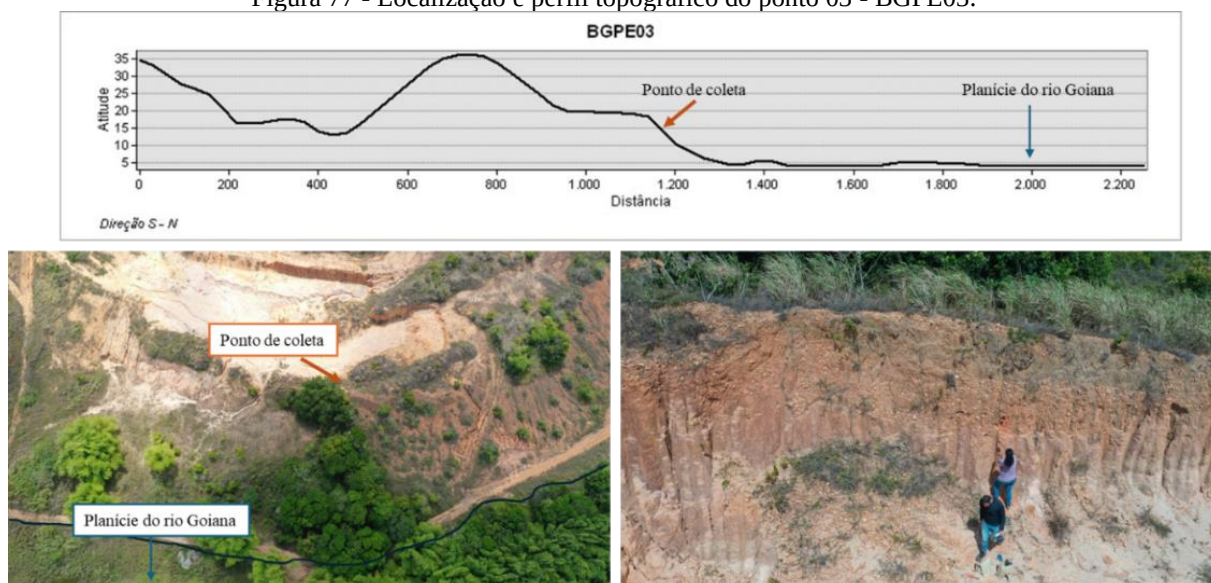
Fonte: A autora (2024).

A partir da Geoquímica, compreende-se uma distinção entre os depósitos e seu processo de deposição. Para a amostra da base BGPE02B de origem fluvial, os sedimentos são menos intemperizados do que o topo BGPE02A, uma amostra de sedimentos finos de origem coluvial. O que se pode afirmar é que, mesmo sendo depositada anteriormente ao nível deposicional fluvial, a amostra apresenta um grau de amadurecimento geoquímico um pouco maior, o que responde que o processo de intemperismo já ocorria antes da deposição desse sedimento.

5.4.3 Perfil 03 - BGPE03 – Divisor de drenagem da margem direita

Esse depósito está localizado nas coordenadas de 7°34'36.00" de latitude sul e 34°55'60.00" longitude oeste. Esse paredão está exposto em uma área desmatada, em uma altitude de 14 metros (Figura 77). Esse ponto está situado entre a média e baixa encosta da margem direita próximo de um afluente do rio Goiana. Ele está estruturado na litologia da Formação Barreiras, sobre o Planalto Sedimentar Litorâneo, com superfícies de tabuleiros dissecados, encontrando-se a cerca de 200 metros da planície de inundação do rio Goiana. A declividade nesse ponto varia entre 20 e 45%, indicando uma inclinação mais acentuada.

Figura 77 - Localização e perfil topográfico do ponto 03 - BGPE03.

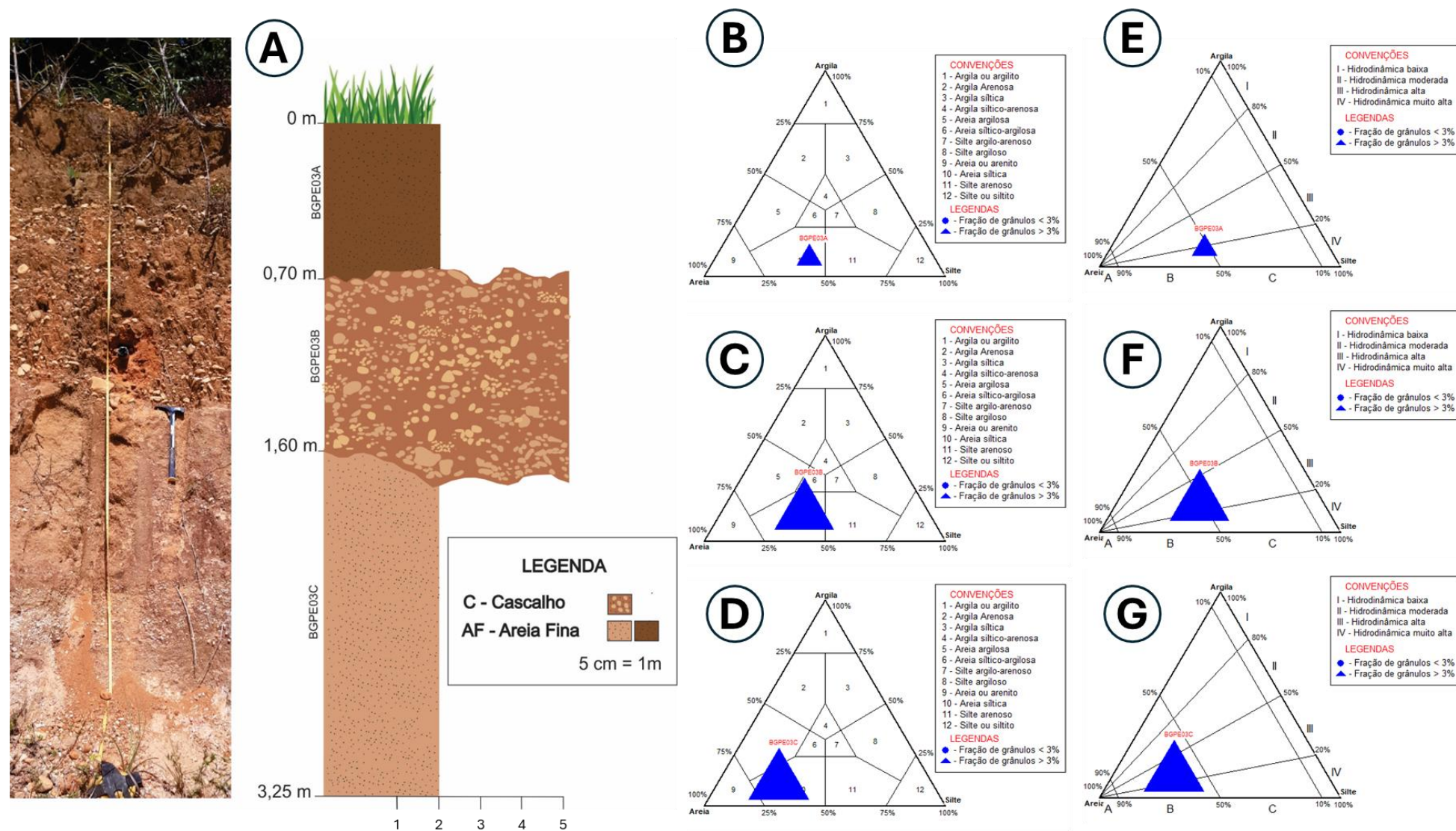


Fonte: A autora (2024).

O perfil apresenta espessura de 3,25 metros, com três níveis deposicionais bem definidos (Figura 78A). Ele foi encontrado sobre uma área de vegetação ciliar, onde, no topo, é possível evidenciar o primeiro nível deposicional, de cor marrom mais escura, com 0,70 metros de espessura e predominância de areia fina em sua granulometria. Abaixo, encontra-se o segundo nível deposicional, com presença de cascalheira matriz-suportada, contendo materiais de vários tamanhos e uma cor marrom intermediário, esse nível possui 0,90 metros de espessura. Logo abaixo, encontram-se o terceiro nível deposicional, com sedimentos mais finos, de coloração marrom mais claro, tendo 1,65 metros de espessura.

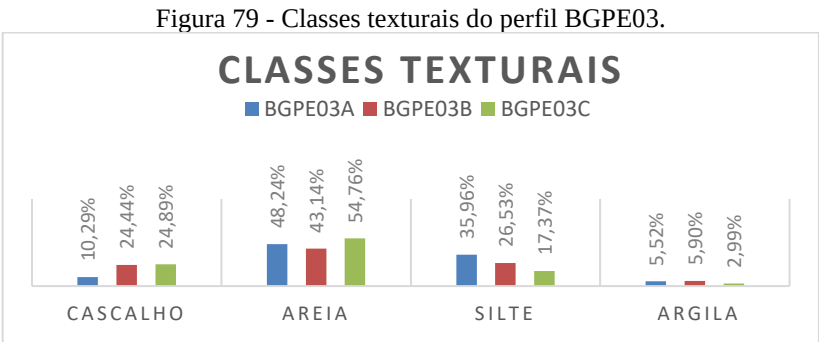
Conforme a figura 78, observam-se os diagramas de Shepard (B, C e D) e Pejrur (E, F e G) das três amostras coletadas nesse perfil. Para a amostra do topo BGPE03A, os sedimentos são classificados como areia siltica em uma hidrodinâmica alta a muito alta. Na amostra do meio a BGPE03B, o diagrama de Shepard e Pejrur indicam a presença de areia siltica e silte arenoso em uma hidrodinâmica de moderada a muito alta. Na amostra da base BGPE03C, os sedimentos foram compostos como areia argilosa e areia siltica com uma hidrodinâmica de moderada a muito alta.

Figura 78 - Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B, C e D) e diagramas de Pejrup (E, F e G) do perfil BGPE03.



Fonte: A autora (2024).

As classes texturais delimitadas nesse perfil indicam uma maior presença da fração areia nos três níveis deposicionais, seguida do silte nas amostras do topo e do meio, na base, a amostra indicou o cascalho como a segunda fração mais presente (Figura 79). Para o topo (BGPE03A), observam-se 48,24% de areia, 35,96% de silte, 10,29% de cascalho e 5,52% de argila. Para a amostra do meio (BGPE03B), as classes texturais foram 43,14% de areia, 26,53% de silte, 24,44% de cascalho e 5,90% de argila. Para a base (BGPE03C), os resultados foram 54,76%, 24,89%, 17,37% e 2,99%, o que indica a maior a presença de areia, cascalho, silte e argila, respectivamente.



Fonte: A autora (2024).

Segundo os parâmetros estáticos propostos por Folk e Ward (1957) (Tabela 11), o perfil possui uma seleção média dos grãos em areia muito fina para o nível deposicional do topo (BGPE03A) e areia fina para os níveis deposicionais inferiores. A seleção foi classificada como muito pobremente selecionado para as amostras do topo (BGPE03A) e da base (BGPE03C) e extremamente mal selecionado para a amostra do meio (BGPE03B). A crescente presença de areia seguida do silte indica eventos de grande energia, que foram perdendo competência no transporte, depositando assim os materiais mais finos. Essa mudança de energia é indicada também pela seleção dos grãos, com granulometrias diversas ao longo do perfil.

Tabela 11 - Parâmetros estatísticos do perfil BGPE03 (Folk e Ward, 1957).

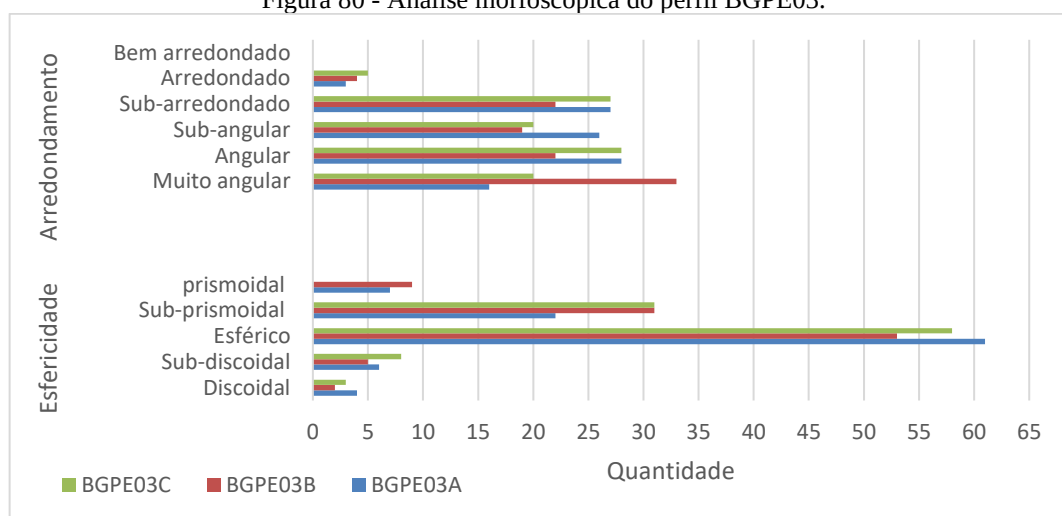
AMOSTRAS	MÉDIA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
BGPE03A	3,941	3,651	0,1963	0,8597
	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Positiva	Platicúrtica
BGPE03B	2,681	4,096	0,4433	0,6658
	Areia fina	Extremamente mal selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica
BGPE03C	2,558	3,496	0,329	1,262
	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Leptocúrtica

Fonte: A autora (2024).

A assimetria do depósito é positiva para a amostra BGPE03A e muito positiva para as amostras BGPE03B e BGPE03C. A curtose é platicúrtica para a amostra do topo BGPE03A, muito platicúrtica para a amostra do meio BGPE03B e leptocúrtica para a amostra da base BGPE03C. A assimetria positiva a muito positiva indica a remoção do material mais fino, com a cauda dos sedimentos tendendo para materiais mais grossos no depósito. As amostras platicúrticas apresentam diferentes granulometrias, enquanto a amostra leptocúrtica indica a remoção do material mais fino por meio das correntes de fundo.

Quanto à morfoscopia, é possível indicar amostras com alta concentração de quartzo, em sua maioria, brilhantes e transparentes (Figura 80). A amostra BGPE03A apresentou um grau de arredondamento variando de subarredondado e angular, com um grau de esfericidade predominantemente esférico. Para a amostra do meio BGPE03B, a análise morfoscópica indicou, um grau de arredondamento muito angular e grau de esfericidade majoritariamente esférico. Na amostra da base BGPE03C os grãos apresentam um grau de arredondamento de subarredondado a angular e o grau de esfericidade, em sua maioria, esférico.

Figura 80 - Análise morfoscópica do perfil BGPE03.



Fonte: A autora (2024).

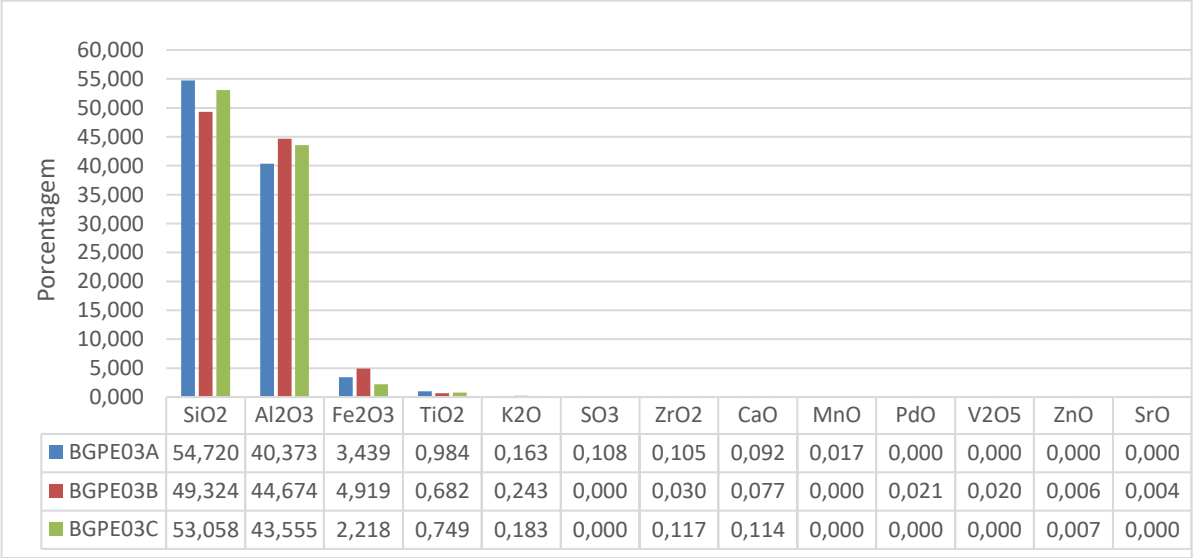
A partir da análise dos dados, observa-se na amostra do topo BGPE03A uma variedade de grãos pouco selecionados, que variam de arredondados a angulares, com alta concentração de areia e silte. Isso indica que ocorreu um transporte de alta energia, que transportou sedimentos mais grossos, e uma variação do fluxo ao longo do transporte permitiu a deposição de materiais finos. Esse material é originado a partir dos fluxos de detritos com pouco processo de retrabalhamento. A amostra do meio é um depósito fluvial, uma cascalheira matriz-

suportada, na sua matriz predominam sedimentos arenosos, com pouca variação entre a quantidade de silte e argila,

Sua assimetria denota processos fluviais de alta energia, que transportaram grãos maiores, porém com pouco retrabalhamento, considerando a forma do grão e a proximidade com a área-fonte. Através da curtose, percebe-se que esse sedimento preservou suas características originais. Para a amostra da base, também se considera uma deposição fluvial, com presença de cascalhos de menor diâmetro e em maior quantidade do que nas amostras anteriores, indicando um transporte e deposição de alta energia, que depositou material mais grosseiro e, em algum momento, removeu o material mais fino do depósito.

Na análise geoquímica das amostras, a química total dos sedimentos revela uma maior presença de Sílica em todos os níveis deposicionais, seguida do alumínio, com concentrações acima de 40% e do ferro, com presença entre 2 e 5% nas três amostras desse perfil. Outros elementos imóveis, como o Titânio, apresentam concentrações abaixo de 1%, e o zircônio tem uma presença sutil entre 0,03 e 0,12% nesse perfil. Quanto aos elementos móveis, como o Potássio, sua aparição consiste em valores de 0,16 a 0,24% e o Cálcio com uma pequena fração entre 0,07 e 0,11% (Figura 81). Os processos de formação do solo, contribuem para o carregamento desses elementos mais móveis, justificando sua baixa presença na maioria dos perfis estudados.

Figura 81 - Química total do perfil BGPE03.



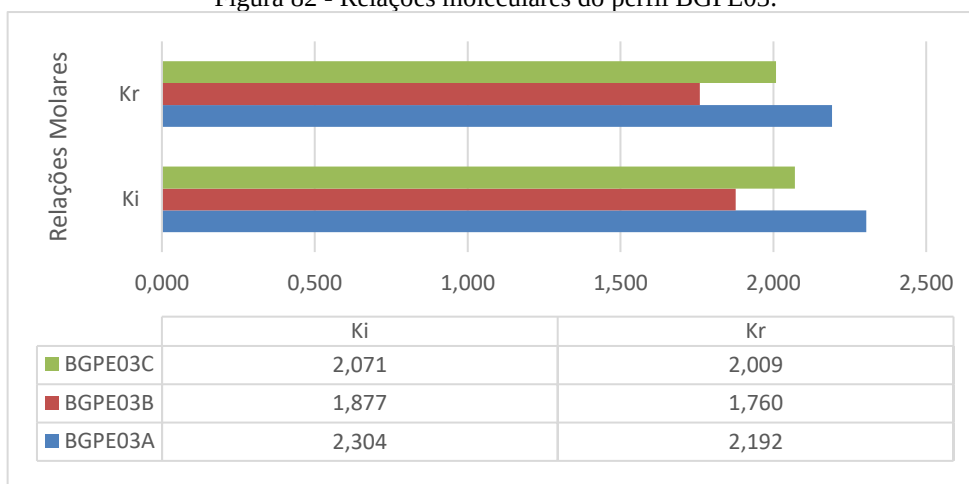
Fonte: A autora (2024).

A amostra do topo BGPE03A indica uma maior presença de sílica, seguido da base BGPE03C, com concentrações acima de 53% em ambas as amostras. Isso indica que o topo e

a base apresentam menor grau de amadurecimento químico em comparação com a amostra do meio BGPE03B, onde a Sílica está abaixo de 50%. No entanto, esse nível deposicional apresenta os maiores valores de Al e Fe, identificando a presença de um material mais intemperizado do que a base e o topo. Mesmo os sedimentos do meio BGPE03B tendo sido depositados posteriormente aos da base BGPE03C, eles indicam um processo de intemperismo um pouco mais evoluído do que o nível deposicional da base e do topo do perfil.

Os valores de Ki e Kr nas amostras validam a afirmação anterior, uma vez que a amostra do meio BGPE03B apresentou valores mais baixos, indicando sedimentos mais intemperizados (Figura 82). As amostras do topo mostraram valores de Ki e Kr maiores, o que também corrobora com a afirmação de serem menos intemperizadas que os outros níveis presentes no perfil. Comparando as três amostras, é possível indicar processos distintos de deposição, onde o sedimento do meio BGPE03B, já havia passado por processos intempéricos antes da deposição, caracterizando-o como mais intemperizado, mesmo que a amostra da base tenha sido depositada primeiro. A amostra do topo indica um processo mais recente de deposição e amadurecimento geoquímico.

Figura 82 - Relações moleculares do perfil BGPE03.



Fonte: A autora (2024).

O Índice de Ruxton (RI), que analisa a extensão do intemperismo, contribui para a compreensão de que a amostra do meio BGPE03B, mesmo com uma diferença sutil em relação as outras amostras, apresenta um intemperismo mais forte (Tabela 12). Por meio da sua análise em relação à perda de elementos imóveis e móveis no perfil, conforme é estabelecido no gráfico binário (Figura 83), o RI indicou para ambas as amostras um forte intemperismo nessa área, com a amostra do topo apresentando uma extensão do intemperismo menor que os outros níveis deposicionais.

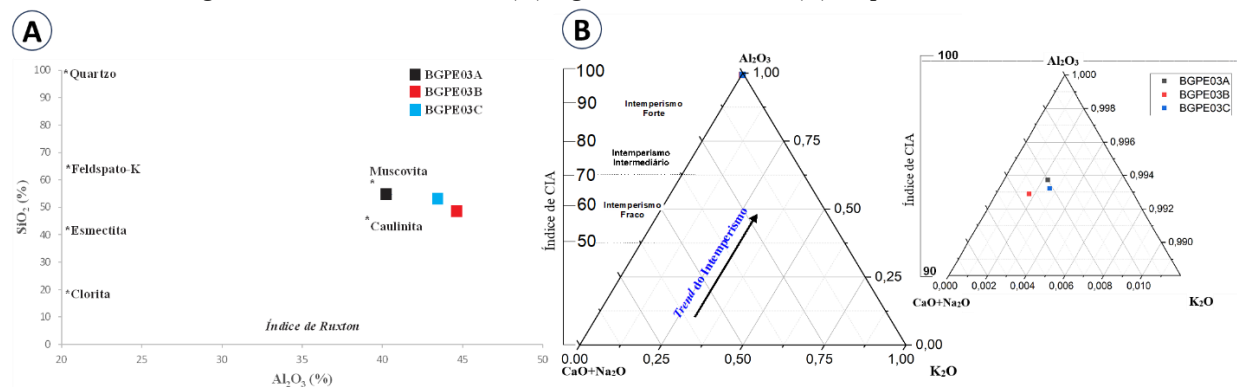
Tabela 12 - Índices geoquímicos do perfil BGPE03.

Amostras	Valores dos índices de intemperismo químico		
	RI	CIA	IOL
BGPE03A	1,355361	99,372	44,46
BGPE03B	1,104087	99,288	50,13
BGPE03C	1,218184	99,322	46,31

Fonte: A autora (2024).

Para o índice de Alteração Química (CIA), os valores de todas as amostras estão acima dos 99%. Isso é evidenciado pelo gráfico ternário da figura 83, que indica um forte intemperismo. No entanto, conforme os cálculos, a amostra do meio BGPE03B, apresentou sutilmente o menor valor de CIA. O índice indica que os sedimentos do topo sofreram uma maior alteração química, seguidos pela base e, por último, o meio neste perfil. As amostras não apresentaram valores de Sódio, pois foram removidos por lixiviação.

Figura 83 - Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPE03.

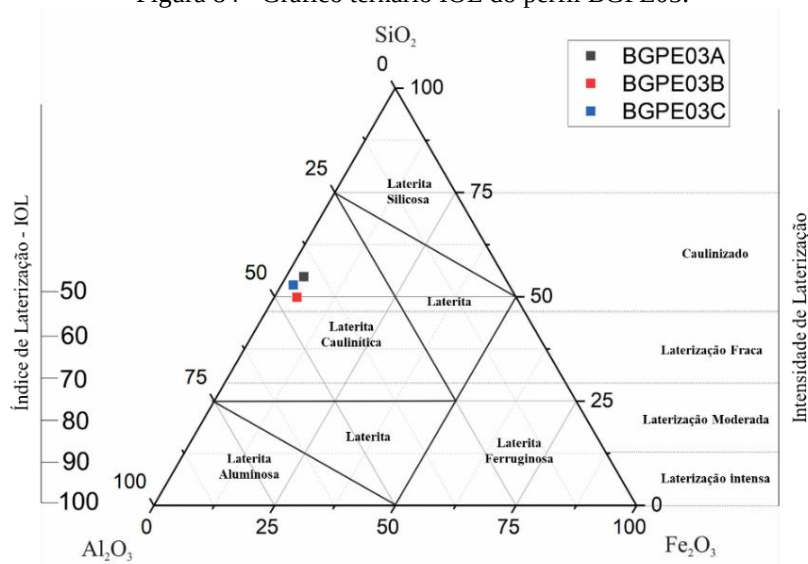


Fonte: A autora (2024).

O índice de laterização indicou que as amostras apresentam baixas intensidades de laterização. A amostra do topo BGPE03A, apresentou um IOL de 44,46, a amostra do meio BGPE03B, um IOL de 50,13 e a amostra da base BGPE03C, um IOL de 46,31, conforme a tabela 12. Tanto o topo quanto a base encontram-se no estágio de calunização, enquanto a amostra do meio está no início do processo de laterização, com um estágio ainda fraco. Os níveis de Fe, Al, e Si variam entre os níveis deposicionais, o topo BGPE03A, que apresenta um menor grau de amadurecimento geoquímico, tem maiores concentrações de sílica, seguidas de alumínio e uma baixa concentração de Ferro. O mesmo padrão é observado nos outros níveis deposicionais, contudo, na amostra BGPE03B, a soma de Al e Fe, supera a quantidade de sílica,

contribui para o início do processo de laterização nessa amostra. As baixas concentrações de ferro, indicam que a posição das amostras está entre sílica e alumínio (Figura 84).

Figura 84 - Gráfico ternário IOL do perfil BGPE03.



Fonte: A autora (2024).

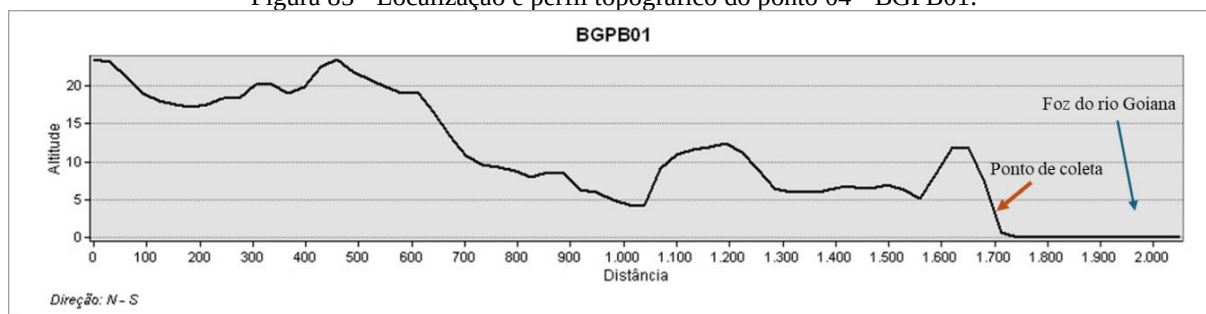
As análises geoquímicas e granulométricas indicam eventos deposicionais distintos. A amostra do meio BGPE03B, apresenta uma laterização franca e maior grau de intemperismo em comparação com as outras amostras, o que sugere que essa amostra já havia passado por processos intempéricos antes de sua deposição, especialmente no que se refere a matriz que sustenta os clastos maiores. O nível deposicional da base BGPE03C, foi possivelmente depositado por processos de inundação fluvial em ambientes de antigas planícies, com predominância de sedimentos grosseiros, caracterizando um processo deposicional mais antigo.

A amostra do meio BGPE03B, depositada também por processos fluviais, mas em eventos distintos daqueles que originaram a base. Além disso, a sobreposição de materiais grosseiros e a presença de uma cascalheira, indicam um evento de grande energia. A amostra do topo, menos intemperizada, resulta de um processo de deposição coluvial por fluxo de detritos, apresentando sedimentos mais finos que os outros níveis deposicionais.

5.4.4 Perfil 04 - BGPB01 – Divisor de drenagem da margem esquerda

O perfil está localizado entre as coordenadas 7°32'38.57" de latitude sul e 34°50'2.06" de longitude oeste, a uma altitude de 3 metros. Esse depósito foi encontrado em um corte de estrada de terra que leva até a confluência do afluente da margem esquerda do rio Goiana (Figura 85). Está estruturado em áreas de depósitos aluvionares, com sedimentos da Planície Flúvio-marinha. A declividade nessa área varia de 3 e 8%, caracterizando um relevo rebaixado, muito próximo ao afluente e a 50 metros de distância do rio Goiana, na sua margem esquerda.

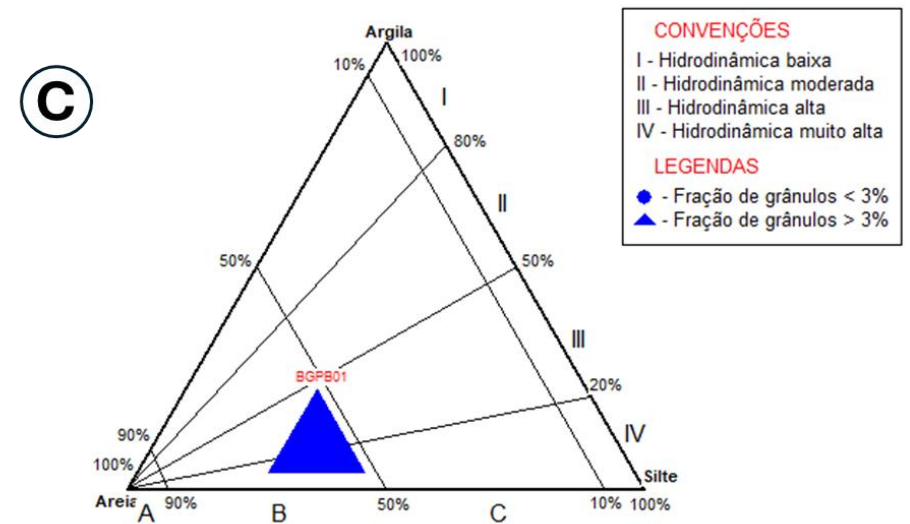
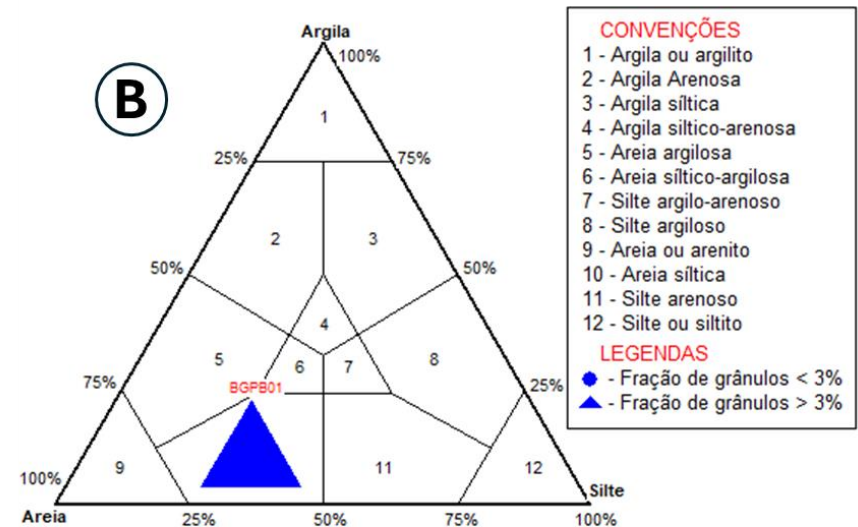
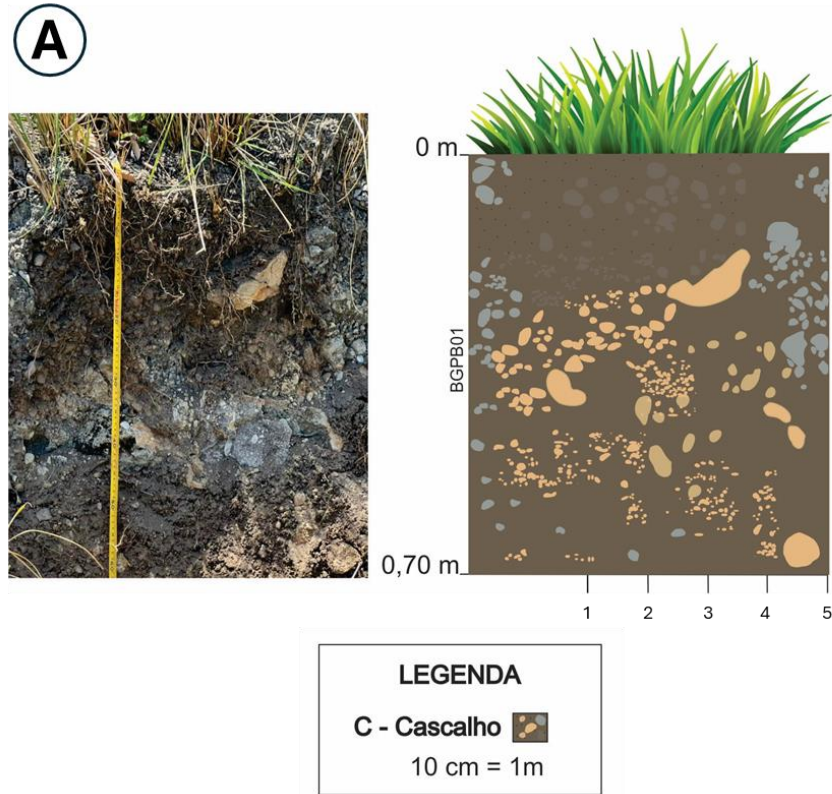
Figura 85 - Localização e perfil topográfico do ponto 04 - BGPB01.



Fonte: A autora (2024).

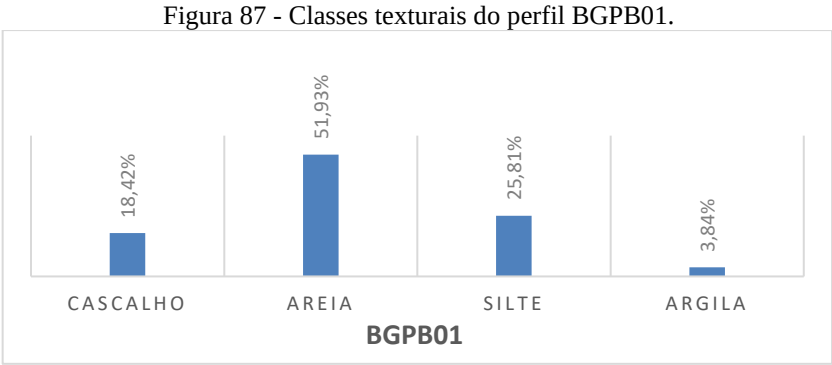
O depósito é pequeno em espessura, com um único pacote deposicional de 0,70 metros, contendo clastos de diferentes tamanhos. Esse nível deposicional possui uma coloração mais escura devido à presença de matéria orgânica. Nesta área, é possível observar vegetação ciliar no topo e ao redor do perfil, o material mais grosseiro diminui à medida que se eleva a declividade da encosta (Figura 86A).

Figura 86 - Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B) e diagramas de Pejrup (C) do perfil BGPB01.



Fonte: A autora (2024).

De acordo com os diagramas de Shepard (Figura 86B) e Pejrup (Figura 86C), o depósito possui uma granulometria de areia siltica e uma hidrodinâmica alta a muito alta. As classes texturais da amostra corroboram com os diagramas, mostrando uma maior porcentagem de areia em sua composição, com 51,93%, seguido do silte com 25,81%, cascalho com 18,42% e argila com 3,84% (Figura 87). A alta energia hidrodinâmica no processo transportou partículas mais grosseiras, como o cascalho e areia.



Fonte: A autora (2024).

A seleção média dos grãos também é compatível com os diagramas, indicando areia fina na classificação. Segundo a seleção, a amostra é muito pobremente selecionada, com uma assimetria muito positiva e uma curtose muito platicúrtica. Isso indica a presença de grãos de vários tamanhos, uma assimetria típica de ambientes fluviais com um transporte unidirecional e uma curtose que sugere que o sedimento foi depositado sem perder as características da área fonte (Tabela 13).

Tabela 13 - Parâmetros estatísticos do depósito BGPB01 (Folk e Ward, 1957).

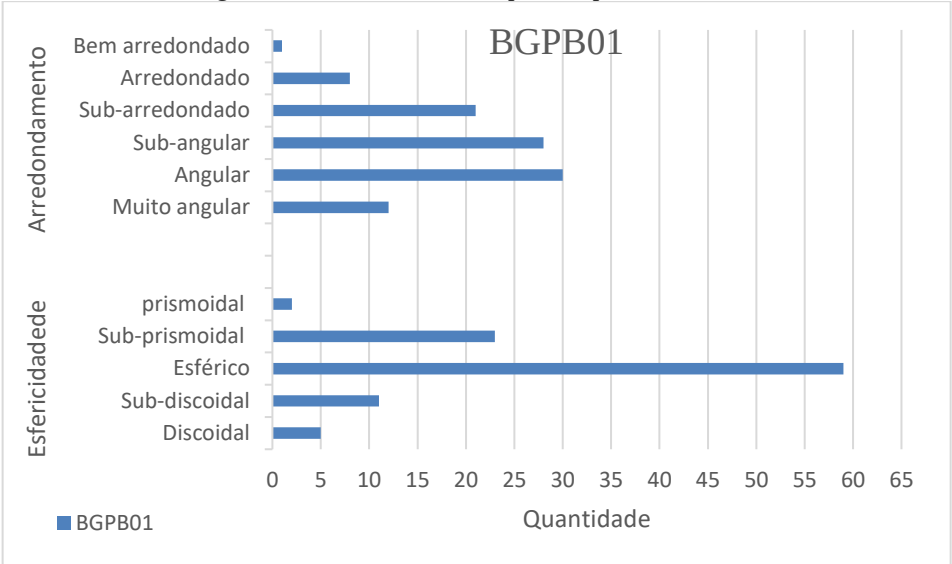
AMOSTRAS	MÉDIA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
BGPB01	2,702	3,556	0,3577	0,5198
	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica

Fonte: A autora (2024).

Na análise morfooscópica, os sedimentos são majoritariamente compostos por grãos de quartzo, variando entre brilhantes e foscos, com opacidade que vai de transparente a opaca. Os sedimentos têm grau de arredondamento angular e subangular, sendo que 30% apresentam grãos mais arredondados. Quanto à esfericidade, a maioria dos grãos analisados são esféricos (Figura 88). Mesmo com alta energia, os grãos não foram transportados por longas distâncias,

o que mostra a presença maior de grãos angulares, provavelmente remobilizados a uma distância moderada.

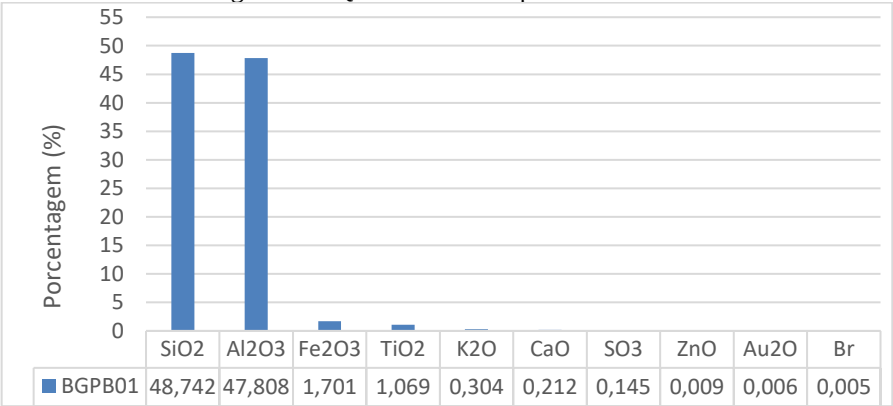
Figura 88 - Análise morfoscópica do perfil BGPB01.



Fonte: A autora (2024).

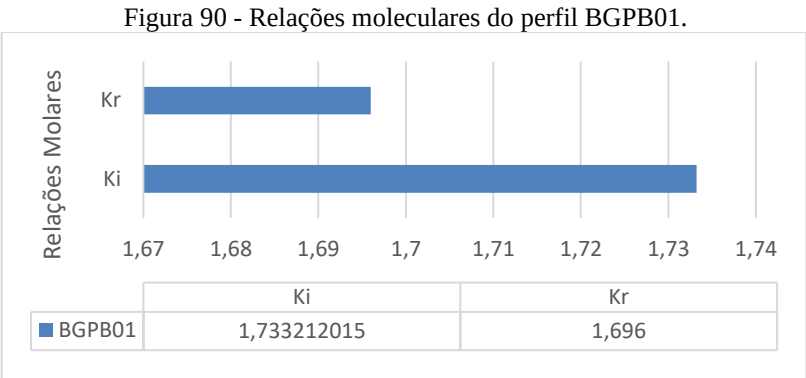
O perfil BGPB01 apresenta características geoquímicas com maior presença de Sílica e Alumínio, com valores próximos, 48,74% e 47,80%, respectivamente, somando 96,55% da amostra. O Ferro possui 1,70%, seguido do Titânio com 1,07%, Potássio com 0,30%, Cálcio com 0,21% e Enxofre com 0,14%. Outros elementos como zinco e bromo são inexpressivos na amostra (Figura 89). A presença dos elementos imóveis, como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , mesmo que sutil, é maior do que os elementos móveis na amostra. A SiO_2 é abundante, enquanto elementos como K_2O , CaO e SO_3 foram facilmente lixiviados, apresentando-se em baixa quantidade.

Figura 89 - Química total do perfil BGPB01.



Fonte: A autora (2024).

Apesar do predomínio de sílica na amostra, o que implica no deslocamento da fração argila e na predominância dos grãos maiores, o amadurecimento geoquímico é baixo. A quantidade de Al e Fe juntos supera os valores de Sílica, indicando um intenso processo de intemperismo. Esse fator é corroborado pelas relações estabelecidas entre os índices Ki e Kr. O valor de Ki na amostra foi 1,74, e o valor de Kr foi 1,70 (Figura 90). Esses resultados, próximos de 0, indicam áreas mais intemperizadas.



Fonte: A autora (2024).

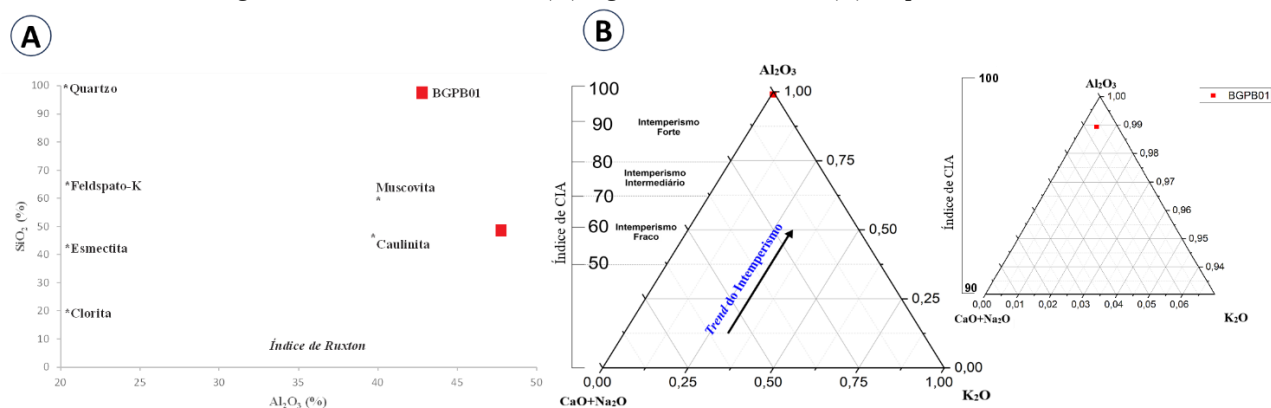
O índice de Ruxton (RI) e o índice de CIA (Tabela 14), confirmam o alto grau de intemperismo e a forte alteração química nesse ponto. O resultado do cálculo estabelecido do RI foi 1,02, enquanto o valor de CIA foi 98,93. Valores próximos de zero no RI e elevados no CIA indicam uma área com intenso processo de intemperismo. Essas relações são observadas no gráfico binário do RI (Figura 91A), a partir da relação entre Sílica e Alumínio, cujos valores são muito próximos. Outra importante relação é expressa no diagrama ternário do índice de CIA (Figura 91B). A amostra não apresenta sódio, e os valores de Potássio são um pouco maiores do que o Cálcio na amostra.

Tabela 14 - Índices geoquímicos do perfil BGPB01.

Amostras	Valores dos índices de intemperismo químico		
	RI	CIA	IOL
BGPB01	1,019	98,932	50,39

Fonte: A autora (2024).

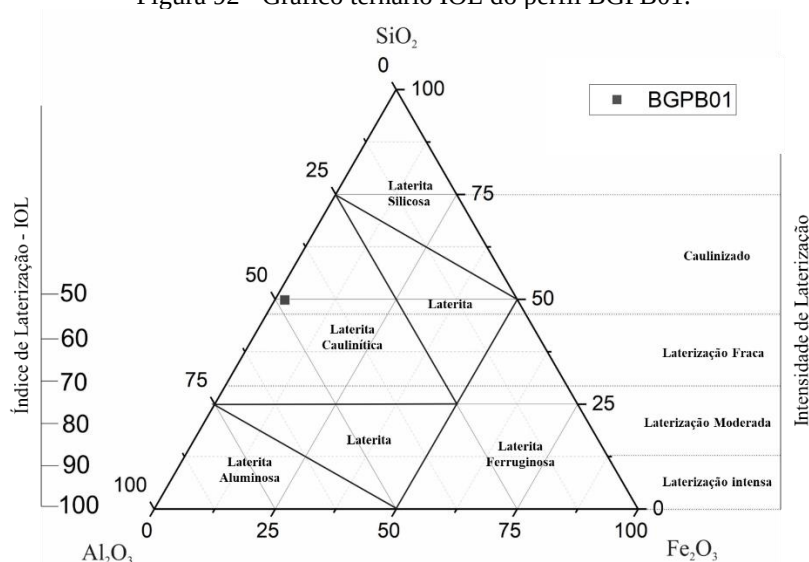
Figura 91 - Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPB01.



Fonte: A autora (2024).

Índice de Laterização (IOL) da amostra BGPB01, foi calculado em 50,39, conforme a tabela 14, indicando uma intensidade de laterização Caulinitica. Isso é evidenciado pela maior presença de Si na amostra, embora o somatório entre Fe e Al sejam um pouco superior, indicando que a amostra está próxima de uma laterização fraca. A remoção da sílica e a posição entre Si e Al, no diagrama ternário indicam valores próximos desses dois elementos, enquanto a distância do Fe é devido à sua baixíssima concentração na amostra (Figura 92).

Figura 92 - Gráfico ternário IOL do perfil BGPB01.



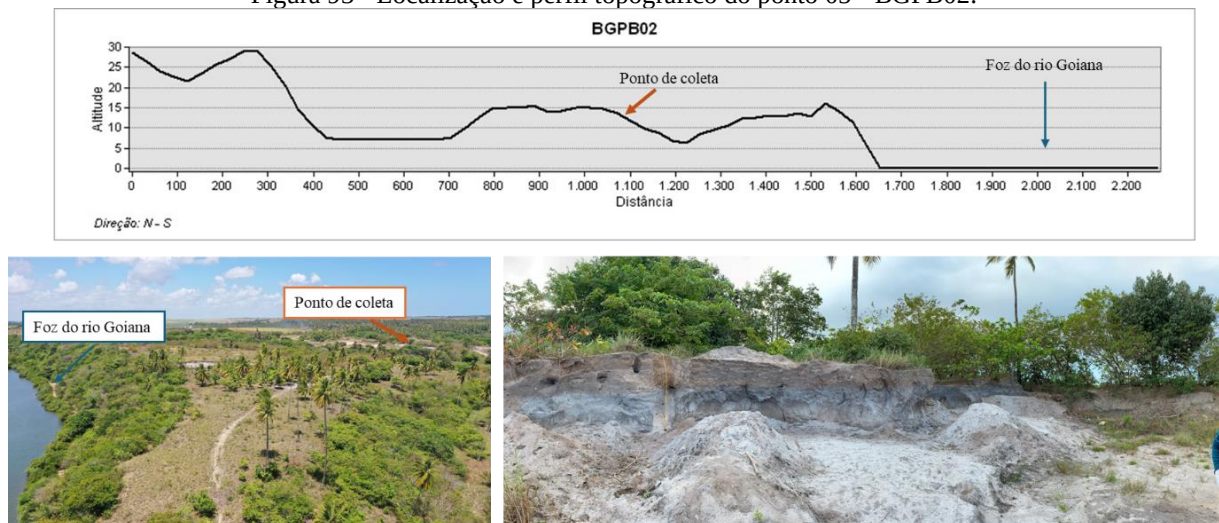
Fonte: A autora (2024).

A análise geoquímica da amostra indica um sedimento fluvial, transportado por fluxos de inundação por pequenas distâncias. O material apresenta amadurecimento geoquímico, evidenciado pelo aumento do Al e pela lixiviação de outros elementos, porém com baixa laterização, devido à manutenção da sílica, ainda no estágio de caulinita.

5.4.5 Perfil 05 - BGPB02 – Divisor de drenagem da margem esquerda

Esse perfil está localizado nas coordenadas 7°32'20.43" de latitude sul e 34°50'1.22" de longitude oeste, a 13 metros de altitude e 500 metros de distância da foz do rio Goiana (Figura 93). Mesmo estando próxima da amostra BGPB01, o pacote sedimentar apresenta características diferentes e sem continuidade aparente, esse depósito está localizado na parte superior da encosta, em um corte de barreira numa área de extração de areia, apresenta uma declividade suave, entre 3 e 8%, está estruturado na unidade litológica dos sedimentos aluvionares, advindos da Planície Flúvio-marinha do rio Goiana.

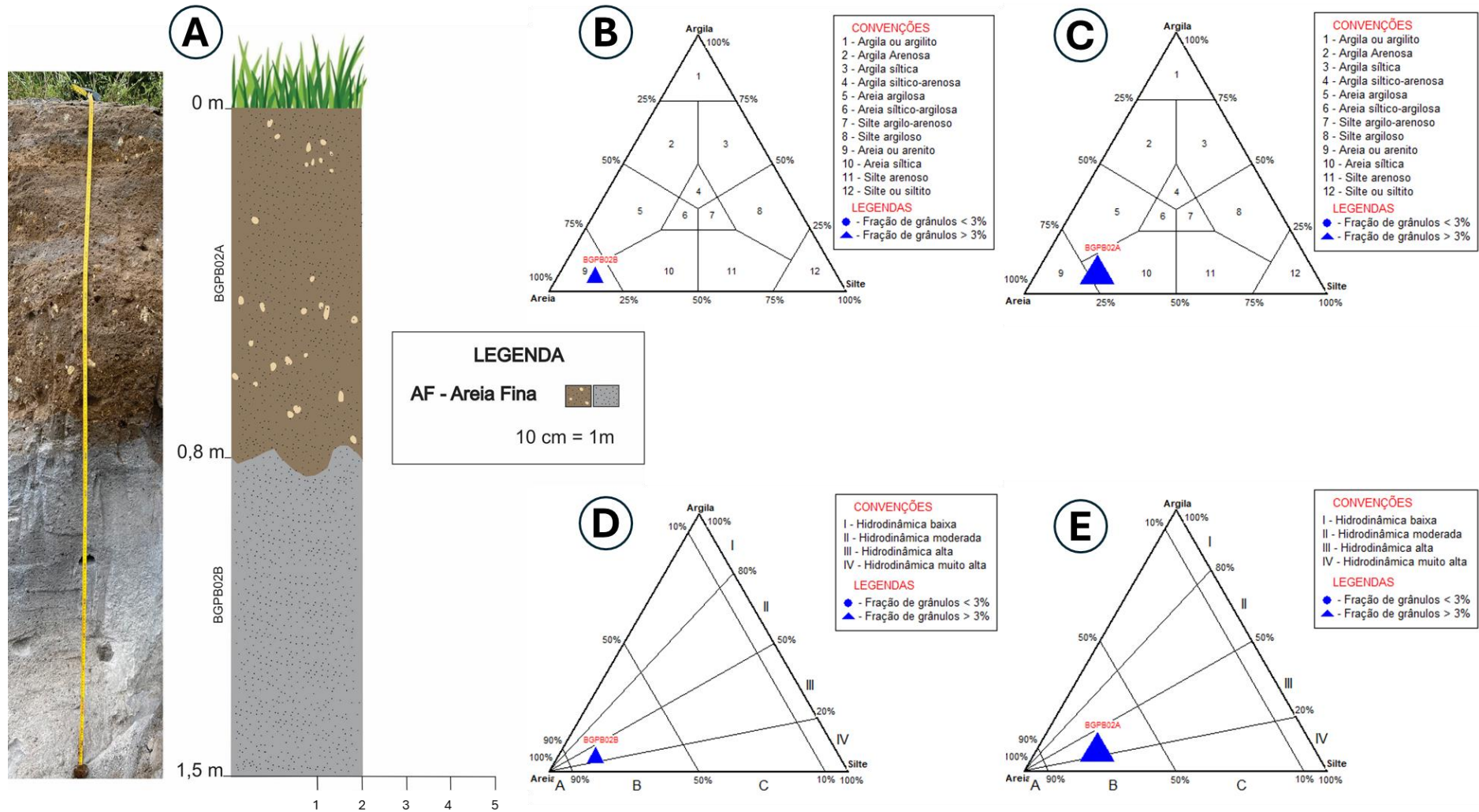
Figura 93 - Localização e perfil topográfico do ponto 05 - BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

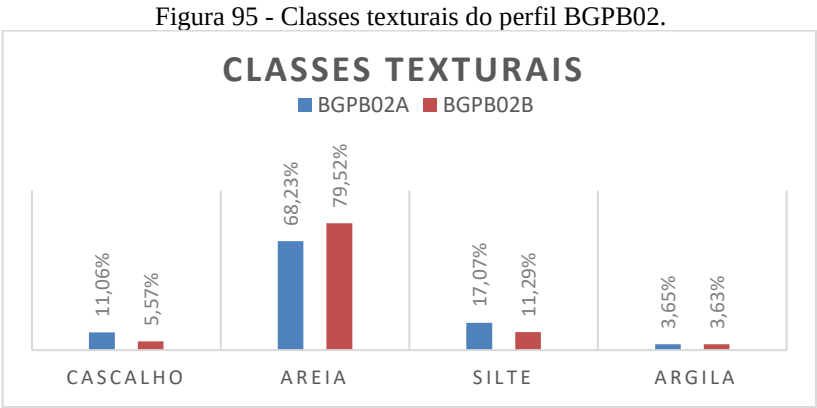
O perfil apresenta 1,5 metros de espessura com dois níveis deposicionais bem-marcados visivelmente na superfície, no topo desse depósito encontra-se uma vegetação rasteira, com resquícios de mata ciliar. O nível deposicional do topo, tem 0,8 metros de espessura, possui uma coloração marrom-escuro, com predomínio de área fina na granulometria. No entanto, é possível observar alguns clastos maiores suspensos nessa camada. O nível deposicional mais abaixo, tem 0,7 metros de espessura e uma coloração acinzentada, com granulometria predominante de área fina (Figura 94A).

Figura 94 - Seção estratigráfica (A), diagramas de Shepard (B e C) e diagramas de Pejrup (D e E) do perfil BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

O diagrama de Shepard (Figura 94 B e C) e o diagrama de Pejrup (Figura 94 D e E), indica para a amostra do topo, BGPB02A, uma granulometria de areia e areia siltica com uma hidrodinâmica alta, para a amostra da base BGPB02B, uma granulometria de areia com uma hidrodinâmica alta. As classes texturais propostas por Folk e Ward (1957), concordam com os diagramas, ambos os níveis deposicionais possuem um predomínio da fração areia em suas amostras. Para a amostra BGPB02A, as classes texturais foram 68,23% de areia, 17,07% de silte, 11,06% de cascalho e 3,65% de argila. A amostra da base BGPB02B, apresentou 79,52% de areia, 11,29% de silte, 5,57% de cascalho e 3,63% de argila (Figura 95).



Fonte: A autora (2024).

Segundo os parâmetros estáticos, os dois níveis deposicionais demonstram familiaridades, a seleção média dos grãos foi areia fina, com grãos pobremente selecionados para ambas as amostras. A assimetria muito positiva para a amostra BGPB02A e positiva para a amostra BGPB02B. A curtose indicou leptocúrtica nos dois níveis deposicionais (Tabela 15). Todas as amostras evidenciam que o material foi pobre em sua seleção, uma assimetria que indica transporte fluvial unidirecional, devido à curtose, ambas as amostras indicam que ocorreu em algum momento uma remoção do material mais fino desse depósito.

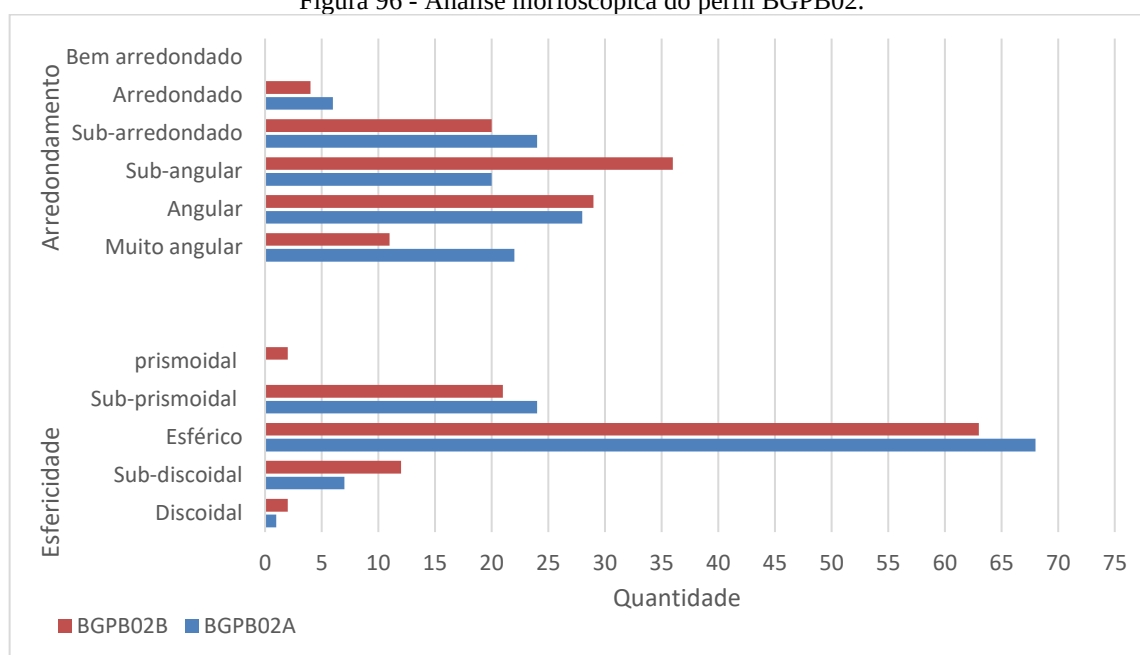
Tabela 15 - Parâmetros estatísticos do perfil BGPB02.

AMOSTRAS	MÉDIA	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
BGPB02A	2,966	3,277	0,3625	1,176
	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Leptocúrtica
BGPB02B	2,136	2,202	0,2593	1,343
	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Positiva	Leptocúrtica

Fonte: A autora (2024).

A morfoscopia do depósito indicou grãos de quartzo, brilhantes e transparentes, na amostra da base BGPB02B encontrou-se cerca de 30% de grãos opacos. Para o arredondamento a amostra BGPB02A indicou angular e subarredondado, com grau de esfericidade, grãos esféricos majoritariamente. Quanto a amostra BGPB02B, o grau de arredondamento e esfericidade foram subangular e esférico, respectivamente (Figura 96). O material arenoso pode estar associado ao ambiente de deposição, trazidos pela enchente do rio que lateralmente depositou o material mais grosso na parte superior da encosta. Possivelmente ocorreu eventos que removeram o material mais fino do depósito.

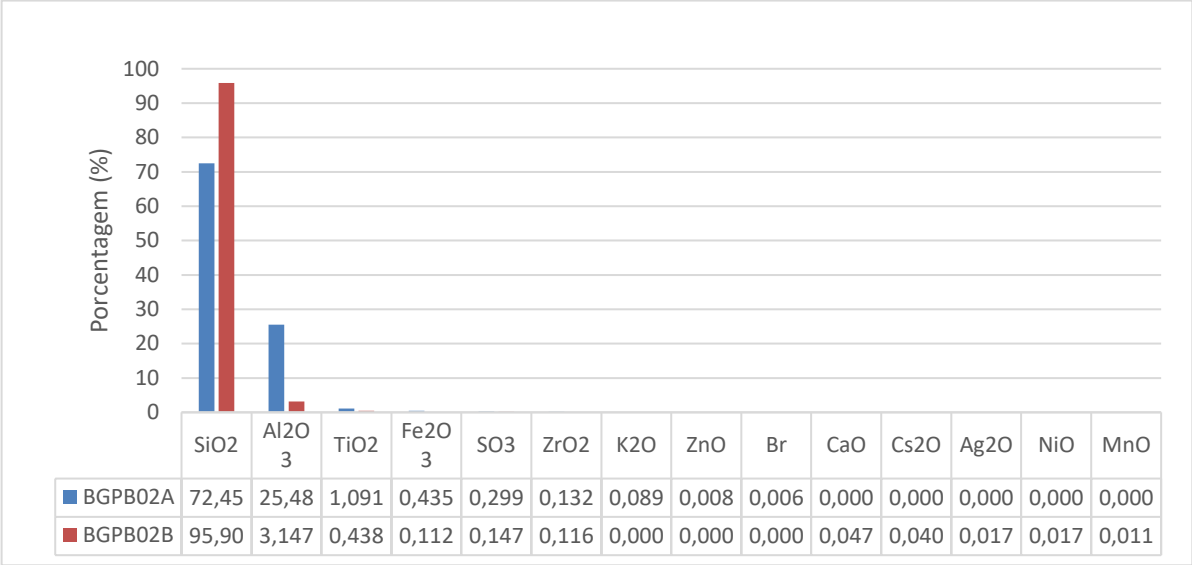
Figura 96 - Análise morfoscópica do perfil BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

As análises Geoquímicas desse perfil evidenciaram um predomínio nos dois níveis deposicionais de SiO_2 , para a amostra do topo BGPB02A indicam-se 72,45% da amostra, já a base BGPB02B contém 95,90%, ou seja, segundo esses valores a área desse depósito, apresenta baixíssimo amadurecimento geoquímico, evidenciado também pelo alto percentual da fração areia. Acredita-se que esses valores possam ser superestimados. Os valores de alumínio na amostra do topo BGPB02A, são superiores aos valores da base BGPB02B, 25,48% e 3,15% respectivamente (Figura 97), isto indica um intemperismo maior no topo, uma vez que, ocorre uma presença maior de sedimentos mais finos nessa camada, por conseguinte material mais intemperizado.

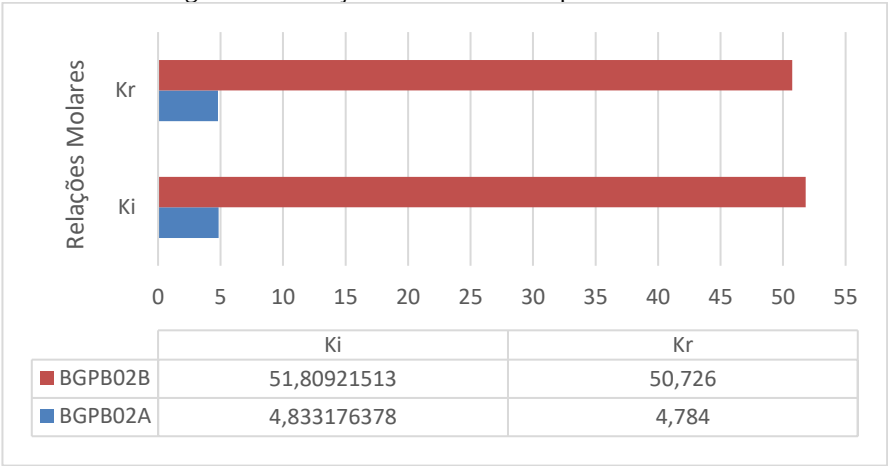
Figura 97 - Química total do perfil BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

A presença de Al e Fe, na amostra da base BGPB02B está em baixa concentração, apenas 3,3% da amostra, já no topo BGPB02A, esse valor é majorado para 26% da amostra. Ambas as amostras apresentaram o Titânio, como terceiro elemento imóvel mais presente, porém em baixa concentração, 1,09% para o topo BGPB02A, e 0,44% para a base BGPB02B. Ao analisar os valores de Ki e Kr, onde Ki, estabelece uma relação com a presença de Sílica e Alumínio e o Kr é calculado a partir da relação da Sílica e Alumínio, juntamente com o Ferro, percebe-se valores altos de Ki e Kr, para a amostra da base BGPB02B, próximos de 50, o que tornam muito distantes de 0, e resulta num grau de intemperismo baixo. Já a amostra do topo BGPB02A, os valores estão bem mais próximos de 0 (Figura 98), podendo indicar um grau de intemperismo mais intenso, com maior presença de água do que na base.

Figura 98 - Relações moleculares do perfil BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

O índice de Ruxton (RI) contribui nessa discussão à medida que ele estabelece que valores próximos de 0 tem um ótimo intemperismo e valores acima de 10 nenhum intemperismo. O que significa dizer que a amostra da base BGPB02B, é uma área com sedimentos menos intemperizados, pois o RI deu um valor muito acima de 10 (Tabela 16), isso já estabelecido pela grande presença de sílica como elemento móvel em relação a baixíssima exposição do Alumínio. Para a amostra do topo BGPB02A o RI indicou um valor de 2,8 o que indica uma maior concentração de alumínio e que contribui na presença de materiais mais intemperizados, no diagrama binário do Índice de Ruxton (Figura 99A) é possível observar essa relação da Sílica e do alumínio visualizados no perfil.

Tabela 16 - Índices geoquímicos do perfil BGPB02.

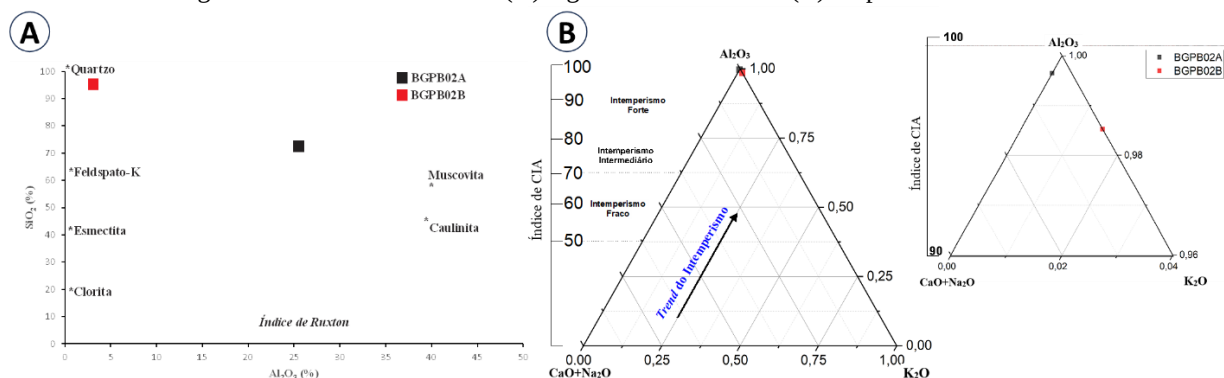
Amostras	Valores dos índices de intemperismo químico		
	RI	CIA	IOL
BGPB02A	2,843045	99,652	26,34
BGPB02B	30,47601	98,528	3,39

Fonte: A autora (2024).

Para os índices de CIA, os valores não concordam, em parte, com o índice de Ruxton, os valores de CIA em ambas as amostras indicaram superiores a 80, o que significa um forte intemperismo nesse perfil, conforme a tabela 16. Para a amostra do topo BGPB02A, esses valores dialogam no sentido de ser um nível deposicional com mais sedimentos intemperizados, com maior alteração química e um grau de intemperismo alto. Porém, para a amostra da base BGPB02B, esses valores não dialogam, uma vez que, o RI indicou ausência de processos intempéricos, já o índice de Alteração Química indicou um forte intemperismo nesse depósito, mesmo que com valor mais baixo que a amostra do topo.

O Índice de Alteração Química não considera a presença de sílica em sua equação, dos elementos presentes na fórmula, o alumínio torna-se o mais abundante. O cálcio, está em baixíssima quantidade na base BGPB02B, não aparecendo na amostra do topo BGPB02A, o Potássio tem uma baixa concentração na amostra do topo BGPB02A, não estando presente na amostra da base BGPB02B e o sódio foi completamente removido dessas amostras. Essa relação é possível observar no diagrama ternário (Figura 99B).

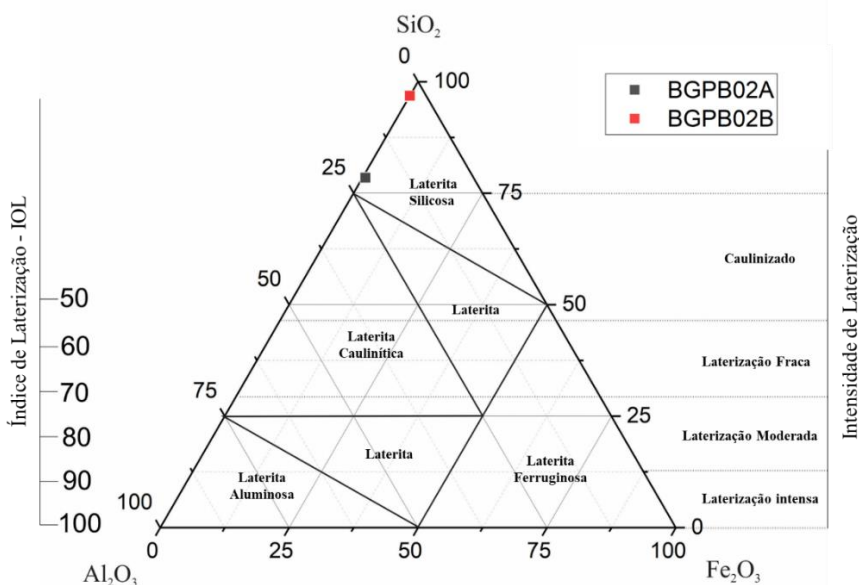
Figura 99 - Gráfico binário RI (A) e gráfico ternário CIA (B) do perfil BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

O Índice de Laterização Química (IOL) é utilizado pois sua equação inclui a sílica no processo. Sendo possível observar e confirmar o baixo grau de amadurecimento geoquímico desse perfil, que apresenta valores muito superiores de sílica. O IOL das amostras indicou 26,34 para a amostra do topo BGPB02A, e 3,39 para a amostra da base BGPB02B (Tabela 16). Segundo Babechuk *et al.*, (2014), valores abaixo de 40 denotam amostras não intemperizadas, a partir do diagrama ternário SAF é possível observar a posição das amostras em relação a Si, Al e Fe. A amostra da base BGPB02A, ainda apresentou 26% de concentração de Fe e Al. Já a amostra da base BGPB02B, 95% da amostra é composta por Sílica, o gráfico indica, ambas as amostras, como uma laterita silicosa (Figura 100).

Figura 100 - Gráfico ternário IOL do perfil BGPB02.



Fonte: A autora (2024).

Esse perfil, segundo os índices geoquímicos, apresentou baixo grau de amadurecimento geoquímico, uma maior presença de sílica e uma pequena concentração de Fe, Al e Ti. Eles

indicam eventos deposicionais distintos, embora possivelmente de origem fluvial, ocasionados pelo extravasamento lateral do canal, que depositou sedimentos pobremente selecionados de maioria arenoso. Devido aos valores superestimados de sílica nesse perfil, se faz necessário um entendimento geoquímico mais aprofundado desse depósito, utilizando outros índices geoquímicos que investiguem a proveniência desse depósito.

5.4.6 Análise dos dados sedimentológicos

A análise sedimentar contribuiu para o entendimento dos ambientes nos quais os depósitos foram encontrados, evidenciando eventos passados que transformaram a paisagem da área e que são uma relevante fonte para reconstruir a história geomorfológica desses ambientes. As dinâmicas superficiais alteram o relevo, remobilizando sedimentos coluviais ao longo das encostas ou através das ações dos rios, expondo sua capacidade de erosão, transporte e deposição. A produção de sedimentos está condicionada a eventos climáticos e/ou tectônicos que ocorrem e que, conseqüentemente, são *inputs* para movimentos de massa ou ajustes fluviais que deixam marcas na paisagem contadas através dos sedimentos.

Para a área de estudo em questão, o principal objetivo da análise sedimentar foi uma comparação entre os divisores do baixo curso da bacia do rio Goiana, como também compreender o ambiente deposicional e os processos que contribuíram nessa deposição. Foram encontrados três perfis no divisor da margem direita do rio Goiana e dois perfis na margem esquerda do divisor com a bacia do rio Abiaí. Os perfis da margem direita apresentaram pacotes com maior espessura de origem coluvial e fluvial, já os perfis da margem esquerda são possivelmente de origem fluvial, depositados principalmente por processos de inundações em eventos de maiores precipitações.

Todas as amostras apresentaram sedimentos extremamente mal selecionados ou muito pobremente selecionados, o que implica dizer que são sedimentos de diversos tamanhos, depositados em uma hidrodinâmica alta a muito alta. Para as amostras BGPE01A, BGPE02B, BGPE03B e BGPE03C, todas depositadas sobre uma hidrodinâmica muito alta que teve competência para transportar clastos maiores, em algum momento do transporte ocorreu uma mudança de fluxo que também transportou sedimentos mais finos, por isso a hidrodinâmica dessas amostras indicaram entre moderada, alta e muito alta.

Essas amostras, com exceção da BGPE03C, apresentaram visivelmente uma cascalheira matriz-suportada, com grau de arredondamento entre subarredondado a subangular, com grau de esfericidade majoritariamente esférico, indicando um transporte pouco eficiente, em curta

distância. Esses sedimentos fluviais são um indicativo da presença de terraços deixados pelo rio Goiana e seus afluentes, resultantes, possivelmente, dos ajustes relacionados às reativações tectônicas e das consequentes mudanças no nível de base, que condicionaram a preservação desses terraços no divisor da margem direta.

Já os sedimentos das amostras BGPE01B, BGPE02A e BGPE03A, também na margem direita são, possivelmente, sedimentos coluviais, resultantes de fluxos de detritos devido à heterogeneidade do material. Foram transportados a curta distância, com sedimentos mais angulares a subangulares, e apresentam uma maior presença de silte e argila do que as amostras fluviais. Diferente das amostras da margem esquerda, onde há um predomínio da fração areia.

É importante considerar que o perfil BGPB01, que apresentou o pacote menos espesso e com apenas um nível deposicional, expõem clastos visivelmente de diversos tamanhos, que vão diminuindo à medida que aumenta a declividade dessa encosta. Diferentemente do perfil na mesma margem, o BGPB02, que apresentou dois níveis deposicionais com espessura maior que o anterior e com uma predominância da fração areia. A curtose leptocúrtica, nas duas amostras desse perfil, é um indicativo da remoção da fração mais fina, onde a hidrodinâmica mais moderada obteve competência de transportar os sedimentos mais finos.

A Geoquímica dos sedimentos também contribuiu para a comparação entre os divisores e seus depósitos, assim como para indicar possíveis dinâmicas paleoambientais nessa área de estudo. As amostras BGPE01B, BGPE03B e BGPB01 apresentaram-se mais intemperizadas, segundo as relações moleculares estabelecidas pelos valores de Ki e Kr, e pelos indicadores geoquímicos RI, CIA e IOL, que estabelecem a resistência dos elementos diante do intemperismo, além de fornecerem compreensão do grau de lixiviação nesses ambientes deposicionais. Essas três amostras apresentaram altos valores de alumínio, na amostra BGPE01B, a concentração de Al supera a quantidade de Sílica, para as outras duas amostras a concentração de Al + Fe suplantam a Si.

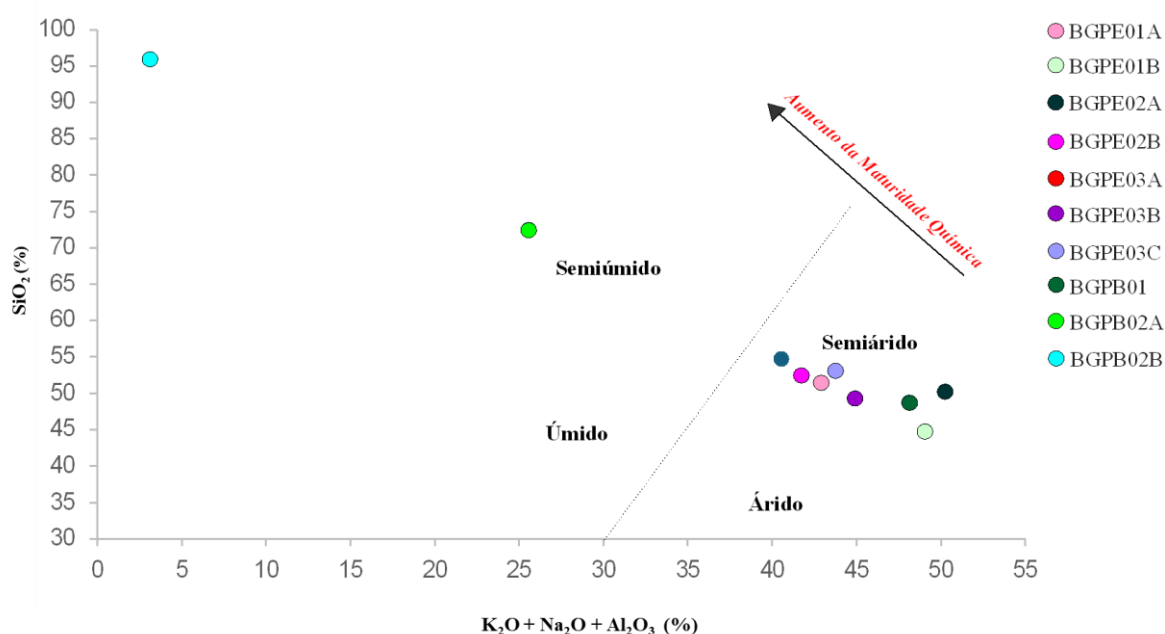
As amostras BGPB02A e BGPB02B são as menos intemperizadas, com baixo amadurecimento geoquímico, altas concentrações de sílica e, consequentemente, uma baixa concentra de Al. Os valores de Ki, Kr e RI foram os mais altos. Embora os valores de CIA indiquem áreas de intenso intemperismo, o IOL, que utiliza a sílica na equação, indicou o contrário, seus valores reduzidos indicam ausência de intemperismo nessas amostras.

Todas as amostras apresentaram valores de CIA elevados, considerando a relação ternária $Al_2O_3 - CaO + Na_2O - K_2O$. Apenas as amostras BGPB01 e BGPB02B, indicaram valores de CIA em 98, todas as outras amostras, os valores de CIA ficaram acima de 99. Mesmo que sutilmente, o Índice de Alteração Química mostra que os níveis deposicionais encontrados

na margem esquerda do rio Goiana são um pouco menos intemperizados que os outros depósitos. Para o IOL, a partir da relação ternária $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, observa-se que as amostras BGPB02A e BGPB02B, que apresentaram valores mais baixos, também estão na margem esquerda, no divisor topograficamente rebaixado.

Ainda segundo os parâmetros geoquímicos é possível determinar as condições paleoclimáticas dos ambientes deposicionais encontrados. A partir da relação binária entre o $\text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, quase todas as amostras apresentaram zonas de deposição em ambiente semiárido, com exceção das amostras BGPB02A e BGPB02B, que indicam condições semiúmidas (Figura 101), corroborando com o índice de CIA. Importante destacar que a amostra BGPB02B, apresentou um comportamento diferenciado das outras amostras, com níveis elevados de Sílica em sua composição e uma baixa concentração de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, o que dificultou em uma melhor análise das condições paleoclimáticas. Mesmo assim, utilizando a junção dos dados granulométricos e geoquímicos foi possível realizar uma análise sedimentológica desse nível deposicional.

Figura 101 - Gráfico binário sobre as condições paleoambientais durante a deposição.



Fonte: A autora (2024).

Para as outras oito amostras deste estudo, pode-se afirmar que, mesmo em um ambiente deposicional com condições ambientais semiáridas, o que dificulta o processo de intemperismo e resulta em sedimentos com baixo grau de amadurecimento geoquímico, as amostras apresentaram valores elevados de CIA. Isso corrobora que a elevada intensidade do

intemperismo ocorreu a partir da interação desses elementos durante o processo de deposição, ou seja, esses altos valores podem indicar que o sedimento já sofria processos intempéricos mais intensos antes da deposição final.

Já as amostras BGPB02A e BGPB02B, que apresentaram o menor grau de amadurecimento geoquímico de todas as amostras encontradas, indicaram que foram transportadas sobre condições subúmidas. As relações de paleoambientes apresentadas corroboram com os resultados expostos por Fonseca *et al.*, (2024), indicando sedimentos mais intemperizados sofreram intemperismo prévio em um ambiente deposicional semiárido a árido, enquanto sedimentos menos intemperizados foram depositados sobre condições mais úmidas, o que reforça para ambos altos valores de CIA para todas as amostras.

Os principais dados obtidos na análise sedimentológica, que buscou uma compreensão conjunta dos perfis estudados, a partir dos métodos de análise física e composicional dos sedimentos (granulometria, microscopia e geoquímica), podem ser observados no quadro síntese (Quadro 01).

Quadro 01: Síntese dos dados sedimentológicos dos perfis estudados

Características dos depósitos					Dados Granulométricos					Dados Morfoscópicos		Índices Geoquímicos				
	Amostras	Alt.	Esp.	Tipo	Hidrodinâmica	Média	Seleção	Assimetria	Curtose	Esferic.	Arredond.	Ki	Kr	RI	CIA	IOL
PERFIL 01	BGPE01A	10m	1 m	Fluvial	de alta a muito alta	Areia muito fina	Extremamente mal selecionado	Aproxi. simétrica	Platicúrtica	Esférico	sub-arredondado	2,04	1,92	1,2	99,25	47,8
	BGPE01B		1,45 m	Coluvial	Muito alta	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito Platicúrtica	Esférico	sub-angular	1,55	1,46	0,91	99,37	54,6
PERFIL 02	BGPE02A	20m	5,0 m	Coluvial	Muito alta	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Positiva	Platicúrtica	Esférico	Angular	1,96	1,76	1,15	99,24	48,8
	BGPE02B		2 m	Fluvial	de alta a muito alta	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito Positiva	Platicúrtica	Esférico	sub-angular e angular	2,14	1,9	1,26	99,17	46,9
PERFIL 03	BGPE03A	14m	0,70 m	Coluvial	de alta a muito alta	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Positiva	Platicúrtica	Esférico	sub-arredondado a angular	2,3	2,19	1,35	99,37	44,5
	BGPE03B		0,90 m	Fluvial	de mod a muito alta	Areia fina	Extremamente mal selecionado	Muito Positiva	Muito Platicúrtica	Esférico	Muito angular	1,87	1,76	1,1	99,28	50,1
	BGPE03C		1,65 m	Fluvial	de mod a muito alta	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Muito Positiva	Leptocúrtica	Esférico	sub-arredondado e angular	2,07	2	1,21	99,32	46,3
PERFIL 04	BGPB01	3m	0,70 m	Fluvial	de alta a muito alta	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito Positiva	Muito Platicúrtica	Esférico	sub-angular a angular	1,73	1,69	1,01	98,93	50,4
PERFIL 05	BGPB02A	13m	0,8 m	Fluvial	Alta	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Muito Positiva	Leptocúrtica	Esférico	sub-arredondado e angular	4,83	4,78	2,84	99,65	26,3
	BGPB02B		0,7 m	Fluvial	Alta	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Positiva	Leptocúrtica	Esférico	sub-angular	51,8	50,7	30,5	98,52	3,39

Fonte: Fonte: A autora (2024).

5.5 EVOLUÇÃO, DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA E EVIDÊNCIAS DE ANTIGAS CONEXÕES ENTRE AS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO RIO GOIANA/PE E DO RIO ABIAÍ/PB

O baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana, está inserido nos domínios da Bacia Sedimentar Paraíba, especificamente entre as sub-bacias Alhandra e Olinda. A litologia é majoritariamente sedimentar, com exceção do setor a sudoeste, onde se encontra o embasamento cristalino devido à modesta presença do Piemonte da Borborema, já no contato com Planalto Sedimentar Litorâneo. Este setor, localizado na costa oriental do Nordeste brasileiro, apresenta um conjunto de estruturas tectônicas herdadas do pós-cretáceo, que evoluíram ao longo de milhares de anos e possivelmente reativadas durante o Quaternário.

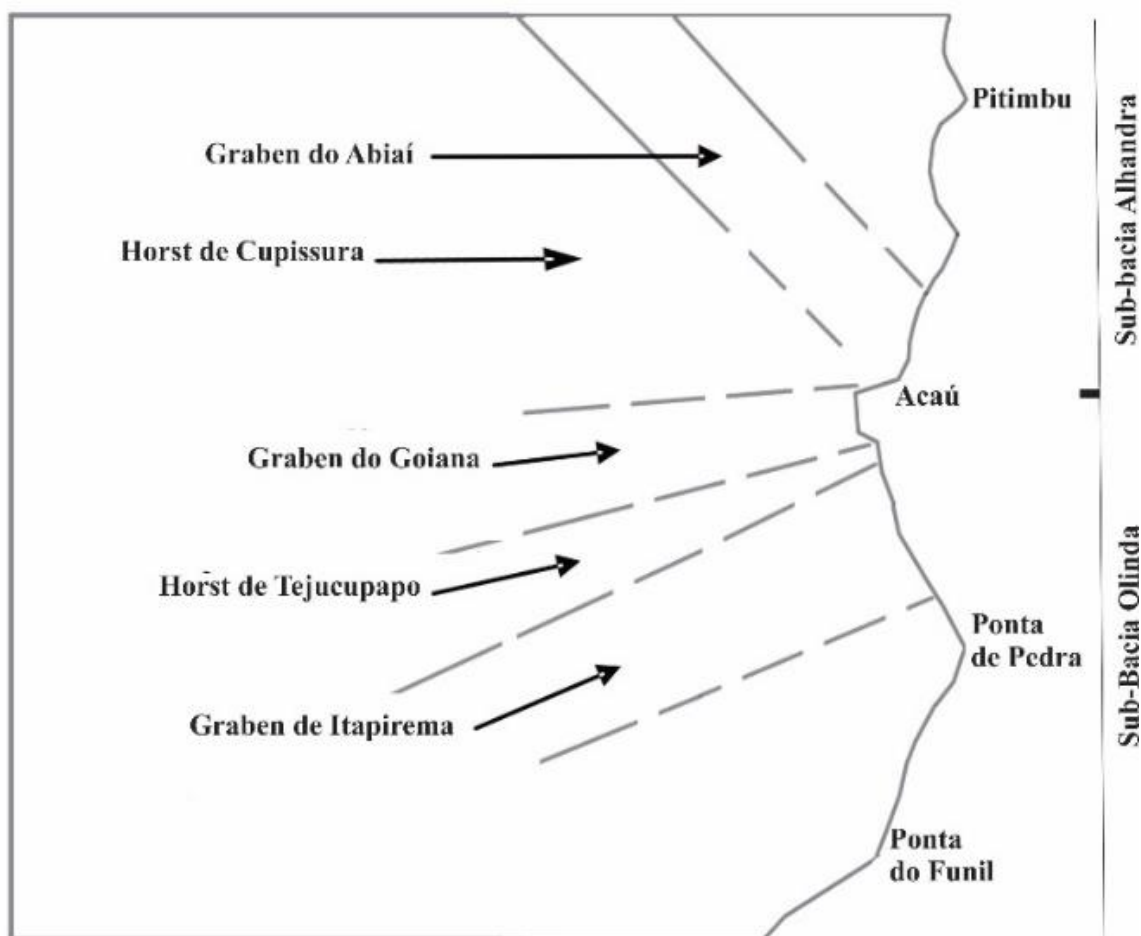
Essa atividade tectônica resultou na formação de uma paisagem composta por um sistema de *horsts* e *grabens* perpendiculares à linha de costa, causados pelo movimento de subsidência e soerguimento de blocos. A presente área de estudo está localizada na zona de subsidência, denominado de *Graben* do Goiana.

A partir de dados geofísicos, Tavares Junior (2008) explicou a existência de falhas e fraturas nas sub-bacias Olinda e Alhandra, bem como a formação de *horsts* e *grabens* nesse setor, por meio da identificação de anomalias decorrentes da modelagem gravimétrica e magnetométrica. Esse autor reconhece a falha de Goiana em seu movimento dextral, que formou distensões em áreas locais do embasamento. O autor identificou um conjunto de falhas subparalelas à falha de Goiana e, além do *graben* do Goiana, também identificou e nomeou, ao sul, o *graben* de Itapirema, e ao norte, evidenciou o baixo estrutural de Pitimbu, reconhecido como área pertencente ao *graben* do Abiaí (Figura 102).

O *graben* do Goiana possui uma extensão de 10 km no sentido N-S e 19 km de extensão no sentido E-W (Silva; Mota; Correia, 2009). Ele tem uma relação direta com a depressão do Abiaí, como foi indicado neste estudo e sustentado no trabalho de Lavor (2021). A prerrogativa é que esses setores já estiveram conectados, e possivelmente a área de captação da bacia do rio Abiaí pertencia à bacia do rio Goiana.

As evidências dessa afirmação baseiam-se na identificação da posição do *graben* do Abiaí, perpendicular ao *graben* do Goiana, que indica um posicionamento da drenagem NW-SE seguindo em direção à depressão. Além disso, a morfologia e reajuste da drenagem sobrepostas ao divisor são indicativos de que essas bacias já estiveram conectadas.

Figura 102 - Mapa do contorno das principais estruturas tectônicas da área de estudo.



Fonte: Silva, Mota e Correia (2009) adaptado pela autora, nomenclatura de Tavares Júnior (2008).

Nesse ínterim, a pesquisa se fundamenta na discussão de que não apenas a ocorrência de eventos climáticos contribuiu para a modificação da paisagem geomorfológica da área de estudo, como também a importante influência estrutural e de movimentos tectônicos recentes que podem ter causado transformações e, possivelmente, desconectado a depressão do Abiaí do baixo curso da bacia do rio Goiana.

Essa afirmação está apoiada em muitos trabalhos desenvolvidos na área de estudo, em áreas próximas e no contexto da margem passiva do Nordeste do Brasil (Bezerra *et al.*, 2008; Brito Neves *et al.*, 2009; Santos; Freitas e Furrier, 2013; Andrades Filho; Rossetti, 2015; Vicente; Monteiro; Furrier, 2016; Monteiro; Corrêa, 2020; Andrades Filho; Rossetti; Bezerra, 2021; Lavor, 2021, Bezerra *et al.*, 2023; Lima *et al.*, 2024), que apresentam importantes evidências do controle das estruturas litológicas e das atividades tectônicas, por meio da reativação de falhas e soerguimentos que afetam a dinâmica de bacias sedimentares, por exemplo.

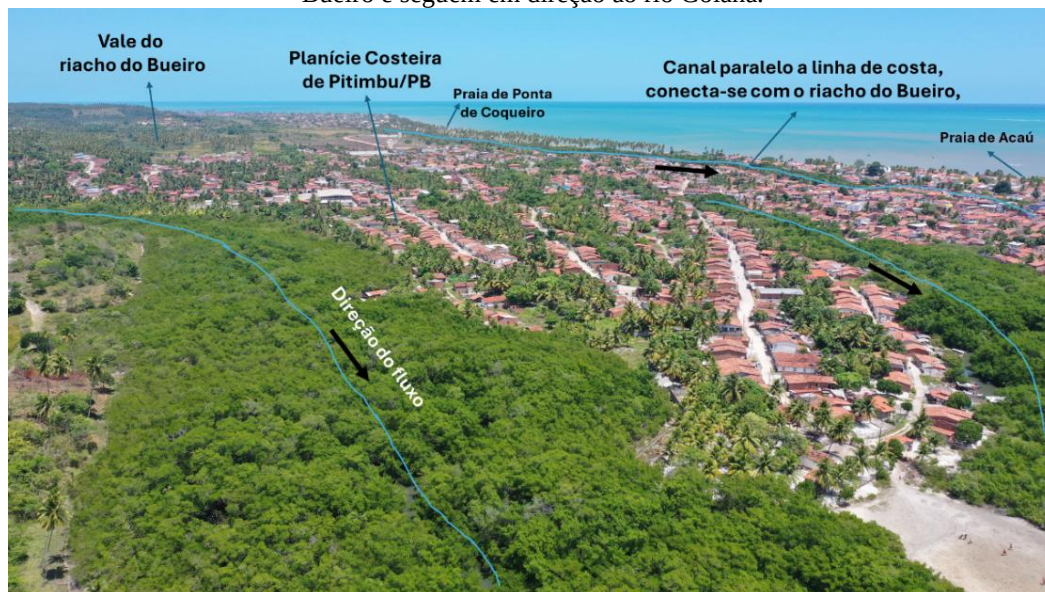
Para Suguio (2010), essas bacias marginais são um importante exemplo em macroescala das movimentações tectônicas na costa brasileira. Para o autor, mesmo que as principais atividades tenham ocorrido entre o Cretáceo e Neógeno, as falhas principais continuam ativas. Essas perturbações neotectônicas conseguem influenciar e modificar a rede de drenagem, sendo possível analisar também em mesoescala, no contexto apenas da Bacia Paraíba, que segundo Lima *et al.*, (2024), há evidências como setores de depósitos marinhos elevados, feições lineares orientadas por estruturas tectônicas pré-existentes e redes de drenagens alteradas devido à estrutura. No contexto da microescala, observa-se a área de estudo em questão, onde possíveis movimentações tectônicas, evidenciadas neste trabalho, elevaram o divisor do baixo curso do rio Goiana/Abiaí, desconectando a drenagem e individualizando as bacias.

Para Lavor (2021), um possível evento tectônico ocorrido há 120.000 anos AP, obstruiu a passagem da drenagem para o rio Goiana, devido à movimentação dos blocos posicionados a norte do *graben* de Goiana e a sul da depressão do Abiaí, o que provavelmente elevou setores do divisor de drenagem. A drenagem que seguia para o rio Goiana, pela depressão do Abiaí, precisou se ajustar, resultando em uma reversão da drenagem. Ainda segundo a autora, esses canais passaram a fluir em direção ao oceano criando o riacho do Bueiro. Posteriormente, a drenagem se reestruturou novamente, seguindo para o estuário do rio Abiaí.

O vale fluvial do riacho do Bueiro, é uma importante evidência desse ajustamento da drenagem. Ao observar as características desse ambiente, um indicativo importante é que o canal atual não teria capacidade e competência para escupir o seu vale, mesmo em condições climáticas mais intensas, pois apresenta uma nítida diferença em relação aos vales fluviais circunvizinhos. Outro indicativo é que esse canal foi desconectado da drenagem do Abiaí, possivelmente devido à eventos tectônicos associados a processos erosivos e ao redirecionamento da drenagem.

Atualmente visualiza-se na paisagem um vale amplo preenchido por sedimentos, com um canal bastante incipiente, alguns trechos de pântanos. Em momentos de maior vazão, o fluxo é levado pelos canais que se conectam com o rio Goiana em direção à planície costeira, próximos à praia de Acaú. No entanto, esses trechos apresentam intensa ocupação urbana, que modificou os canais que seguem perpendicularmente para o rio Goiana (Figura 103).

Figura 103 - Vista da planície costeira de urbanizada de Pitimbu/PB, contribuintes que conectam o riacho de Bueiro e seguem em direção ao rio Goiana.



Fonte: A autora (2024).

Outra questão importante a ser discutida, além dos processos tectônicos que contribuíram para a desconexão dessas bacias e modificação do divisor de drenagem, são as mudanças paleoclimáticas durante o Quaternário, que também influenciaram as transformações no baixo curso do rio Goiana. Essas mudanças estão associadas principalmente às variações no nível do mar, decorrentes dos processos de transgressão e regressão marinha. É importante entender que, além dos processos tectônicos, as oscilações entre períodos úmidos e secos são registros fundamentais para a compreensão das ações erosivas e deposicionais pretéritas.

Os depósitos de sedimentos inconsolidados que compõem as coberturas superficiais, mesmo que escassos na paisagem em sua forma preservada, contribuem para a indicação de variações climáticas durante o Quaternário, especialmente no Pleistoceno Superior e Holoceno. Segundo Fonsêca *et al.*, (2020), os ciclos de erosão são entendidos a partir da ideia de variações entre condições climáticas semiáridas e condições úmidas nos trópicos.

A cobertura vegetal apresenta um retardo em sua transformação decorrente as mudanças de ciclos, desde as condições mais secas até a formação de uma vegetação mais densa sobre condições úmidas atuais. Durante esse tempo, ocorre um aumento do potencial erosivo, criando feições desses períodos que ficam expostas na paisagem.

As amostras coletadas nos depósitos aluviais/coluviais encontrados na área de estudo, situadas sobre os divisores do baixo curso da bacia do rio Goiana, apresentaram, segundo dados geoquímicos, indícios de condições paleoambientais durante a deposição, principalmente em condições semiáridas, com um depósito indicando condições semiúmidas. Esses depósitos

estão localizados sobre sedimentos da Formação Barreiras, apresentam sedimentos bastante intemperizados em todas as amostras estudadas.

O perfil encontrado sobre o baixo divisor do rio Goiana/Abiaí foi depositado uma fase mais úmida e, conseqüentemente, mais recente do que os outros depósitos encontrados, devido às suas características granulométricas, geoquímicas e à sua posição muito próxima à desembocadura do rio Goiana. Nessas condições, sob ação erosiva fluvial e costeira, dificilmente os sedimentos permaneceriam preservados por muito tempo.

Já os depósitos da margem esquerda, devido à posição topográfica, à forma em terraços fluviais e às condições semiáridas do ambiente paleodeposicional, podem indicar que esses depósitos são mais antigos. A partir da correlação com o trabalho de Fonseca *et al.*, (2020), que obteve idades em áreas próximas ao baixo curso da bacia do rio Goiana, no setor oriental do Piemonte Cristalino da Borborema, desde o último Máximo Interestadial, com uma idade de 46.900 anos AP, até o Holoceno Superior, com idade de 3.200 anos AP, possivelmente indicando eventos de Paleo-ENSO.

Um ponto de coleta do referido trabalho, localizado entre o contato do Piemonte da Borborema e do Planalto Sedimentar, no baixo curso do rio Capibaribe-Mirim, a 30 metros de altitude, obteve duas importantes idades que podem ser cronocorrelatas dos perfis encontrados na margem esquerda do presente trabalho.

A idade de 31.410 anos AP, marca o nível deposicional localizado na base do perfil, indicando um processo de deposição já no contexto de transição entre o Último Máximo Interestadial e o Último Máximo Glacial. Segundo Fonsêca (2018), devido à alternância entre períodos de maior umidade e períodos mais secos, essa transição contribuiu para a remobilização de sedimentos nessa área. A outra idade, de 8.500 anos AP, localizada no topo do perfil, já no Holoceno, marcam eventos de reumidificação, conhecido como Ótimo Climático. Ambas as amostras são de fluxo de detritos de eventos distintos.

O presente ponto apresentado aqui pode indicar que os mesmos eventos que influenciaram os processos de remobilização e deposição de sedimentos a montante da área de estudo também são os mesmos dos depósitos encontrados no presente trabalho, considerando não apenas a localização próxima, mas também aos dados sedimentológicos. Já o depósito que, segundo suas propriedades geoquímicas, indicou paleodeposição em um ambiente mais úmido, além de ser composto quase totalmente por areia quartzosa, pode indicar uma deposição mais recente, associada a eventos de paleo-ENSO, que, segundo Fonseca *et al.*, (2020), provocou precipitações mais intensas na região, majorando o nível dos rios, que depositaram sedimentos nas áreas de inundação.

Os processos de transgressão e regressão marinha, advindos desses eventos, que condicionam as variações no nível relativo do mar, sobretudo durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno, são importantes elementos na compreensão da geomorfologia na área de estudo. Essas ações estão associadas a momentos de maior dissecação das superfícies tabulares e de acumulação de sedimentos nas planícies flúvio-marinhas, principalmente devido às mudanças no nível de base, que podem intensificar os eventos erosivos.

Segundo Suguio (2010), há cerca de 17.000 AP, na fase correspondente ao Último Máximo Glacial, o nível do mar estava entre 120 e 130 metros abaixo do atual, o que fez com que a plataforma continental estivesse quase toda emersa. Esse fator contribuiu para intensa erosão e dissecação dos tabuleiros, especialmente em áreas fraturadas e reativadas após a deposição da Formação Barreiras (Lavor, 2021).

Ainda segundo Suguio (2010), há cerca de 5.100 anos, o nível do mar subiu entre 3 e 5 metros acima do atual, o que resultou na destruição de parte dos terraços marinhos pleistocênicos, afogando regiões de lagunas e as desembocaduras dos canais. Em 3.900 anos AP, o nível do mar estava cerca de 1,5 a 2 metros abaixo do atual. Em 3.600 anos AP, o mar voltou a subir entre 2 e 3,5 metros. Em 2.800 anos AP, ocorreu um novo rebaixamento do nível, e em 2.500 anos AP, o nível do mar atingiu 1,5 a 2,5 metros acima do atual, seguindo uma tendência de rebaixamento contínuo. Esse processo de descida após a transgressão a 5.000 anos AP favoreceu a formação de terraços marinhos holocênicos e ampliou os processos de progradação na lida de costa.

Os registros sedimentares associados a dinâmica tectônica são elementos integradores da evolução geomorfológica da área de estudo, especialmente em condições de climas tropicais úmidos. A presença de *knickpoints* em sedimentos da Formação Barreiras e de feições lineares, além de estruturação da drenagem e vale fluviais com amplitudes altimétricas moderadas a fortes, são indícios de tectônica recente, com falhas que conduziram a soerguimentos e subsidências.

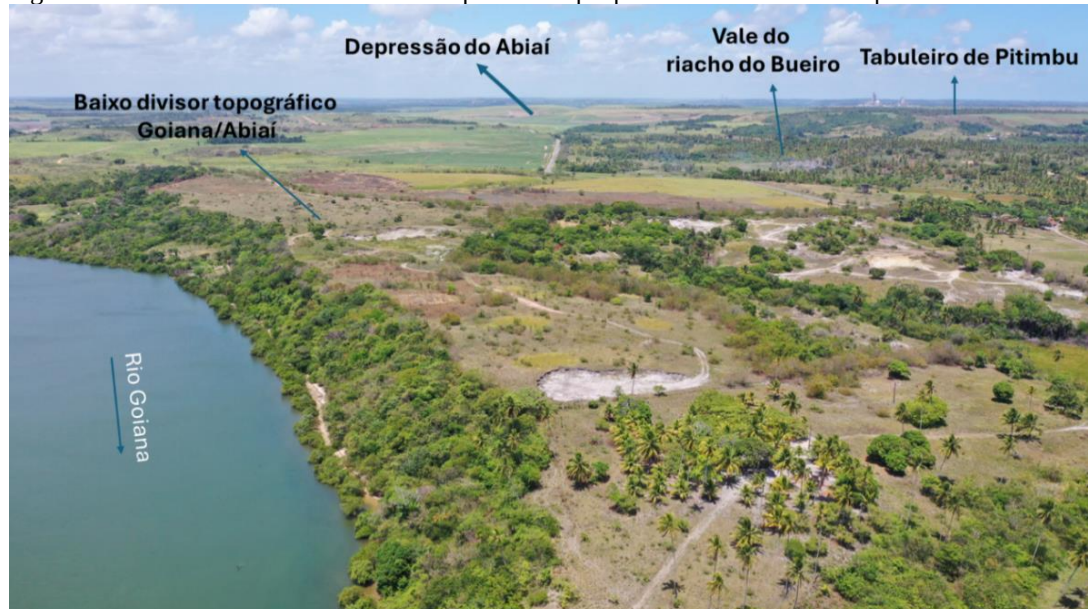
Encontrar vestígios “preservados” de ajustes morfológicos na drenagem, em áreas de relevo suave e sedimentos pouco consolidados, que possivelmente seriam erodidos a uma velocidade mais acelerada devido aos processos intempéricos intensos na área, possivelmente indica uma ação tectônica contemporânea.

No que diz respeito ao setor do baixo divisor topográfico entre as bacias do rio Goiana/Abiaí, a leste da área de estudo, a interação conjunta entre os processos climáticos e tectônicos pode ser uma resposta dos eventos que participaram da sua gênese. Possivelmente, esse trecho do divisor estava submerso, estabelecendo total contato entre os canais da depressão

do Abiaí que seguiam em direção ao rio Goiana. O possível rebaixamento do nível mar, cerca de 5 metros, para a posição atual, pode ter contribuído para a exposição desse setor rebaixado. No entanto, o rebaixamento do nível do mar por si só não seria suficiente, considerando que esse trecho apresenta altitudes máximas de cerca de 30 metros.

A existência de atividades tectônicas e basculamentos de blocos, evidenciados nesse divisor e nas áreas próximas ao tabuleiro de Pitimbu perto do riacho do Bueiro e sobre o riacho Engenho Velho, indicam a ocorrência de soerguimento, o que foi um fator preponderante no aparecimento desse setor rebaixado do divisor entre o Goiana/Abiaí (Figura 104).

Figura 104 -Vista do baixo divisor e áreas próximas que possivelmente sofreram processos tectônicos.



Fonte: A autora (2024).

Nesse setor, especialmente nos tabuleiros posicionados no vale do riacho do Bueiro, é visível a exposição da Formação Gramame. Em outros pontos, como no baixo divisor mostrado na figura 104, mais a montante deste ponto próximos à PB-008 e à fábrica de cimento em Caaporã, também se observa essa formação. Segundo Brito Neves *et al.*, (2009), a Formação Gramame corresponde ao máximo da transgressão do Grupo Paraíba na sub-bacia Alhandra. Embora tenha baixa presença nessas áreas, foi encontrada em altitudes abaixo dos 30 metros. Esses afloramentos de calcário podem indicar processos de tombamento associados à dissecação da Formação Barreiras e à consequente exumação do Gramame.

Percebe-se uma importante discussão levantada nessa pesquisa, onde a evolução geomorfológica do baixo curso da bacia do rio Goiana, ocorre a partir da relação entre os elementos estruturais, tectônicos e climáticos. O fator humano também desempenha um papel

importante na modificação desses ambientes, sobretudo no contexto do cultivo da cana-de-açúcar, pastagem e das atividades de carcinicultura, que geram assoreamento, contaminação dos corpos hídricos e redução da biodiversidade no sistema estuarino Goiana-Megaó. Essas atividades, ao longo dos anos, modificam a paisagem local. As atividades antrópicas na área de estudo dificultaram uma investigação mais detalhada dos depósitos sedimentares, pois alteram essas feições, por vezes, destruindo vestígios importantes para a verificação das ações tectônicas na área de estudo.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana é um importante exemplo da complexa relação entre os elementos estruturais/tectônicos, climáticos e antrópicos na dinâmica geomorfológica. Nesta pesquisa, foi possível compreender que os fatores climáticos não são os únicos atuantes na modelação do relevo em ambientes tropicais úmidos de margem passiva, os processos estruturais e tectônicos também contribuem significativamente para a geomorfologia local.

Embora as atividades antrópicas sejam fatores de mudanças atuais e modificam as paisagens rapidamente, a análise da rede de drenagem e do relevo permitiu encontrar evidências de influências estruturais e de movimentações tectônicas. Além disso, os ambientes deposicionais contribuíram para o debate sobre a dinâmica climática pretérita na área de estudo.

A compartimentação geomorfológica da área é predominantemente composta pelos Tabuleiros Costeiros do domínio morfoestrutural do Planalto Sedimentar Litorâneo, com litologia, majoritária, da Formação Barreiras. Em algumas áreas das superfícies tabulares, estão expostos fragmentos da Formação Beberibe e da Formação Gramame, devido à dissecação da Formação Barreiras, que pode estar associada a processos de movimentação tectônica e à dinâmica do climática.

As áreas de colinas ocupam um pequeno setor a sudoeste, onde o Piemonte Cristalino da Borborema finaliza sua participação e encontra-se com o domínio Sedimentar Costeiro, influenciando o relevo dessa porção devido ao contato de diferentes litologias. O domínio morfoestrutural da planície Flúvio-marinha compreende os depósitos aluvionares e Flúvio-marinhos. O relevo dessa área apresenta altitudes abaixo dos 213 metros, sendo que os valores mais altos se encontram no topo dos Tabuleiros.

Em geral, as superfícies de colinas e tabuleiros mais dissecados não ultrapassam 120 metros de altitude, enquanto as planícies estão em áreas de até 30 metros de altitude. A declividade exibe um relevo de suave a ondulado, entre 8 e 20%, com setores em menor proporção que exibem um relevo forte-ondulado, com declividade acima de 45%. Nas planícies, caracteriza-se por um relevo plano.

Quanto às análises morfométricas realizadas, observou-se um adensamento de feições lineares, condicionadas às principais zonas de cisalhamento regional, que pressionam tanto o relevo quanto a drenagem a se ajustarem à dinâmica regional. Em uma escala local, essas feições lineares podem ser atribuídas a reativações tectônicas, que também interferem no relevo e no reposicionamento da rede de drenagem. O RDE aplicado na área de estudo contribui para

essa discussão, no sentido de que a presença de *knickpoints*, principalmente anomalias de 2ª ordem, é correlata aos setores de maior adensamento de lineamentos, além de indicar a presença de anomalias na rede de drenagem da área de estudo.

Tanto o Índice de Assimetria aplicado nas sub-bacias quanto o Fator de Assimetria do Divisor indicaram uma assimetria moderada na área de estudo. Sub-bacias localizadas sobre o divisor do Goiana/Abiaí apresentaram forte assimetria, como, por exemplo, a sub-bacia 09, do rio do Galo, a sub-bacia 06 e a sub-bacia 07 do riacho milagre. O Fator de Assimetria do Divisor apresentou uma forte assimetria nas proximidades da bacia do rio do Galo, em áreas da margem esquerda. Essas evidências, associadas ao índice RFAV, que indicou baixos valores e um entalhamento fluvial de moderado a forte em algumas sub-bacias estudadas, são fortes indícios de morfotectônica, o que contribui para as evidências de antigas conexões entre as bacias Goiana e Abiaí.

Essas discussões morfométricas, associadas à morfologia da rede de drenagem, que analisaram o comportamento da drenagem, desde a configuração e as diferenças na dissecação dos vales fluviais até a presença de trechos anômalos e possíveis rearranjos de drenagem, são peças importantes para a compreensão da geomorfologia local, bem como para as evidências de influências estruturais e tectônicas na área de estudo.

O mapeamento das formas e as discussões sobre os processos fluviais da planície do rio Goiana indicam um ambiente de deposição em áreas de subsidência, marcado por migrações de canais, trechos abandonados e feições deposicionais, como ilhas e barras vegetadas. O resgate de antigos depósitos sedimentares presentes nos setores de encostas suaves e antigos terraços que margeiam a planície do rio Goiana favoreceu a reconstrução desses ambientes, bem como o entendimento de eventos climáticos pretéritos que contribuíram na evolução dessas áreas.

Os sedimentos guardam registros de eventos pretéritos que contribuíram para a modelagem do relevo local. Nesse sentido, foram analisados cinco perfis de sedimentos de origem coluvial e aluvial, três encontrados na margem direita do divisor e dois na margem esquerda, ambos no contato entre os tabuleiros e a planície costeira. Em geral, os sedimentos apresentam alto grau de intemperismo, indicando que foram retrabalhados e transportados a curta distância.

Os perfis da margem direita podem indicar a presença de possíveis terraços com sedimentação aluvial e coluvial, associados à migração de canais e a níveis deposicionais derivados de fluxos de encostas. Na margem esquerda, os sedimentos podem ser indicativos de processos de inundação, que, durante os maiores *inputs* de precipitação e aumento do fluxo, depositaram os sedimentos sobre o divisor rebaixado.

Essa dinâmica, segundo as análises geoquímicas, está associada às deposições em fases mais úmidas e semiáridas, decorrentes da dinâmica climática ao longo do Quaternário. Inferese, nesta pesquisa, que os depósitos da margem esquerda são mais recentes na paisagem, devido à sua posição topográfica e ao fato de que esses sedimentos dificilmente permaneceriam preservados por muito tempo, dada a intensa dinâmica climática da área e os possíveis processos tectônicos recentes que movimentaram os blocos nesse setor. A exumação do Gramame, em pontos locais, é um importante indício de retirada das coberturas superficiais inconsolidadas, que expôs litologias anteriores à Formação Barreiras.

Em virtude dos fatos mencionados e investigados no presente trabalho, foi possível compreender a evolução e dinâmica geomorfológica do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Goiana, bem como corroborar estudos já realizados nas proximidades sobre as reativações tectônicas. Buscou-se estabelecer explicações principalmente através dos indícios deixados na rede de drenagem local.

O estudo construiu a geomorfologia da área a partir dos elementos morfotectônicos expressos pelos índices de morfometria, dos elementos da morfogênese e morfodinâmica fluvial, assim como dos registros das sequências sedimentares dos perfis encontrados. Além disso, compreendeu-se que a evolução geomorfológica do baixo curso da bacia do rio Goiana, esteve conectada à bacia do rio Abiaí, onde elementos tectônicos e climáticos desconectaram essas bacias, contribuindo para a dinâmica geomorfológica atual.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno: efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. **Inter-Fácies Escritos e Documentos**, v.4, p.1-11, 1979.
- AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. IGEOG-USP, **Bol. Geomorfologia**, São Paulo, n. 19, p. 1-38, 1969.
- AESA – AGÊNCIA EXECUTIVA DE GESTÃO DAS ÁGUAS. **Litoral Sul**. 2023. Disponível em: <http://www.aesa.pb.gov.br/aesa-website/comite-de-bacias/litoral-sul/>. Acesso dia 22 de maio de 2023.
- AITKEN, M. J. **An introduction to Optical Dating**. Oxford University Press, 1998.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, J. D. M. **Desconectividade da paisagem e compartimentação fluvial da bacia do Riacho Grande, Sertão Central pernambucano**, 2017, 135p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.
- ALVES, Neliane de Sousa. **Mapeamento hidromorfodinâmico do complexo fluvial de anavilhanas Contribuição aos estudos de geomorfologia fluvial de rios amazônicos**, 228f, Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, 2013.
- AMUS, H. E; CARVALHO, J. C. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba). **Projeto Remac – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES, v. 4, p. 1-24, 1978.
- 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 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 42 (2): p. 113-130, 2015.
- ANDRADES-FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R. The unsteady post-rift stage of the South ABarrmerican passive margin based on the tectono-sedimentary evolution of the onshore Paraíba Basin, NE Brazil, **Quaternary International**, v. 580, p. 100–119, 2021.
- APAC – AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMAS. **Bacia do rio Goiana**. 2023. Disponível em: <https://www.apac.pe.gov.br/164-bacias-hidrograficas-rio-goiana/194-bacia-do-rio-goiana>. Acesso dia 22 de maio de 2023.
- ARAÚJO, M. E. **Estudo geomorfológico do extremo sul do litoral da Paraíba**. 1993. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1993.

BABECHUK M. G.; WIDDOWSON M.; KAMBER B. S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. **Chemical Geology**, v.363, p.56-75, 2014.

BARBIER, E. B.; HACKER, S. D.; KENNEDY, C.; KOCH, E. W.; STIER, A. C.; SILLIMAN, B. R. The value of estuarine and coastal ecosystem services. **Ecological Monographs**, v. 81, n. 2, p. 169–193, 2011.

BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Análise de bacia hidrográfica como subsídio para detecção de Neotectônica: estudo da bacia hidrográfica do rio Gurujá, Litoral Sul do Estado da Paraíba. **Cadernos de Geociências**, Salvador, v.8, n. 1, p. 10-18, 2011.

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, J. A.; LIMA FILHO, M. Os domínios da Bacia da Paraíba. **Anais do 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás**, Salvador, 2005.

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, p. 43 – 56, 2011.

BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Bases teóricas e fatores controladores da dinâmica fluvial. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**, 1. ed, Bertrand Brasil, 2020, 516 p.

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

BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonical-geomorphological development within a passive margin – The Cariata trough northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 97, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P. da; VITA-FINZIB, C.; LIMA-FILHO, F. P.; SAADI, Allaoua. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil, **Engineering Geology**, v. 76, p. 191–208, 2005.

BEZERRA, F. H. R. Neotectonic movements in Northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, p.562-564, setembro, 2000.

BEZERRA, F. H.; MARQUES, F. O.; VASCONCELOS, D. L.; ROSSETTI, D. F.; TAVARES, A. C.; MAIA, R. P.; CASTRO, D. L.; NOGUEIRA, F. C.C.; FUCK, R. A.; MEDEIROS, W. E. Review of tectonic inversion of sedimentary basins in NE and N Brazil: Analysis of mechanisms, timing and effects on structures and relief. **Journal of South American Earth Sciences**, 126, p. 1-29, 2023.

BEZERRA, F. H.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil. **Geology**, v. 28, p. 591-594, 2000.

BIGARELLA, João José. **Estruturas e origem das paisagens tropicais e subtropicais**, Florianópolis, vol III, Editora da UFSC, p 877- 1436. 2003.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BOTT, M. H. P. Rifted passive margins. In: OLSEN, K. H. (Ed.). **Continental rifts: evolution, structure, tectonics**. Elsevier, p. 409-426, 1995.

BRAJNIKOV, B. Essai sur la tectonique de la région al est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil. **Bull. Soc. Géol. France**, v. 17, p. 321-335, 1847.

BRADLEY, D. C. Passive margins through earth history. **Earth-Science Reviews**, v.S5-XVII, n. 4-6, p. 01-06, 2008.

BRASILINO, R. G.; MIRANDA, A. W. A. caracterização litogeoquímica do Complexo Salgadinho na Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-IV), Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, Gramado – RS. **Resumos...** Soc. Bras. de Geoquímica, p.832-835, 2011.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape**, 1º ed, Blackwell Publishing Ltd, 2013, 360p.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management Applications of the River Styles Framework**. 1º ed, Blackwell Publishing Ltd, 2005, 412p.

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.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 44, n. 3, p. 131-136, 2014.

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 proterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 1, p. 127-134, 2004.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; SCHMUS, W. R. V. Tectonic History of the Borborema Province. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Org.). **Tectonic Evolution of south america**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 151-182, 2000.

BRITO NEVES, B. B.; SPRÖESSER, W. M.; PETRONILHO, L. A.; SOUZA, S. L. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). **Revista do Instituto de Geociências – USP**, Série Científica, São Paulo, v.13, n.2, p.97-122, 2013.

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. **Anais...** Binghamton: Doebling, D.O., p. 115-138, 1977.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. A. **Tectonic Geomorphology**. 2. ed. Malden, Wiley-Blackwell, 2012, 474 p.

CARVALHO, V. S.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JÚNIOR, V. S.; BRILHANTE, S. A. Caracterização de Espodossolos dos Estados da Paraíba e do Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, 37 (6), p. 1454-1463, 2013.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. 1º ed, Nova York, Routledge, 2008, 275p.

CHEREM, L. F. S *et al.* Análise morfométrica em Bacias Hidrográficas In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**, 1. ed, Bertrand Brasil, 2020, 516 p.

CHIESSI, C. M. **Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. 2004, 117 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, 2004.

São Paulo, 2004. CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed, São Paulo, Editora Edgar Blücher, 188 p. 1980.

CHISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**, Ed. Edgard Blücher, São Paulo, 1981, 297p.

CONTI, J. B. O meio ambiente tropical. **Geografia**, São Paulo, v.14, n.28, p.69-79, 1989.

CORDEIRO, J. S. **Evolução hidrogeomorfológica de sistemas fluviais afetados por ruptura de barreira de rejeito**. 2022, 292 p. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2022.

CORREIA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2001, 386 p. Tese (Doutorado em Geografia) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CORREIA A. C. B, TAVARES, B. D. A. C., MONTEIRO, K. A., FONSÊCA, D. N. A Aplicação de Técnicas Geocronométricas em Geomorfologia: uma Atualização Metodológica. **Espaço Aberto**, 6(1), p. 45-74, 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.

CORREIA, I. C. S. **Variações climáticas no Quaternário**, E-Book CECO/PGGM/IGEO/UFRGS, Porto Alegre, 2021, 103 p.

CPTEC/INPE – CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. **Infoclima**. Disponível em: <http://infoclima.cptec.inpe.br/>, acesso dia 23 de maio de 2023.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura Geoquímica de unidades coluviais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG. Belo Horizonte, MG.** 152 p. 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

CUBAS, C. A. C. **Migração dos divisores de drenagem ao longo do azimuth 125°, 2021,** 80 p. Monografia (Graduação em Geologia) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2021.

CUNHA, E. M. S. **Considerações gerais sobre a zona costeira.** Capítulo 3, p. 125-153, 2005.

CUNHA, S. B. Canais Fluviais e a Questão Ambiental. In: **A Questão Ambiental: diferentes abordagens.** S. B. CUNHA; A. J. T. GUERRA (org). Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2012, 250p.

DAMUTH, J. E.; FAIRBRIDGE, R. W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-age aridity in tropical South America. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.81, p.189-206, 1970.

DEMEK, J. (Ed) **Manual of detailed geomorphological mapping.** Praga: Comm. Goomorph. Surv. Mapping. IGU, 1972. 368p.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, v.80, p.213-232, 1992.

DOUGLAS, I. **Humid Landforms.** Cambridge: MIT Press, 1977, 307p.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p. 229-247, 2007.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em seguimentos de drenagem. **Revista de Geociências**, São Paulo, v. 5, n. 3, p. 271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, western São Paulo state, Brazil, based on the distribution of late quaternary allounits. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 6, n. 1, p. 109-114, 2000.

FAIRBRIDGE, R. W. The Estuary: its Definition and Geodynamic Cycle. In: OLAUSSON, E.; CATO, I. (Eds.). **Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries**, John Wiley and Sons, New York, p1-35, 1980.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. da 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**, Vol. 1, nº1. p. 15-28, 2005.

FIGUEIREDO, M. M. J. C. **Paleovegetação e paleoclima da Serra Sul de Carajás, Sudeste da Amazônia, durante os últimos 45.000 anos, com base em estudos multidisciplinares na lagoa do Violão**, 2019, 66 p. Dissertação (Mestrado profissional do Programa de Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais) - Instituto Tecnológico Vale Desenvolvimento Sustentável, Belém, 2019.

FOLK, R. L.; WARD, W. Bazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27, p. 3-26, 1957.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B. Uso de MDE na extração de lineamentos para detecção de reativações neotectônicas na bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, MG. **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, p. 3483 – 3490, 2011.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C.; LIRA, D. R.; TAVARES, B. A. C.; TORRES, B. A.; GONÇALVES, R. B.; SILVA, W. F. Climatically driven quaternary sedimentation in a passive margin tropical context: insights into the geomorphological evolution in Northeastern Brazil. **Geomorphology**, p. 01-23, 2024.

FONSÊCA, D. N., CORREA, A. C. B., SILVA, A. C. Compartimentação Geomorfológica da Região Metropolitana do Recife (RMR) a partir da análise morfoestrutural. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro, v. 29, p. 201-219, 2016.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, LIRA, D. R.; BARROS, A. C. M.; MUTZENBERG, D. S. Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surf. Process. Landforms**, 2020.

FONSÊCA, D. N. **Evolução geomorfológica e sedimentação Quaternária no setor Oriental do Piemonte da Borborema**, 2018, 195 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

FONSÊCA, D. N. **Reconstrução da Paisagem Geomorfológica através da Assinatura Geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco**. 2012. 88 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.

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

FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brasil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of structural geology**, v.16, p. 647-661, 1994.

FRYIRS, K. Guiding principles for assessing geomorphic river condition: application of a framework in the Bega catchment, South Coast, New South Wales, Australia. **Catena**, nº 53, p. 17-52, 2003.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 61-70, 2006.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks**. London: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GERBOVA, V. G.; TIKHOMIROV, V. V. Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. **Geologishe Rundschau**, v.71, p.513-518, 1982.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature**, v. 346, p. 739-742, 1990.

GIRÃO, O.; CORRÊA, A. C. B.; GUERRA, A. J. T. Influência da climatologia rítmica sobre áreas de risco: o caso da Região Metropolitana do Recife para os anos de 2000 e 2001. **Revista de Geografia**, UFPE/DCG-NAPA: Recife, v.23, nº1, p. 03-41, 2006.

GONÇALVES, D.; LEITE, W. C.; BRINATTI, A. M.; SAAB, S. C.; IAROSZ, K. C.; MASCARENHAS, I. P.; CARNEIRO, P. I. B.; ROSA, J. A. Mineralogia de um latossolo vermelho distrófico submetido a diferentes manejos por 24 anos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Número Especial, v. 32, p. 2647-2652, 2008.

GONÇALVES, R. B.; FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; Padrões de Fotolineamentos Aplicados à Análise Morfoestrutural da Bacia do Rio Mamanguape, Paraíba. **Revista do Departamento de Geografia USP**, v. 34, p. 43-54, 2017.

GUERRA, A. T.; GUERRA, J. A. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997, 648p

GUPTA, A. **Geomorfologia Tropical**, Cambridge University Press, 2011, 409 p.

HAFFER, J. Ciclos de tempo e indicadores de tempos na história da Amazônia. **Estudos Avançados**, vol. 6 nº.15 São Paulo, p. 07 – 39, 1992.

HARTT, C. F. **Geology and physical geography of Brazil**. Boston: Fields Eszood & Co., 1870, 620 p.

HASUI, Y. Quadro geral da evolução Pré-Ordoviciano: a conexão Brasil-África. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, p. 123-130, 2012.

HEUSSER, C. J. Late Glacial-Holocene climate of Lake District of Chile. **Quaternary Research**, v.22, p.77-90, 1984.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, **Bulletin of the Geological Society of America**, V. 56, p. 275-370, 1945.

HUGGETT R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Abingdon, Routledge, 2007, 458 p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, **Censo Demográfico**. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/>. Acesso dia 21 de maio de 2023.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Glossário geológico I**. Rio de Janeiro: Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1999. 214 p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE, 2ª edição, 2009, 175 p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. **Manual Técnico de Pedologia**, 3ª ed. Rio de Janeiro, 2015, 420p.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 2002, 384 p.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n.2, p.147-265, 1956.

KLEINA, M. **Sensitividade Fluvial na bacia hidrográfica do rio Sagrado (Morretes/PR)**. 2016. 108f. Dissertação de Mestrado em Geografia – Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 6, nº 1, p. 01 – 18, 2005.

LAVOR, L. F. **Investigação geológica e geomorfológica da origem da depressão do Abiaí na faixa costeira da bacia Paraíba, NE do Brasil**. 2021, 145 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2021.

LEOPOLD, L. B., BULL, W. B. Base level, aggradation, and grade. **Proceedings of the American Philosophical Society**, 123(3), p.168-202, 1979.

LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará**. 192 p. 2015. Tese (Doutorado em Geografia) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

LIMA, R. N. de S.; MARÇAL, M. dos S. Avaliação da Condição Geomorfológica da Bacia do Rio Macaé – RJ a partir da metodologia de Classificação dos Estilos Fluviais, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, nº 2, p. 171-179, Abr/Jun, 2013.

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, V. F.; FURRIER, M.; SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G. Morphostructural influence and neotectonic activity in the geomorphological configuration of southeast Paraíba and northeast Pernambuco, Brazil. **Heliyon**, v. 10, ed. 09, E30111, p. 01-22, 2024.

LIMA, V. F.; LAVOR, L. F.; FURRIER, M. Estudo Neotectônico em Margem Continental do Tipo Passiva. **Geografia, Ensino & Pesquisa**, v. 21, n.1, p. 206-215, 2017.

LIMA, W. de P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**, ESALQ/USP, 2º ed. Piracicaba, 2008, 253p.

MATOS, R. M. D. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and west Africa. *In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (eds.). The oil and gas habitats of the South Atlantic. Geol. Soc. Spec. Publ.*, v.153, p. 55-73, 1999.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. **Revista Brasileira Geociências**, São Paulo, v.18, n.4, p. 476-482, 1988.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. *In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais*, 1. ed, Bertrand Brasil, 2020, 516 p.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; COTA, E. M. Morfodinâmica fluvial. *In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais*, 1. ed, Bertrand Brasil, 2020, 516 p.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; LAVARINI, C. Unidades espaciais de estudo e elementos do sistema fluvial. *In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais*, 1. ed, Bertrand Brasil, 2020, 516 p.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37- 46, 2011.

MARKGRAF, V. Palaeoclimates in Central and South America since 18,000 years BP based on pollen and lake level records. **Quaternary Science Reviews**, v.8, p.1-24, 1989.

MCLUSKY, D. S.; ELLIOTT, M. **The Estuarine Ecosystem**. Cambridge: Oxford University Press, 2004. 216 p.

MELO, J. H. S. de. **Estudo da evolução das cabeceiras de drenagem como subsídio para o entendimento da morfodinâmica de divisor de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Moxotó e Capiá – AL/PE, NE do Brasil**. 2022, 70 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2022.

MENEZES, F. B. T.; WANKLER, F. L.; VELOSO, R. S.; GAMA, C. V. C. Sistemas deposicionais fluviais: análise estratigráfica das unidades sedimentares da formação Boa Vista, Nordeste da bacia do Tacutu, RR. **Rev. Geogr. Acadêmica**, v.14, n.1, p. 69 – 93, 2020.

MICHELON, C. R.; MARTINS, E. R. C. Modelado do relevo e conformação do perfil das vertentes na microbacia do Arroio Cadena/Santa Maria-RS. **Anais do V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**, UFSM, p. 01 – 14, 2004.

MIGON, P. Morphotectonics. *In: GOUDIE, A.S. The encyclopedia of geomorphology*. V.1, Londres, Routledge, p. 699, 2006.

MOLION, L. C. B.; BERNADO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, SP, v.17, n.1, p. 2-10, 2002.

MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, 103, p. 1-12, 2020.

MÜTZEMBERG, D. S. **Ambientes de ocupação pré-histórica no Boqueirão da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara – PI**. 256 p. 2010. Tese (Doutorado em Arqueologia) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

MÜTZEMBERG, D. S. **Gênese e ocupação pré-histórica do sítio arqueológico Pedra do Alexandre: uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do vale do Rio Carnaúba – RN**. 142 p. 2007. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

NAGELKERKEN, I.; SHEAVES, M.; BAKER, R.; CONNOLLY, R. M. The seascape nursery: A novel spatial approach to identify and manage nurseries for coastal marine fauna. **Fish and Fisheries**, v. 16, n. 2, p. 362– 371, 2015.

NASCIMENTO, F. A. **O papel dos processos de rearranjo de drenagem na Morfogênese Neógena da alta/média bacia hidrográfica do rio Branco**, 2020. 136 p. Tese (doutorado em Geografia) Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2020.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v.299, p.715-717, 1982.

NETO, J. L. S.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C. R. G.; SUIGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.28-51, 2005

NEVES, S. P.; MARIANO, G.; SILVA, J. M. R. **Geologia e recursos minerais da folha Surubim* SB.25-Y-C-IV**. Recife, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2017, 96 p.

NIKOLAEVA, K. M; GERYA, T.; MARQUES, F. O. Numerical analysis of subduction initiation risk along the Atlantic American passive margins. **Geology**, v. 39, p. 463–466, 2011.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, n. 1, p. 107-118, 2014.

NÜRNBERG, D., MÜLLER, R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from lateJurassic to present. **Tectonophysics**, v.191, p. 27–53, maio, 1991.

OLIVEIRA, C. K. R. **Avaliação integrada dos sistemas fluviais: subsídio para reconhecimento e classificação do geopatrimônio fluvial**. 2020, 310 p. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2020.

OLIVEIRA, G. P. de. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste Oriental brasileiro**. 2019, 162 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019.

OLIVEIRA, L. A. F.; COTA, G. E. M.; LIMA, L. B. S.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; CARVALHO, A. Aplicação da luminescência opticamente estimulada (LOE) como subsídio

aos estudos de capturas fluviais Quaternárias: o caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, nº 4, p. 680 – 690, 2018.

OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, M. S. L. **Argissolos amarelos**. EMBRAPA, 2021. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/territorios/territorio-mata-sul-pernambucana/caracteristicas-do-territorio/recursos-naturais/solos/argissolos-amarelos>. Acesso dia 23 de maio de 2023.

OLIVEIRA NETO, M. B.; SILVA, M. S. L. **Latossolos amarelos**. EMBRAPA, 2021. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/territorios/territorio-mata-sul-pernambucana/caracteristicas-do-territorio/recursos-naturais/solos/latossolos-amarelos>. Acesso dia 23 de maio de 2023.

OLIVEIRA, S. M. B.; PASSEDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FÁVARO, D. I. T.; BABINSK, M. Evidência geoquímica de solos formados pela integração de Guanós e rochas vulcânicas, Ilha Rata, Fernando de Noronha (PE). **Revista do Instituto de Geociências**, Série Científica, São Paulo, v.9, n.3, p. 03-12, 2009.

PAIVA, P. T. de M. **Distribuição sedimentar e geomorfologia da plataforma interna adjacente ao estuário do rio Açú, Macau-RN**. 2019, 89 p. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2019.

PAULA, Rafaela Teixeira; ROCHA, Geraldo César. Análise do quadro físico em ambiente tropical úmido e reflexos na vulnerabilidade climática, o caso de Juiz de Fora – MG, **Anais do XIII ENANPEGE**, São Paulo, p 01-14, 2019.

PEDERSON, D. T. Stream piracy revisited: a groundwater sapping solution. **GSA Today**, v. 11, n. 9, p. 4-10, 2001.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, D. D. (eds.). **Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies**. Reidel: Dordrecht, p. 289-300, 1988.

PEREIRA, A. B. O quaternário e as formações superficiais. **Revista de estudos Universitários**, Sorocaba, v.25, n.2, p.125-145, 1999.

PERILLO, G. M. E. **Geomorphology and sedimentology and estuaries. Developments sedimentology**. 1º ed. Elsevier Science, 488p.

PIRES, José Salatiel Rodrigues; SANTOS, José Eduardo dos; DEL PRETTE, Marcos Estevan. A Utilização do Conceito de Bacia Hidrográfica para a Conservação dos Recursos Naturais. In: SCHIAVETTI, Alexandre; CAMARGO, Antônio F. M. (editores). **Conceitos de Bacias Hidrográficas: teorias e aplicações**. Ilhéus, BA: Editus, 2002. 293p.

PRITCHARD, D. W. What is an Estuary: Physical Viewpoint. In: **Estuaries**. LAUFF, G. H. (Ed.). American Association for the Advancement of Science, nº 83, Washington D. C, p. 149-176, 1967.

RAFAEL, L. M.; BARBOSA NETO, M. V.; GIRÃO, O.; NÓBREGA, R. S. Análise da dinâmica climática associada a zonas potenciais de inundação enquanto fatores condicionantes das cheias ocorridas em julho de 2011 na bacia do rio Goiana, Estado de Pernambuco. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 16, n. 55, p. 47-60, 2015.

REZENDE, É. A. CASTRO, P. de T. A. Variação espacial e condicionantes do entalhamento fluvial na bacia do rio Grande, Sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, nº 4, p. 645 – 659, 2016.

REZENDE, É. A. **O papel da dinâmica espaço-temporal da rede hidrográfica na evolução geomorfológica da alta/média bacia do Rio Grande, sudeste brasileiro**. 2018, 222 p. Tese (doutorado em Ciências Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

RIBEIRO, R. V. S. **Dinâmica geomorfológica, condicionantes morfoestruturais e terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Itapetininga-SP**, 2021, 172 p. Dissertação (mestrado em Geografia) Universidade Federal de São Carlos, Sorocaba, 2021.

RODRIGUES, W. F.; SALGADO, A. A. R.; MAIA, R. P. Evidências de captura fluvial no semiárido setentrional brasileiro: o caso do divisor entre os rios Acaraú e Aracatiaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, nº 2, p. 1334 – 1356, 2022.

RONQUIM, C. C. **Conceitos de fertilidade do solo e manejo adequado para as regiões tropicais**, 1º ed, Campinas, Embrapa Monitoramento por Satélite, 2010, 30p.

ROSSETTI, D. F. Ambientes Costeiros. In: FLORENZANO, T. G. (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. pp. 247-283.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: **Quaternário do Brasil**. São Paulo: Holos Editora, 2005.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. 1991, 290 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais, 1991.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v.6, UFMG, p. 55-63, Belo Horizonte, 1998.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Geonomos**, v.1, n.1, p.1-15, 1993.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Critérios e técnicas para o quaternário**. São Paulo: Edgard Blücher, 2007, 404 p.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994, 307 p.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Late Quaternary palynological studies in the Venezuelan Andes. **Erdwissenschaft Forschung**, v. 28, p. 279 - 293, 1984.

SANTOS, D. A. R.; MORAIS, F. Assimetria de bacias hidrográficas e influências litoestruturais na geomorfologia do rio Formoso, TO. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 18, n. 61, p. 180–199, 2017.

SANTOS, H. G., *et al.* **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5° ed., Brasília, EMBRAPA, 2018, 355 p.

SANTOS, L. D. J.; SILVA, W. F.; SILVA, C. S.; LISTO, F. L. R.; GIRÃO, O. Identificação dos padrões de configuração de vale e sua influência na morfologia do canal rio Aripibú – Pernambuco. **Anais do XII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2018.

SANTOS, M. S.; FREITAS, G. A. de; FURRIER, M. Análise morfométrica e indícios de ação neotectônica na área correspondente à folha Pitimbu, litoral Sul da Paraíba, Nordeste do Brasil. **Cadernos de Geociências**, v. 10, n. 2, p. 139 -149, nov, 2013.

SHELLMANN, W. Considerations on the definition and classification of laterites. **Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes**, IGCP 129 and IAGC, Trivandrum, India. Oxford and IBH Publishing Company, New Delhi, p.1–10. 1981.

SCHERLER, D.; SCHWANGHART, W. Drainage divide networks – Part 1: Identification and ordering in digital elevation models. **Earth Surface Dynamics**, 8, p. 245–259, 2020.

SCHUM, S. A; DUMONT, J. F; HOLBROOK, J. M; **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University Press, 292 p, 2000.

SCHUMM, S. A; ETHRIDGE, F. G. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. In: DALRYMPLE, R.W.; BOYD, R.; ZAITLIN, B.A. (org). **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences**, SEPM, Special Publication 51, p. 11–28, 1994.

SCHUMM S. A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 2005, 220 p.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Wiley, New York, 1977, 338p.

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

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.24, p.151-158, 1954.

SILVA, A. C. **Reconstrução quaternária da dinâmica geomorfológica a partir das análises dos depósitos do baixo curso do rio Capibaribe – PE**. Recife, PE. 2016. 206 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016.

SILVA, A. C.; GIRÃO, O. Identificação de influências neotectônicas através de imagens SRTM, a partir da morfometria no baixo curso do rio Capibaribe/PE. **Revista de Geologia**, v.29, nº 2, p. 213-225, 2016.

SILVA, C. S. **Avaliação das condições hidrogeomorfológicas da bacia hidrográfica do Rio Jaboatão**. 2018, 137 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

SILVA, C. S.; BISPO, C. O.; SILVA, S. B.; GIRÃO, O. Análise do sistema fluvial frente ao uso e ocupação da terra na bacia do rio Tejipió – Região Metropolitana do Recife. In: LISTO, F. L. R.; MÜTZENBERG, D.; TAVARES, B. A. C (org). **E-book do I Workshop de Geomorfologia e Geoarqueologia do Nordeste**, vol I, Recife, GEQUA, p 89-100, 2016.

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 (1), p. 01-22, 2009.

SILVA, I. C. **Geomorfologia, morfoestrutura e morfotectônica do Nordeste do Estado da Paraíba** 2020, 232 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2020.

SILVA, M. C. Estuários – critérios para uma classificação ambiental. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n.1, p. 25-35, 2000.

SILVA, T. M. Geomorfologia dos trópicos úmidos – Sudeste do Brasil, **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 3, n. 1, p. 1-28, 2022.

SILVA, W. F. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Sirinhaém a partir da reorganização fluvial: os índices morfométricos como mecanismo de análise**. 2022. 171 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2022.

SOUZA, A. S. **Caracterização Geomorfológica, Morfotectônica e Morfométrica da folha Itaporoca 1:25.000, Paraíba, Brasil**, 2016, 112 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.

SOUZA, E. R.; FERNANDES, M. R. **Sub-bacias hidrográficas: unidades básicas para o planejamento e a gestão sustentáveis das atividades rurais**. Informe Agropecuário, Belo Horizonte, v. 21, nº 207, Nov./dez, p.15-20, 2000.

SOUZA, D. H.; HACKSPACHER, P. C.; TIRITAN, C. D.; RIBEIRO, L. F. B.; CAMPANI, M. M. Aplicação de análise morfométrica – relação declividade vs. extensão e perfil longitudinal das drenagens – na bacia do ribeirão das Antas para detecção de deformações neotectônicas no planalto de Poços de Caldas. **Revista de Geografia, Juiz de Fora, MG**, v. 27, n.1, 2010.

SOUZA, J. O. P. Dos sistemas ambientais ao sistema fluvial – uma revisão de conceitos. **Caminhos da Geografia**, Uberlândia v. 14, n. 46, p. 224–233, 2013.

SOUZA, J. O. P. **Modelos de evolução da dinâmica fluvial em ambiente semiárido - bacia do açude do saco, Serra Talhada, Pernambuco**. 2014. 191 p. Tese (Doutorado em Geografia) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

SOWINSKI, A. C. B. **Análise morfotectônica e estrutural da região de Londrina (PR)**. 2019. 88 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2019.

STEWART, I. S. Neotectonics. GOUDIE, A.S. **The encyclopedia of geomorphology**. V.1, Londres, Routledge, p.713-718, 2006.

STOCKMANN, U.; CATTLE, S. R.; MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B. Utilizing portable X-ray fluorescence spectrometry for in-field investigation of pedogenesis. **Catena**, v.139, p.220-231, 2016.

STRAHLER, A.N. Hypsometric analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, n. 63, p. 111-1141, 1952.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. Curitiba, UFPR, 1990.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo, Oficina de Textos, 2010, 408 p.

SUGUIO, K. Introdução. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.21-27, 2005.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Longman, 1991. 537p.

TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. de B. Contribuição da Análise do Perfil longitudinal para a Identificação de Evidências de Tectônica Recente no Gráben do Cariatá, Paraíba. **Anais do VII Sinageo**, Belo Horizonte, 2008.

TAVARES, B. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba**. Recife, PE. 2010, 137 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no Planalto da Borborema**. 251 p. 2015. Tese (Doutorado em Geografia) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

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

TAYLOR, G. R. Image analysis techniques for the interpretation of airphoto lineaments - petroleum exploration, Eromanga Basin, Australia. **Geocarto Inter.**, v.3, p.53-60, 1988.

TAYLOR, G. R.; EGGELTON, R. A. **Regolith geology and geomorphology**. Chinchester, England: John Wiley, 2001, 375p.

TEODORO, Valter Luiz Iost; TEIXEIRA, Denilson; COSTA, Daniel Jadyr Leite; FULLER, Beatriz Buda O conceito de Bacia Hidrográfica e a Importância da caracterização Morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local, **Revista UNIARA**, nº 20, p. 137-156, 2007.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitude**. Chinchester: John Wiley & Sons, 1994, 460p.

TONELLO, Kelly Cristina. **Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhões, MG**. 2005, 85 p. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.

TÖRNQVIST T. E. Fluvial Environments/Responses to Rapid Environmental Change. In: S.A. Elias (ed.) **Encyclopedia of Quaternary Science**. Amsterdam, Elsevier, p. 686-694, 2007.

TUCCI, Carlos E. M. (Org.) **Hidrologia; Ciência e Aplicação**, 4º ed. Porto Alegre: Ed. Da UFRGS/ABRH, 2009, 943p.

TUCKER, M. **Techniques in sedimentology**. London: Blackwell, 1995, 408p.

VAN DER HAMMEN, T. The Quaternary of Colombia: introduction to a research project and a series of publications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 14, p. 1 - 7, 1973.

VAN DER HAMMEN, T. Palaeoecology of the neotropics: an overview of the state of affairs. **Boletim IG-USP**, Publicação Especial, v. 8, p. 35 - 55, 1991.

VICENTE, J. C. R.; MONTEIRO, G. N.; FURRIER, M. Caracterização geomorfológica e morfométrica do gráben do rio Goiana –Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.09, n.06, p. 1928-1942, 2016.

VIEIRA, D. S. **Riqueza de peixes e funções ecossistêmicas em habitats estuarinos tropicais**. 2020, 50 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Biológicas) - Universidade Federal de Alagoas.

WAGNER, G. A. **Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology**. New York: Springer, 1998. 466p.

WIRTHMANN, A. **Geomorphology of the Tropics**. Springer, 1999, 323 p.

ZARONI, M. J.; ALMEIDA, E. de P. C.; SANTOS, G. H. (Im memorium). **Solos Tropicais**. EMBRAPA, 2021. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/solos-tropicais>. Acesso dia 23 de maio de 2023.