



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

JOSÉ DANILO DA CONCEIÇÃO SANTOS

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO, AFLUENTE DO RIO IPANEMA,
PESQUEIRA-PE**

Recife

2024

JOSÉ DANILO DA CONCEIÇÃO SANTOS

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO, AFLUENTE DO RIO
IPANEMA, PESQUEIRA-PE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como Requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Regionalização e Análise Regional

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife

2024

Catálogo na Fonte
Bibliotecário: Rodrigo Leopoldino Cavalcanti I, CRB4-1855

S237e Santos, José Danilo da Conceição.
Evolução geomorfológica da paisagem da Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio, afluente do rio Ipanema, Pesqueira-PE / José Danilo da Conceição Santos. – 2024.
131 f. : il. ; tab. ; 30 cm.

Orientador : Antônio Carlos de Barros Corrêa.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2024.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Evolução da paisagem. 3. Depósitos colúvio-aluviais. 4. LOE. 5. Ambiente semiárido. I. Corrêa, Antônio Carlos de Barros (Orientador). II. Título.

910 CDD (22.ed.)

UFPE (BCFCH2024-086)

JOSÉ DANILO DA CONCEIÇÃO SANTOS

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIACHO DO MEIO, AFLUENTE DO RIO IPANEMA, PESQUEIRA-PE**

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

Aprovada em: 29/02/2024.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Telma Mendes da Silva (Examinadora Externa)
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Participação via Videoconferência
Prof. Dr. Julio César Paisani (Examinador Externo)
Universidade Estadual do Oeste do Paraná

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

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus por me conceder saúde e proteção do início ao fim da presente dissertação.

Agradeço a minha mãe Maria Creuza e ao meu pai Manuel Ferreira (*in memoriam*) por todo amor, carinho e dedicação para o meu desenvolvimento pessoal que me trouxe até aqui.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa pela confiança e incentivo, como também por não medir esforços no investimento para o meu crescimento profissional. Grato por tê-lo conhecido nesta vida.

Agradeço ao Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira, um marco na minha estrada. Obrigado por todo cuidado, companheirismo e atenção desde a graduação até o presente momento. Com toda certeza, a minha chegada até aqui, foi graças ao Senhor.

Agradeço a Prof.^a Dra. Viviane Koury Asfora pela paciência e pelos ensinamentos sobre os métodos e técnicas da Luminescência Opticamente Estimulada – LOE.

Agradeço ao Prof. Dr. Wemerson Flávio pelas conversas e ideias enriquecedoras que me ajudaram na evolução do presente trabalho, como também pela ajuda no trabalho de campo. Grato por sua amizade.

Agradeço ao Prof. Dr. Bruno Tavares pela contribuição na banca de qualificação, pela parceria, atenção e disponibilidade em auxiliar no trabalho de campo.

Agradeço a Prof.^a Dra. Drielly Fonsêca pela disponibilidade, atenção e auxílio, mesmo à distância, para o desenvolvimento das análises Geoquímicas.

Agradeço a Patrícia Pinheiro por sua disponibilidade, atenção e gentileza ao sanar minhas dúvidas sobre a utilização do Granulômetro.

Agradeço aos colegas do DEN, especialmente a Téc. Dayana Mirella pela ajuda e ensinamento na parte laboratorial.

Agradeço aos membros da banca por terem aceitado o convite.

Agradeço a Jonas Melo, Ríclaudio Silva, George Pereira e ao Prof. Dr. Osvaldo Girão pelo companheirismo, amizade e por tornar a caminhada mais leve e divertida.

Agradeço a minha namorada Fernanda Macedo pelo apoio e companheirismo, amo você.

Agradeço a minha segunda família: Raí, Natielly, Maria, Nadja, Tael, Flavinho, Ageu, Mislene, Karol, Sidi, Jay, Igor, Paulo e Geovanio. Obrigado por sempre se fazerem presente em minha vida, por todo apoio e companheirismo, amo vocês.

Agradeço aos meus amigos João Pedro Celestino, Gladson Andrade, Fabinho, Ingrid Miguel, Iasmin Teles e Mylaine Mendonça pelo apoio e por vibrarem a cada conquista minha.

Agradeço aos amigos do Gequa e do Antropogeo: Rhandysson Barbosa, Carla Suelania, Ana Clara Magalhães, Drielly Fonsêca, Joana Almeida, Leandro Diomério, Edmário Menezes, Kaio Cesar, Cabral e Ariadne. Obrigado por tornarem a caminhada mais leve e divertida.

“O fim é o começo e o começo é o fim”

(DARK, 2019)

RESUMO

A presente pesquisa buscou contribuir para compreensão do papel do rearranjo fluvial na produção e estocagem de sedimentos, assim como a função desempenhada pelos gatilhos climáticos quaternários no reafeiçoamento da paisagem e deposição de unidades de relevância morfoestratigráfica em ambientes fluviais e de encosta, sob um contexto tropical semiárido no Planalto da Borborema. A área de estudo correspondeu à Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio, afluente do rio Ipanema, localizada entre os municípios de Pesqueira-PE e Arcoverde-PE. A paisagem do alto curso das bacias fluviais da Borborema apresenta características fisiográficas particulares e complexas, sobretudo no que tange os processos pretéritos e vigentes que originaram modelados de agradação. A fim de compreender a organização fluvial e resgatar a evolução Quaternária desses setores, se fez necessário empreender uma análise multidisciplinar da paisagem física, com o emprego de diferentes abordagens metodológicas que forneceram dados de maior consistência empírica ao estudo. A pesquisa teve como objetivo geral compreender a evolução geomorfológica da paisagem da Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio a partir da análise dos sedimentos colúvio-aluviais. Para alcançar o objetivo proposto, lançou-se mão dos seguintes procedimentos metodológicos: cálculo dos parâmetros morfométricos para identificação de desajustes na rede de drenagem, identificação das feições retilíneas do relevo e da rede de drenagem, mapeamento das unidades geomórficas com ênfase para as relações morfoestratigráficas dos depósitos, caracterização granulométrica e geoquímica dos materiais superficiais, assim como sua geocronologia pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada do feldspato (LOE). As análises empreendidas resultaram em 10 registros geocronológicos com idades de 34.114 ± 2.124 anos AP, 16.304 ± 1.513 anos AP, 12.677 ± 689.00 anos AP, 3.279 ± 229.00 anos AP, 2.627 ± 149.00 anos AP, 1.286 ± 120.00 , anos AP, 1.020 ± 33.00 , 1.095 ± 80.00 anos, 880 ± 42.00 anos AP e 777 ± 44.00 anos AP. Os sedimentos apresentaram uma mistura de materiais em diversos graus de amadurecimento geoquímico. Foram identificadas anomalias de drenagem e desnivelamentos de blocos, constatando que os espaços de acumulação presentes na Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio estão sob a influência da Zona de Cisalhamento Pernambuco e fraturamentos associados, assim como da dinâmica climática quaternária com eventos condicionadores da sedimentação colúvio-aluvial ocorrendo do penúltimo Interstadial (HS3) para o Último Máximo Glacial - UMG, durante o Último Máximo Glacial, na transição Pleistoceno/Holoceno e no Holoceno Superior.

Palavras Chaves: evolução da paisagem; depósitos colúvio-aluviais; LOE; ambiente semiárido.

ABSTRACT

This research sought to shed light on the role of river rearrangement in the production and storage of sediments, as well as the role played by Quaternary climatic triggers in reshaping the landscape and depositing units of morphostratigraphic relevance in fluvial and hillslope environments under the semi-arid tropical context of the Borborema Highlands. The study area is the Riacho do Meio watershed, a tributary of the Ipanema River, located between the municipalities of Pesqueira and Arcoverde, State of Pernambuco. The landscape of the upper course of the Borborema Highland's watersheds presents particular and complex physiographic characteristics, especially concerning past and current processes that gave rise to aggradation landforms. In order to understand the river organization and recover the Quaternary evolution of these sectors, it was necessary to undertake a multidisciplinary analysis of the physical landscape, using different methodological approaches that provided data of greater empirical consistency. The research had the general objective of understanding the geomorphological evolution of the landscape of the Riacho do Meio watershed based on the analysis of colluvial-alluvial sediments. The following methodological procedures were applied to achieve the proposed objectives: calculation of morphometric parameters to identify anomalies in the drainage network, identification of relief and drainage rectilinear features, mapping of geomorphic units with emphasis on the morphostratigraphic relationships of the deposits, granulometric and geochemical characterization of the surface coverings, as well as their geochronology by Optically Stimulated Luminescence of Feldspar (LOE). The analyzes undertaken resulted in 10 geochronological records with ages of $34,114 \pm 2,124$ years BP, $16,304 \pm 1,513$ years BP, $12,677 \pm 689.00$ years BP, $3,279 \pm 229.00$ years BP, $2,627 \pm 149.00$ years BP, $1,286 \pm 120.00$ years BP, $1,020 \pm 33.00$, $1,095 \pm 80.00$ years, 880 ± 42.00 years BP and 777 ± 44.00 years BP. The sediments presented a mixture of materials in varying degrees of geochemical maturity. Drainage anomalies and relief-blocks unevenness were identified, highlighting that the accumulation spaces of the Riacho do Meio watershed are influenced by the Pernambuco Shear Zone and associated fracturing, as well as the Quaternary climate dynamics that conditioned colluvial-alluvial sedimentation from the penultimate Interstadial (HS3) to the Last Glacial Maximum - UMG, during the Last Glacial Maximum, in the Pleistocene/Holocene transition and the Late Holocene.

Keywords: landscape evolution; colluvial-alluvial deposits; OSL; semi-arid environment.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de Localização da BHRM e Distrito de Mimoso.....	16
Figura 2: Mapa destacando as terras secas do continente Asiático.	19
Figura 3: Mapa destacando as terras secas do continente australiano.....	20
Figura 4: Mapa destacando as terras secas da América do Norte.....	21
Figura 5: Mapa destacando as terras secas do continente africano.	22
Figura 6: Mapa destacando as terras secas da América do Sul.	23
Figura 7: Rio São Francisco, na divisa entre os estados de Alagoas e Bahia.....	24
Figura 8: Mapa ilustrando o Semiárido Brasileiro ladeado por climas mais úmidos.....	26
Figura 9: Procedimentos para identificação de Margem Fluvial.....	33
Figura 10: Procedimentos para Identificação dos Elementos Estruturais.	33
Figura 11: Procedimentos para Identificação das Unidades Geomórficas.	35
Figura 12: Mapa evidenciando as direções das Zonas de Cisalhamento do Nordeste brasileiro, onde as setas em vermelho indicam a direção das redes de drenagem.....	37
Figura 13: Blocos Diagramas evidenciando os modos de rupturas de fraturas, onde em A temos fraturas por distensão, em B por cisalhamento com deslocamento perpendicular à frente da fratura e em C, com deslocamento paralelo.	38
Figura 14: Eventos Heinrich durante a Última Glaciação.	41
Figura 15: Eventos de Dansgaard-Oeschger durante a Última Glaciação registrado a partir das series de isótopos de oxigênio identificados na Groelândia.	42
Figura 16: Diagrama de Flemming com suas seis classes sedimentares e 25 texturais.	61
Figura 17: Conjunto de peneiras para quantificação das partículas grossas.	62
Figura 18: Estrutura do granulômetro a laser.	64
Figura 19: Gráfico e Tabela com os tamanhos das partículas em micrômetros e suas quantificações em porcentagem.	65
Figura 20: Analisador de Fluorescência de Raios-X.....	67
Figura 21: Esquema das etapas da deposição de energia em decorrência da exposição da radiação até o momento de medida no laboratório.....	69
Figura 22: Leitora Lexsyg Smart.....	71
Figura 23: Mapa de Localização e das Morfoestruturas da Área de Estudo.	74
Figura 24: Mapa Hipsométrico da Bacia do Riacho do Meio.	75
Figura 25: Climograma da Área de Estudo.	75

Figura 26: Mapa Geológico da Área de Estudo.	77
Figura 27: Contexto Morfoestrutural da Área de Estudo.	78
Figura 28: Mapa da Frequência, comprimento e densidade dos fotolineamentos do relevo da Bacia do Riacho do Meio e áreas circunvizinhas.....	80
Figura 29: Mapa da frequência, comprimento e densidade dos lineamentos das drenagens de maior e menor ordem.....	81
Figura 30: Tendência da direção dos lineamentos negativos e positivos do relevo.	82
Figura 31: Tendência da direção dos lineamentos das drenagens de maior e menor ordem. .	83
Figura 32: Imagem destacando a hipsometria, vale do rio Ipanema e do Riacho do Meio, confluência, largura dos vales, falhas, fraturas e flor positiva.....	84
Figura 33: Alta quantidade das fraturas em escala dos afloramentos de rocha representadas nas figuras A, B e C.	85
Figura 34: Mapa das Anomalias de Drenagem.....	87
Figura 35: Perfil Longitudinal do Canal Principal da Bacia do Riacho do Meio com as Anomalias de 2º ordem, diferença litológica, linha de melhor ajuste e zona de cisalhamento.....	88
Figura 36: Imagem evidenciando o Knickpoint, Cotovelo de Drenagem e o Vale do Baixo Curso do Riacho do Meio.....	89
Figura 37: Perfil Longitudinal do canal do Riacho do Meio com as anomalias positivas do Ksn.	89
Figura 38: Imagem evidenciando as anomalias negativas em azul e as positivas em rosa no gráfico do Ksn e suas posições na paisagem, como também o baixo curso do riacho do meio com sedimentação.....	91
Figura 39: Mapeamento Fluvial e do Fundo de Vale com a identificação das margens fluviais e unidades geomórficas do baixo curso da BHRM.	92
Figura 40: Registro das unidades geomórficas dentro e fora do canal identificadas na área de estudo.....	93
Figura 41: Leque misto em perfil com alternância de camadas de materiais de origem distintas.	95
Figura 42: Diferença de altura entre o Terraço Alúvio – Coluvial e Terraço Fluvial.....	96
Figura 43: Espacialização dos pontos de coletas na área de estudo.	97

Figura 44: Em A, perfil estratigráfico do ponto 1 e em B, a espacialização das amostras no Diagrama de Flemming (2000). 98	
Figura 45: Em A, o gráfico binário com o índice RI e em B, o gráfico ternário com o índice de CIA	100
Figura 46: Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 1, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	101
Figura 47: Em A, perfil estratigráfico da primeira fácies, em B, da segunda e em C, da terceira. Enquanto em D, diagrama de Flemming (2000).	103
Figura 48: Em A, o gráfico binário com o índice RI e em B, o gráfico ternário com o índice de CIA.	104
Figura 49: Gráfico binário de paleoambiente evidenciando a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.....	105
Figura 50: Em A, perfil estratigráfico e em B, diagrama de Flemming (2000).....	106
Figura 51: Em A, o gráfico binário com o índice RI e em B, o gráfico ternário com o índice de CIA.	108
Figura 52: Gráfico binário de paleoambiente evidenciando a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.....	108
Figura 53: Bloco Diagrama do baixo curso da BHRM destacando as Unidades Morfoestratigráficas e as Unidades Cronoestratigráficas.	110
Figura 54: Gráfico baseado em Fonseca et al., (2023), o qual segundo os autores, os eventos Dansgaard-Oeschger são indicados por linhas vermelhas verticais (Boers et al., 2018), os Estádios de Heinrich (HS) são marcados por sombreamento rosa (Sanchez Goñi and Harrison, 2010), o Último Máximo Glacial (LGM) é marcado por sombreamento verde (Mix et al, 2001), o Younger Dryas é marcado por sombreamento roxo Rasmussen et al., 2014) e o Ótimo Climático do Holoceno é marcado por sombreamento bege (Walker et al., 2018).....	112

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Sequência do Protocolo SAR.....	72
Tabela 2: Tabela com a quantidade total em porcentagem dos elementos químicos do ponto 1.	99
Tabela 3: Tabela com os valores dos índices de intemperismo químico: Índice Geoquímico de Alteração – CIA e Índice de Ruxton – RI do ponto 1.....	100
Tabela 4: Tabela com a quantidade total em porcentagem dos elementos químicos do ponto 2.	102
Tabela 5: Tabela com os valores dos índices de intemperismo químico: Índice Geoquímico de Alteração – CIA e Índice de Ruxton – RI do ponto 2.....	104
Tabela 6: Tabela com a quantidade total em porcentagem dos elementos químicos do ponto 3.	107
Tabela 7: Tabela com os valores dos índices de intemperismo químico: Índice Geoquímico de Alteração – CIA e Índice de Ruxton – RI do ponto 3.....	107
Tabela 8: Tabela evidenciando o Teor de Isótopos Radioativos, valores da Dose Acumulada, Taxa de Dose Anual e as Idades dos sedimentos.	111

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	REVISÃO DA LITERATURA	18
2.1	TERRAS SECAS PELO MUNDO	18
2.1.1	Características Fluviais de Terras Secas	23
2.2	SEMIÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO E SUA ARIDEZ.....	25
2.2.1	Características da sedimentação fluvial e de encostas do Semiárido Brasileiro....	28
2.3	MAPEAMENTO DAS UNIDADES DE FUNDO DE VALE NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO	31
2.4	ESTRUTURA E SUA RELAÇÃO COM O SISTEMA FLUVIAL DO NORDESTE BRASILEIRO	36
2.4.1	Fraturas e suas Repercussões Geomorfológica.....	37
2.6 O	PERÍODO QUATERNÁRIO E SUAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS	39
2.6.1	Reconstrução Paleoambiental e Geocronológica do Nordeste Brasileiro.....	44
3	METODOLOGIA.....	52
3.1	TRABALHO DE CAMPO, COLETA E ANÁLISES LABORATORIAIS DOS SEDIMENTOS	52
3.2	PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS	53
3.2.1	Índice de Relação Declividade Extensão	54
3.2.2	Índice de Declividade Normalizada	56
3.3	PARÂMETRO MORFOLÓGICO	56
3.3.1	Fotolineamento	56
3.4	MAPEAMENTO FLUVIAL DE FUNDO DE VALE	57
3.5	MORFOESTRATIGRAFIA	58
3.5.1	ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA	59
3.5.2	Granulometria	59
3.7	ANÁLISE GEOQUÍMICA.....	65

3.8	ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	68
3.8.1	Luminescência Opticamente Estimulada - LOE	68
4	CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	74
4.1	CENÁRIO GEOLÓGICO, ESTRUTURAL E SISTEMAS CLIMÁTICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHDO MEIO.....	75
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	79
5.1	ANÁLISE DO PARÂMETRO MORFOLÓGICO	79
5.2	ANÁLISE DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS.....	86
5.3	ANÁLISE DO MAPEAMENTO FLUVIAL E DO FUNDO DE VALE	91
5.4	PONTOS DE COLETA, ANÁLISE CRONOLÓGICA, GRANULOMÉTRICA E GEOQUÍMICA.....	97
5.4.1	Pontos de Coleta	97
5.4.2	Ponto 1 – Encosta Coluvial	97
5.4.3	Ponto 2 – Terraço Fluvial.....	101
5.4.4	Ponto 3 – Terraço Alúvio–Coluvial	105
5.4.4	DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA - LOE E CORRELAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO - BHRM.	109
5.4.5	INTERPRETAÇÃO EVOLUTIVA DA PAISAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO A PARTIR DA ANÁLISE DOS PARÂMETROS MORFOLÓGICO, MORFOMÉTRICOS, MAPEAMENTO FLUVIAL, GEOQUÍMICA E MORFOESTRATIGRÁFICA.	115
6	CONCLUSÕES.....	118
	REFERÊNCIAS	119

1 INTRODUÇÃO

Os sedimentos estocados em ambientes de encosta e fluvial constituem material relevante para a reconstituição da paisagem, de forma que, a partir dos seus estudos, é possível compreender a dinâmica paleoclimática e paleoambiental de um determinado recorte espacial. É consenso entre vários autores (Maia e Bezerra, 2015; Fonsêca *et al.*, 2020; Monteiro e Corrêa, 2020) que a reativação tectônica da plataforma sul-americana, no contexto da região Nordeste do Brasil, a partir do cretáceo, repercutiu nos processos erosivos-deposicionais em resposta ao rearranjo da rede de drenagem ao longo das zonas de cisalhamento, causando modificação nos níveis de base locais e *knickpoints*, e criando espaços de acomodação para sedimentos colúvio-aluviais. Estudos desenvolvidos por Fonsêca (2018), Fonsêca *et al.*, (2020) e Fonsêca *et al.*, (No prelo), têm evidenciado com clareza essas repercussões na área do Planalto e Piemonte da Borborema, trazendo interpretações que mostram a ação tectônica, expressa na paisagem pelo rearranjo na rede de drenagem e modificação do nível de base local, criando espaços de acomodação de sedimentos que posteriormente ou concomitantemente, são submetidos aos processos erosivos- deposicionais regidos pela dinâmica climática quaternária.

Deste modo, a presente pesquisa justifica-se frente aos poucos estudos que tratam de como o papel do rearranjo espacial das bacias hidrográficas em ambiente semiárido condicionadas por zonas de cisalhamentos e fraturamentos associados, têm influenciado na produção dos sedimentos colúvio-aluviais. Como também, do papel desempenhado pelos gatilhos climáticos no reafeiçoamento da paisagem e deposição das unidades morfoestratigráficas em ambientes de encostas e fluviais em um contexto tropical semiárido no Planalto da Borborema, contribuindo para aprofundar a compreensão da dinâmica geomorfológica quaternária em tais paisagens.

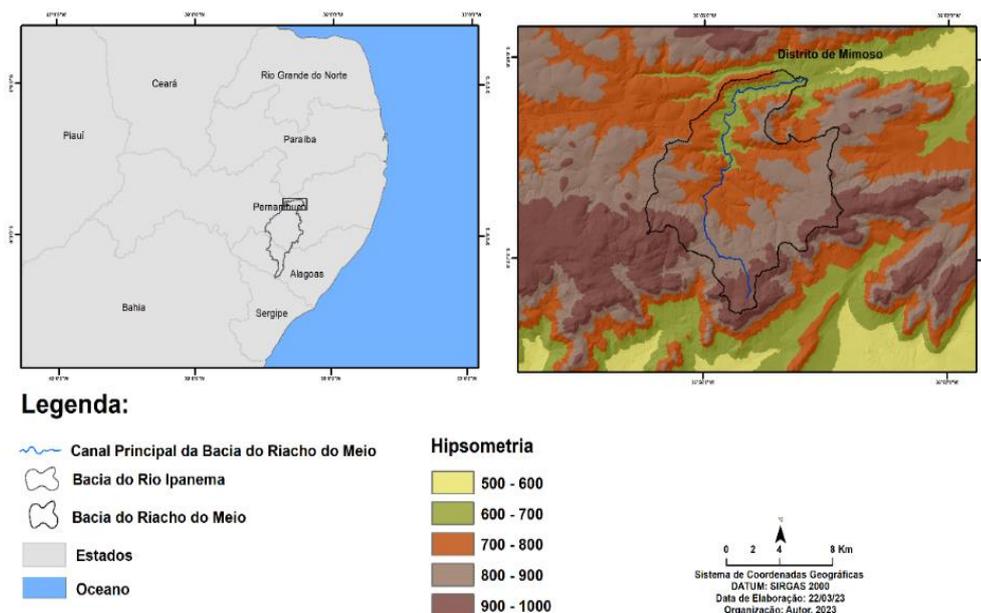
Na tentativa de compreender os papéis do controle estrutural no rearranjo espacial das bacias hidrográficas em ambiente semiárido, bem como dos gatilhos climáticos quaternários no reafeiçoamento desta paisagem, torna-se necessário a utilização de análises de caráter multidisciplinar, que permitam estabelecer correlações empiricamente mais robustas. Neste contexto, a pesquisa lançou mão de diversos procedimentos metodológicos inerentes à geografia física e geomorfologia contemporâneas; o mapeamento das unidades geomórficas fluviais, cálculo dos parâmetros morfológicos e morfométricos da drenagem e do relevo, aferição das assinaturas geoquímicas por meio da fluorescência do raio-x, análise

granulométrica e geocronologia das unidades morfoestratigráficas a partir da datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

A pesquisa foi alicerçada em duas hipóteses norteadoras. A primeira baseia-se na ideia de que o rearranjo das bacias hidrográficas em ambiente semiárido, condicionado por zonas de cisalhamentos e fraturamentos, influenciou os padrões de produção e estocagem de sedimentos. Já a segunda, assume que os sedimentos produzidos no ambiente semiárido, em resposta ao rearranjo de uma bacia de drenagem, tendem a se acumular em determinados setores que se configuram como *loci* prioritários para a formação de modelados de agradação. A partir dessas hipóteses algumas perguntas surgem também como norteadoras da pesquisa: como o rearranjo da bacia hidrográfica influi na produção e estocagem de sedimentos? Quais são as formas resultantes da acumulação desses materiais em resposta ao rearranjo da bacia e às pulsações climáticas quaternárias? Quais são os limiares responsáveis por desencadear modificações nos estilos de acumulação em uma bacia semiárida no Planalto da Borborema? Como se dá a dinâmica e evolução geomorfológica desses processos no tempo e no espaço?

Com base nos questionamentos acima enunciados, definiu-se que o objetivo geral da pesquisa busca compreender a evolução geomorfológica da paisagem da Bacia do Riacho do Meio-BHRM (Distrito de Mimoso, município de Pesqueira/PE) (Figura 1) a partir da análise dos sedimentos colúvio-aluviais.

Figura 1: Mapa de Localização da BHRM e Distrito de Mimoso.



Fonte: O autor (2023).

Já os objetivos específicos desdobram-se da seguinte maneira:

- Mapear as unidades geomórficas a fim de identificar sua relação com os modelados de agração decorrentes do rearranjo do Riacho do Meio;
- Aplicar os parâmetros morfométricos e morfológicos para identificação dos setores anômalos na bacia e da rede de drenagem, evidenciando o papel dos controles estruturais na criação de *locis* deposicionais da área de estudo;
- Reconhecer os graus de amadurecimento geoquímico dos sedimentos estocados no ambiente fluvial e de encosta, bem como estabelecer suas características granulométricas;
- Estabelecer a cronologia das unidades deposicionais de um setor da bacia do Riacho do Meio por meio da aplicação da datação absoluta dos sedimentos por LOE;

2 REVISÃO DA LITERATURA

A presente revisão buscou abordar questões que estão relacionadas à área de estudo, aos objetivos e às metodologias traçadas. Assim, buscou-se abordar as características climáticas e os processos superficiais das terras secas (*drylands*), com ênfase no semiárido brasileiro, bem como realizar uma análise sobre mapeamento das unidades deposicionais em fundos de vales e planícies fluviais, a partir dos trabalhos já realizados na região. Além disso, discutiu-se o controle estrutural na rede de drenagem do semiárido brasileiro, assim como os índices morfométricos, o período Quaternário e suas variações climáticas, assim como os estudos paleoambientais e geocronológicos desenvolvidos no Nordeste brasileiro.

2.1 TERRAS SECAS PELO MUNDO

Globalmente, o principal fator responsável por condicionar a aridez está diretamente relacionado com a dinâmica das células de altas pressões subtropicais presentes tanto no hemisfério Norte como no hemisfério Sul. Essas são caracterizadas por apresentar massas de ar subsidentes, dando origem aos alísios de NE e de SE que ao inibirem a formação de nuvens, reduzem a precipitação (Bullard, 2002).

Regionalmente, outros fatores contribuem para a formação de áreas secas, tais como a continentalidade, decorrente da distância da massa continental em relação aos oceanos, as correntes frias oceânicas que são responsáveis pelo transporte de águas frias profundas para latitudes tropicais ao longo das costas ocidentais dos continentes, a sombra pluvial gerada quando a topografia em relevos altos oblitera a passagem do ar úmido no sentido oceano continente, além da variabilidade climática (Bullard, 2002; Thomas 2011).

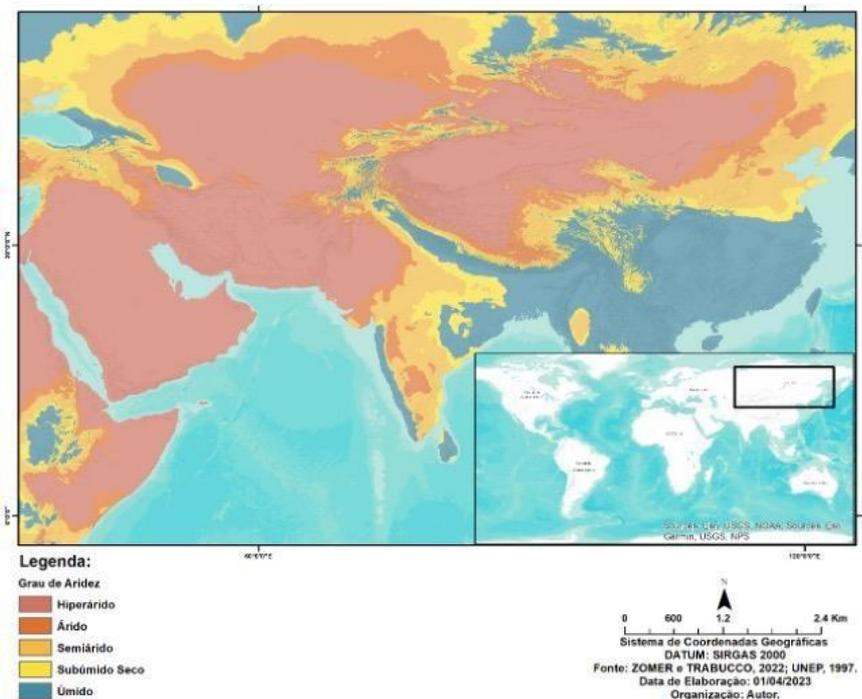
A aridez é definida a partir do balanço hídrico, ou seja, a relação entre a precipitação e a evapotranspiração. Dentre os parâmetros aplicados para estabelecer o nível de secura em uma dada área, o Índice de Aridez (IA) é o mais largamente aplicado. O IA propõe um indicativo da disponibilidade de precipitação em uma região a partir da seguinte fórmula: $(AI_{ET0}) = MA - Pr / MA - ET0$, onde MA-Pr refere-se à precipitação média anual e MA-Pr evapotranspiração média anual de referência (Zoomer e Trabucco, 2022).

O uso generalizado deste índice permitiu estabelecer níveis gerais de aridez de fácil aplicação às diferentes regiões da Terra, representados pelas designações Hiperárido, Árido, Semiárido, Subúmido Seco e Úmido. As terras secas, estão presentes em quase toda superfície global, de acordo com Thomas (2011), a África, Ásia e Austrália são os continentes que

apresentam maior quantitativo de terras em condições de aridez, sendo a Austrália o continente mais árido, com 75% do seu território contido entre o árido e o semiárido.

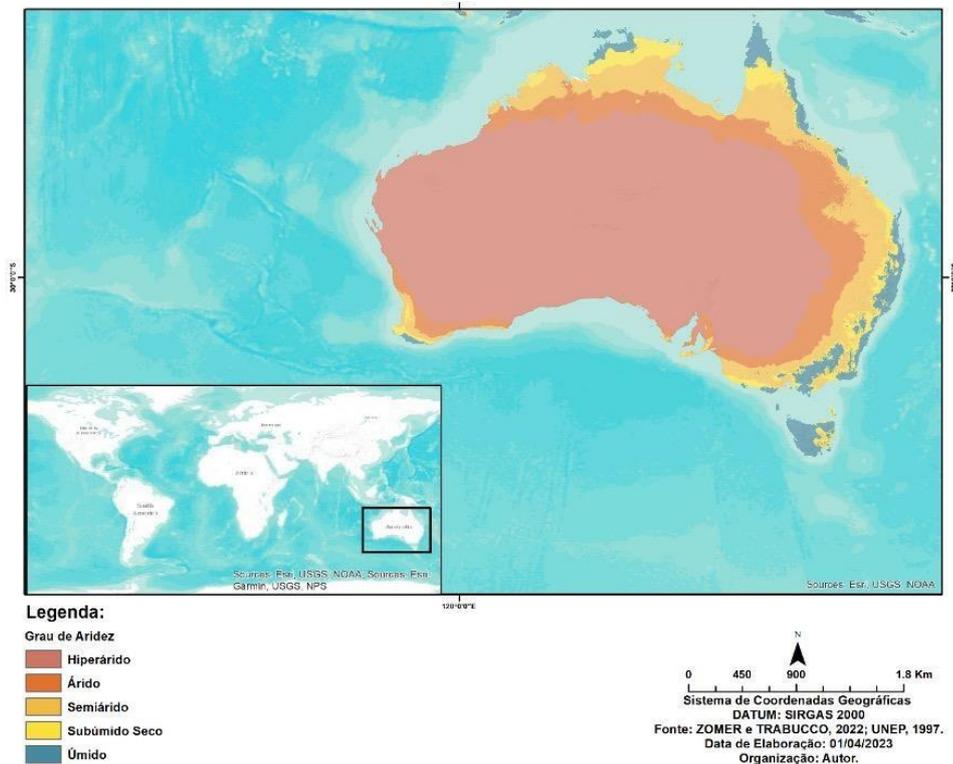
As terras secas no continente asiático estão distribuídas em sua grande maioria em regiões hiperáridas, áridas e semiáridas (Figura 2). A precipitação, na maior parte da região, é distribuída sazonalmente, com 40 a 70% da chuva caindo no primeiro trimestre, que é o mais chuvoso. Essa condição de aridez do continente asiático está atrelada à sua localização sob zonas de alta pressão atmosférica, que inibem a formação de nuvens de chuva, além do fator topográfico. Relevos superiores a 5000 metros recebem menos precipitação, gerando os desertos frios além de obstruírem a passagem de massas de ar úmidas, gerando o efeito de *föhn* orográfico do lado sotavento (Nicholson, 2011).

Figura 2: Mapa destacando as terras secas do continente Asiático.



O continente Australiano, apresenta um percentual de 50% de terras áridas e um pouco mais de 25% de semiáridas (Figura 3). A principal causa da aridez está relacionada à sua localização na zona subtropical de alta pressão. Diferente do continente asiático, apresenta um relevo relativamente baixo, na média de 600 a 1200 metros. No geral, 68% das terras do continente australiano apresentam precipitação média anual de 500 mm, caracterizando como um dos continentes mais secos do globo terrestre (Thomas, 2011; Nicholson, 2011)

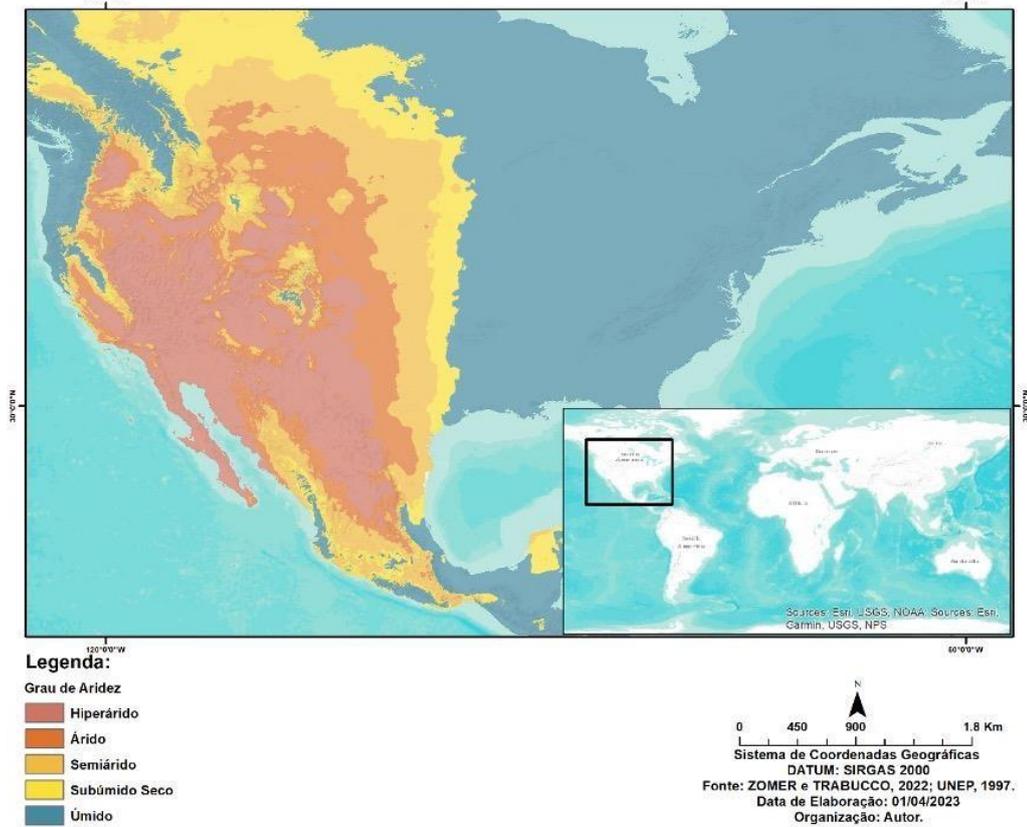
Figura 3: Mapa destacando as terras secas do continente australiano.



Fonte: ZOOMER E TRABUCCO (2022).

Na América do Norte, as terras secas estão concentradas no setor ocidental, apresentando áreas hiperáridas, áridas e semiáridas (Figura 4). A aridez nesta região é condicionada pela dinâmica da alta subtropical, assim como das médias latitudes e principalmente pela topografia e as correntes frias oceânicas. O relevo da Serra Nevada, assim como das Montanhas Rochosas obstruem a passagem das massas de ar úmidas vindas do oceano pacífico, como também geram sombras pluviiais influenciando o clima mais seco no setor a sotavento e nas bacias intermontanas, já a corrente fria da Califórnia influi no clima mais seco localizado na costa Oeste da Califórnia (Nicholson, 2011; Thomas, 2011).

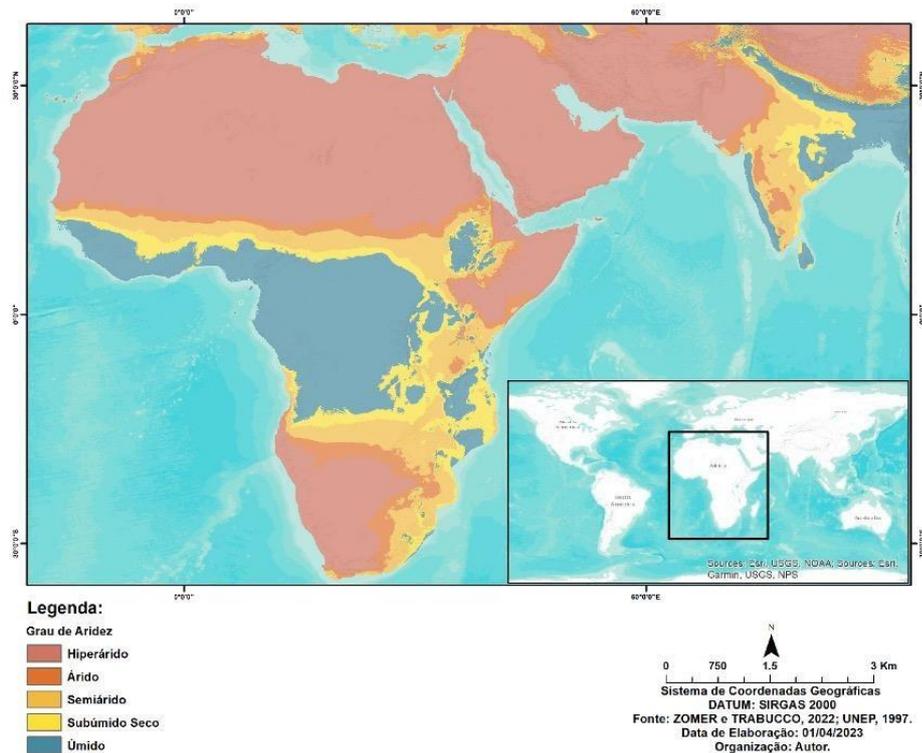
Figura 4: Mapa destacando as terras secas da América do Norte.



Fonte: ZOMER E TRABUCCO (2022).

As regiões áridas da África estão localizadas no setor setentrional, com áreas desérticas e semiáridas, e no setor meridional, com regiões áridas, hiperáridas e semiáridas (Figura 5). O setor Norte encontra-se inserido na zona subtropical de alta pressão, o que favorece a aridez nesta região, além das correntes frias que circulam o atlântico e o mediterrâneo. O setor meridional do continente também resta sob a influência de uma célula de alta pressão subtropical, além de receber a influência das correntes oceânicas frias, neste caso, da corrente de Benguela. (Nicholson, 2011; Bullard, 2002; Thomas, 2011).

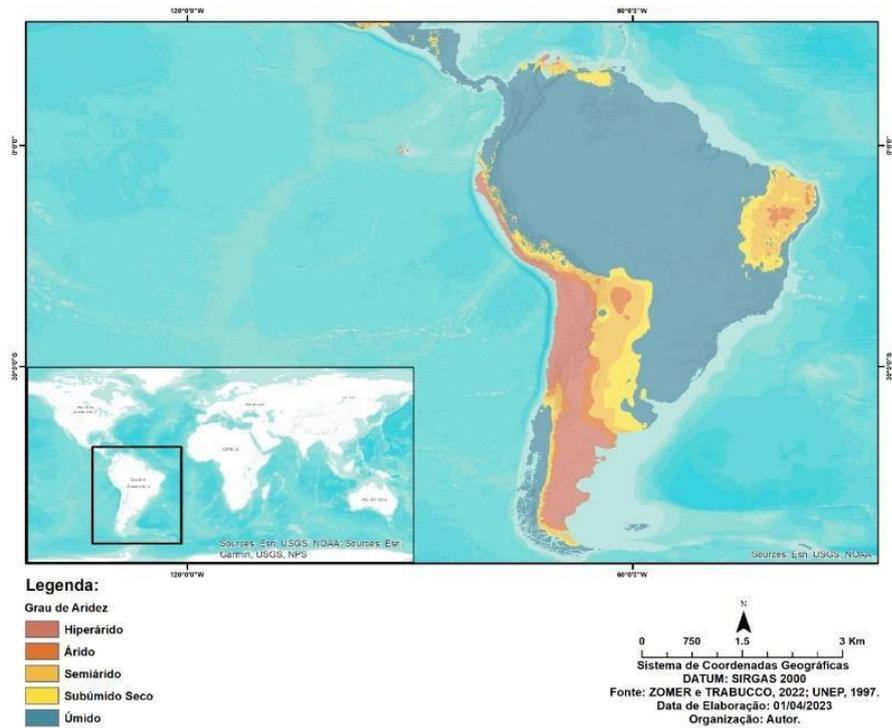
Figura 5: Mapa destacando as terras secas do continente africano.



Fonte: ZOOMER E TRABUCCO (2022).

As terras secas da América do Sul estão inseridas em quase toda costa Oeste, com regiões hiperáridas e áridas, a exemplo dos desertos do Atacama, Monte, Patagônia e Peruano, assim como no Nordeste do Brasil e no Norte da costa do Caribe Venezuelano e Colombiano com regiões semiáridas (Figura 6). Os fatores responsáveis por condicionar a aridez no continente sul-americano estão atrelados à topografia, principalmente no setor Oeste, como também às correntes frias oceânicas a exemplo das correntes de Humboldt e Peruana, além da dinâmica da Zona de Convergência Intertropical-ZCIT e a temporalidade do fenômeno El Niño (Nicholson, 2011; Xu *et al.*, 2012).

Figura 6: Mapa destacando as terras secas da América do Sul.



Fonte: ZOOMER E TRABUCCO (2022).

2.1.1 Características Fluviais de Terras Secas

O déficit hídrico é um fator marcante para as terras secas, o qual é condicionado pela dinâmica climática nas escalas global, regional e local. Assim, as regiões de terras secas são caracterizadas por apresentarem uma irregularidade no regime de precipitações, que se distribuem na paisagem de forma variável e em curto período, geralmente de maneira episódica e com alta magnitude (Tooth e Nanson, 2011). Estas condições temporais são responsáveis por proporcionar ao sistema fluvial um caráter efêmero, quando os canais permanecem secos durante quase todo o ano, havendo fluxo de água apenas durante os episódios chuvosos mais intensos, como também, rios de caráter intermitente com vazão controlada por chuvas sazonais de maior duração (Graf, 1988; Tooth, 2000; Goudie, 2002).

Além de efêmero e intermitente, o sistema fluvial de terras secas pode apresentar rios perenes exóticos. Isto ocorre quando o rio tem suas nascentes em uma área de clima mais úmido vindo a drenar regiões de clima mais seco, são também chamados de rios alogênicos. No caso do Nordeste, o Rio São Francisco (Figura 7), que nasce na Serra da Canastra, Minas Gerais, sob um clima tropical úmido e desagua no oceano Atlântico, na divisa entre os estados de

Sergipe e Alagoas, percorre cerca de 2.700 km da sua nascente a foz, sendo boa parte deste itinerário sob condições semiáridas, sendo, portanto, um rio exótico.

Figura 7: Rio São Francisco, na divisa entre os estados de Alagoas e Bahia.



Fonte: O autor (2022).

A depender do tipo de regime do sistema fluvial, os canais podem apresentar características distintas. Quando o regime é efêmero, a rede de drenagem apresenta desconexão entre as encostas, tributários e canais principais, o que significa que a transferência de água e sedimentos desde os setores interfluviais aos canais se processa de forma espasmódica e interrompida entre as unidades de paisagem. Inundações de alta magnitude exercem alto controle sobre o ajuste do canal e desequilíbrio na distribuição de sedimentos na bacia. Sob o regime intermitente, o sistema de drenagem apresenta uma melhor integração entre os canais, encostas e setores interfluviais além de uma maior intensidade de fluxo. Em contrapartida, os rios exóticos, perenes, com descargas mais frequentes, apresentam um ajuste temporalmente mais contínuo do canal, com uma maior tendência ao alcance do equilíbrio (Tooth e Nanson, 2011; Thomas, 2011; Tooth, 2013).

Em termos geomorfológicos, o ambiente de terras secas impõe ao sistema fluvial uma relação de desequilíbrio entre processo e forma que varia no tempo e no espaço. No tempo, as precipitações episódicas e de alta magnitude influenciam a vazão dos canais e seu poder erosivo. Já no espaço, decorrente deste caráter temporal, há uma desconexão entre os canais principais e tributários devido à infiltração das águas no leito aluvial, o transbordamento que ocorre durante os momentos de inundação e a evaporação decorrente das altas temperaturas, resultando

na diminuição do fluxo a jusante, e na deposição de sedimentos nos canais e em suas margens (Hughes e Sami, 1992; Tooth, 2000; Tooth e Nanson, 2011).

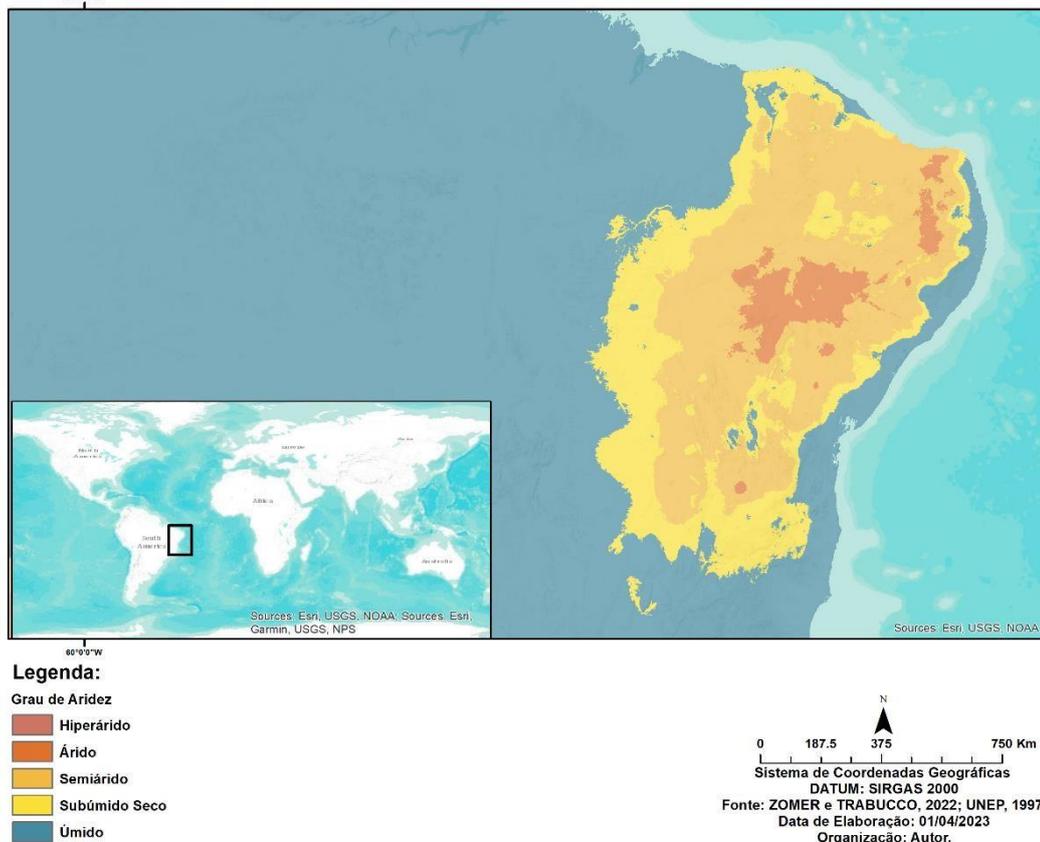
Outra característica marcante dos rios de terras secas, em sua grande maioria, é a drenagem endorreica, ou seja, seu fluxo é direcionado para bacias internas não chegando ao oceano (Goudie, 2002). Este fluxo ocorre em forma de enchentes ou inundações, mais conhecidas como enchentes repentinas ou relâmpago (*flash flood*) provocando maior erosão e transporte de sedimentos, o que torna as análises das inundações primordiais para a compreensão dos processos e formas em ambientes secos (Goudie, 2002; Tooth, 2000; Tooth e Nanson, 2011; Tooth, 2013; Lima e Girão, 2020).

2.2 SEMIÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO E SUA ARIDEZ

Oficialmente, o delineamento do mosaico semiárido brasileiro é fundamentado a partir do ponto de vista climático e geopolítico, apresentando como critérios a precipitação média anual menor do que 800 mm, índice de aridez baseado na relação entre precipitação e evapotranspiração potencial menor que 0,5 no período de 1961 a 1990, assim como o valor do déficit hídrico superior a 60% em cálculos realizados no período de 1970 a 1990, deste modo, esta região abarca um território de 974.752 km² e integra 1.135 municípios distribuídos pelos estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Minas Gerais, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe (Corrêa *et al.*, 2019).

O semiárido do Nordeste brasileiro se configura como uma área de terras secas atípica devido à sua localização em latitudes tropicais baixas e sua posição na paisagem, delimitada à Oeste e Leste por climas úmidos (Figura 8). A precipitação anual é da ordem de 500-750 mm na maioria dos lugares, mas cai abaixo de 400 mm em alguns pontos. As áreas subúmidas circundantes recebem em média 1200 mm anualmente.

Figura 8: Mapa ilustrando o Semiárido Brasileiro ladeado por climas mais úmidos.



Fonte: ZOMER E TRABUCCO (2022).

Assim como em outras regiões semiáridas de baixa latitude, a área seca do Nordeste do Brasil é condicionada pela prevalência de condições anticiclônicas ao longo do ano. Neste caso durante todo o ano em níveis mais baixos, as condições de subsidência e estabilidade favorecem o desenvolvimento de paisagens semiáridas, bem como alguns bolsões de aridez controlados por uma variedade de arranjos e configurações geográficas locais (Corrêa *et al.*, 2019). Outros controles locais, como a divergência dos alísios de SE e sua direção paralela à costa setentrional da região, além da influência da sombra pluvial à sotavento das escarpas de relevos mais elevados dispostos transversalmente em relação à direção dos ventos úmidos, atuam intensificando e modulando a distribuição espacial de subtipos climáticos em diversos graus de secura.

Sobre a parte setentrional da região, acima da latitude 10°S, o principal fator de controle das precipitações é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A precipitação máxima ocorre em março e abril, sendo o inverno e a primavera muito secos. Uma característica proeminente dessa região é a ocorrência de secas prolongadas e extremas.

A Zona de Convergência Intertropical é um conjunto de nuvens que circula ao longo equatorial da terra. Ela é originada a partir da convergência dos ventos alísios do hemisfério Norte com os do Hemisfério Sul. Este sistema é influenciado pela Temperatura da Superfície do Mar – TSM que acompanha a dinâmica solar. Durante o verão no Hemisfério Sul, a ZCIT tende a migrar para este hemisfério, atingindo o norte do Nordeste brasileiro entre o final do verão e outono (Ferreira, 2005; Hastenrath, 2006; Schneider *et al.*, 2014; Corrêa *et al.*, 2019; Monteiro, 2022).

A ZCIT influencia a sazonalidade das chuvas, com maiores concentrações das precipitações entre janeiro a abril, seguido por inverno e primavera com um longo período de escassez hídrica. (Polzin *et al.*, 2014; Corrêa *et al.*, 2019; Utida *et al.*, 2023). A posição anormalmente próxima ao equador e deslocada para o oeste da Alta do Atlântico Sul pode também desempenhar papel significativo no controle climático desta área seca, dificultando a penetração da ZCIT mais para o sul (Satyamurty *et al.*, 1998). Devido à predominância de controle climático praticamente único sobre a precipitação, esta região semiárida é propensa a alternâncias entre secas e enchentes. As secas estão associadas a deslocamento anômalo para o norte da ZCIT sobre o Atlântico (Hastenrath 2006). O deslocamento da ZCIT e, portanto, o caráter das chuvas anuais, é controlado pela TSM do Atlântico tropical adjacente (Andreoli e Kayano, 2006).

O setor sul do Nordeste, abaixo do paralelo 10°S, tende a ser mais úmido e tem sua climatologia anual influenciada por vários fatores, sendo muito importante a presença da alta subtropical do Atlântico Sul (Aragão *et al.*, 2007). A chuva aí é produzida por distúrbios de propagação para o Oeste ligados à ZCIT, à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ou a incursões de sistemas frontais (Chaves e Cavalcanti, 2001). Aqui o máximo de chuvas ocorre em dezembro e a seca severa não é uma característica tão regular.

Os sistemas climáticos que controlam o clima semiárido do Nordeste atuam em uma escala temporal intra-anual, ou seja, variando durante os meses. No entanto, teleconexões com fenômenos em escala global controlam as oscilações climáticas regionais em intervalos mais longos, dentre eles o El Niño-Oscilação Sul (ENOS). O fenômeno ENOS, atua em uma escala temporal interanual e interdecadal e pode influenciar na dinâmica dos sistemas climáticos, principalmente na Zona de Convergência Intertropical, influenciando no seu grau de intensidade (Ferreira, 2005; Polzin *et al.*, 2014).

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul corresponde ao aquecimento das águas superficiais do Oceano Pacífico que influencia na posição da Célula de Walker. Com as águas mais quentes os ramos de ar ascendentes da célula propiciam a formação de nuvens, enquanto os ramos descendentes inibem sua formação. Este último ramo atinge a região Nordeste do Brasil, principalmente o seu setor Norte, causando períodos de seca (Ferreira, 2005; Wang, 2017; Monteiro, 2022).

A dinâmica e a interação dos fatores que condicionam a semiaridez supracitados são expressos nas características fisiográficas de regiões de terras secas. No caso do semiárido brasileiro, a média anual de precipitação é bastante variável, embora predominem valores entre 500 e 750 mm anuais na maioria das regiões, em alguns postos a precipitação anual média alcança valores de apenas 275 mm. Em geral, os valores caem sob altitudes inferiores a 500 m de altitude, onde predominam as combinações de caatingas abertas, com regime fluvial efêmero a intermitente, a depender da área das bacias hidrográficas (Nicholson, 2011; Corrêa *et al.*, 2019).

2.2.1 Características da sedimentação fluvial e de encostas do Semiárido Brasileiro

Os estudos de caráter fluvial em terras secas têm aumentado como atestam as pesquisas e revisões realizadas por Graf (1988), Tooth (1999), Tooth (2000), Tooth e Nanson (2011) e Tooth (2013). Esses estudos fornecem uma base teórico-metodológica para pesquisas mais específicas, como os sistemas fluviais do semiárido brasileiro.

Assim, devido à variação temporal, às altas temperaturas e à vegetação esparsa há uma predominância do escoamento superficial, favorecendo ao sistema fluvial do semiárido brasileiro o surgimento de canais intermitentes e efêmeros, sendo este último, o de maior abrangência (Barros, 2018; Corrêa *et al.*, 2019; Lima e Girão, 2020). O que caracteriza os rios intermitentes é a sua ocorrência de maneira ocasional e irregular, já nos canais efêmeros, o fluxo é momentâneo e esporádico, dependente dos *inputs* climáticos momentâneos (Mabesone, 1981; Corrêa *et al.*, 2019).

Diferente dos outros ambientes secos no mundo, os sistemas fluviais do semiárido brasileiro apresentam drenagem exorreica, ou seja, seu fluxo drena com saída para o oceano, a exemplo do rio Paraíba, localizado no Estado da Paraíba e o rio Jaguaribe, localizado no Estado do Ceará. Quando não, os sistemas fluviais semiáridos apresentam afluentes de rios que drenam para o atlântico, como o rio Ipanema, Pajeú e Moxotó que desaguam no rio São Francisco (Ab'saber, 2003, Lima e Girão, 2020).

As características do regime efêmero e intermitente repercutem no ambiente aluvial, assim como em suas formas e materiais constituintes (Mabesone, 1981; Barros, 2018; Corrêa *et al.*, 2019). Deste modo, em momentos chuvosos, há um aumento momentâneo do poder erosivo dos canais que transportam uma maior quantidade de sedimentos. Quando o fluxo diminui ou cessa, sedimentos grossos vão sendo depositados nos canais, como também em suas margens. A consequência deste processo são as formas de barras arenosas e cascalhosas, que ficam sujeitas à remobilização em eventos posteriores (Gupta, 2011; Lima e Girão, 2020).

Estudos realizados no ambiente aluvial semiárido brasileiro têm evidenciado as principais características e formas fluviais que ocorrem nesta região, neste sentido, destaca-se os trabalhos de Azambuja (2012), Souza (2014), Almeida (2017), Barros (2018), Silva *et al.*, (2019) e Almeida (2021). Essas pesquisas asseveram o predomínio de depósitos em barras longitudinais e em pontal, planícies de inundações descontínuas e a presença de *floodouts* nas confluências entre os canais de menor ordem e os principais. De acordo com Hassan (2009), as barras em rios efêmeros são amplamente controladas pela alta taxa de fornecimento de sedimentos, especialmente sedimentos na fração areia, como também pela natureza episódica dos eventos de sedimentação, repercutindo na má seleção vertical e falta de estruturação bem desenvolvida.

Os *floodouts*, de acordo com Barros (2018), são originados a partir da ineficiência no transporte fluvial, considerados como leques aluviais, mas que são submetidos a um regime fluvial intermitente ou efêmero, sem necessariamente estar condicionados à frente de um ambiente montanhoso. Enquanto as planícies descontínuas são formadas a partir dos fluxos episódicos característicos de ambientes semiáridos fruto da dinâmica erosivo-deposicional fluvial (Silva *et al.*, 2019).

No semiárido do Nordeste do Brasil, sobre litologias cristalinas, os sedimentos não consolidados são comumente remobilizados e estocados nas encostas como rampas e leques coluviais, sua distribuição é irregular e espacialmente descontínua. Em situações mais raras chegam aos fundos de vale e se apresentam intercalados com depósitos aluviais (Corrêa, 2001).

Modelos que enfatizam o papel do clima no desencadeamento da deposição de encostas como propostos por Knox (1972) e Thomas e Thorp (1995) foram adaptados às condições de semiaridez do Nordeste (Fonseca *et al.*, 2020a; 2020b; Gurgel *et al.*, 2013; Bezerra *et al.*, 2008). Estas contribuições destacam a intensidade dos eventos associados à morfogênese na escala das encostas e à transferência episódica de sedimentos para o fundo dos vales. Os processos de

encosta refletem as taxas de intemperismo, os processos erosivos e a morfologia dos espaços de acomodação, controlados pelos inputs climáticos de magnitude variada ao longo do Quaternário superior. As alterações na produção de sedimentos para as encostas e fundos de vale estão à mercê de fenômenos recorrentes que operam ora em escalas regionais ora mediados por fenômenos estocásticos inerentes às configurações geográficas locais (Freitas *et al.*, 2018).

Os modelos de sedimentação sobre encostas semiáridas assumem que essas apresentam respostas previsíveis aos controles climáticos intermediados pela interferência da cobertura da terra, o que na escala do Pleistoceno final/Holoceno reflete os tipos de formações vegetais predominantes. A aplicação do modelo de Knox (1972) pressupõe que uma mudança para condições mais úmidas por um período sustentado, resultaria em uma resposta da vegetação a uma velocidade substancialmente mais lenta que aquela dos sistemas erosivos, sobretudo tendo-se em conta o predomínio do escoamento hortoniano e das respostas imediatas do fluxo superficial à entrada da precipitação sob regime semiárido e mantos de intemperismo incipientes. O tempo de recuperação da vegetação mais lento que a resposta erosiva é essencial para a aplicação do modelo, resultando em eventos pontuados de aumento das taxas de erosão/deposição, que se refletem no caráter pulsátil e espacialmente disjunto do registro estratigráfico.

No entanto, os trabalhos recentes da região, além de apontarem para a sincronidade da deposição coluvial com eventos climáticos globais e regionais, tais como o Último Máximo Glacial, Eventos Heinrich, Ótimo Climático do Holoceno Médio etc., observa-se que controles locais, como a disponibilidade de coberturas superficiais e a densidade da cobertura vegetal interferem diretamente sobre os registros estratigráficos, agregando complexidade à aplicação direta de modelos que preveem a substituição rítmica de condições ambientais de signos climáticos e fitofisionômicos opostos (Knox, 1972; Thomas, 2008).

Assim, se considerarmos que a dinâmica de produção de sedimentos de encosta e colúvio-aluviais no Nordeste semiárido é mais uma resposta à torrencialidade dos eventos do que ao modo climático médio prevalente, e que a disponibilidade de materiais é um espelho do mosaico litológico em interação com o clima e fatores locais de controle como exposição das encostas e altitude, perceberemos a necessidade de delinear com maior detalhe as circunstâncias ambientais de cada composição paisagística, como é o caso das bacias que drenam o setor oriental do Planalto da Borborema, objeto deste estudo.

2.3 MAPEAMENTO DAS UNIDADES DE FUNDO DE VALE NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO

Nas últimas duas décadas a dinâmica e morfologia fluvial do semiárido brasileiro têm sido evidenciadas por meio da metodologia de mapeamento fluvial estabelecida por Brierley e Fryirs (2005), esta classificação consiste nos estilos fluviais, que representam tipologia de rios que são identificados na escala de trechos de canal. A definição dos estilos inclui a identificação do grau e tipo de confinamento do vale, da forma do rio em planta, o número de canais, sinuosidade, restrição e estabilidade lateral, assim como das unidades geomórficas internas e externas ao canal, e da granulometria predominante dos materiais do leito do canal fluvial (Brierley e Fryirs, 2005; Pelech, 2021).

Em sua origem, a metodologia de estilos fluviais foi criada com o intuito de evidenciar as variadas tipologias de rios, considerando principalmente os fatores antrópicos como modificadores da dinâmica e processos fluviais, auxiliando na recuperação de rios, como também na gestão de recurso hídricos e ambientais. Embora a sua utilização no semiárido brasileiro tenha sido realizada com adaptações, ela ainda se apresenta relevante, possibilitando uma visão sistêmica das unidades morfológicas e gerando informações valiosas para o planejamento ambiental e gestão de recursos hídricos (Azambuja, 2012; Souza, 2014; Almeida, 2017; Barros 2018; Silva *et al.*, 2019; Almeida, 2021).

A metodologia de estilos fluviais integra as classificações hierárquicas com uma abordagem de caráter holísticos. De acordo com Pelech (2021), esta abordagem teve início a partir de 1980, onde com o aumento dos problemas ambientais em níveis globais, ocorreu uma mudança nos objetivos das classificações de mapeamento fluvial, sendo outrora, voltados para solução de problemas de engenharia, passando agora para uma compreensão mais ampla, buscando o contexto geográfico ao qual o rio está inserido, como também suas interrelações.

Assim, além da metodologia de Brierley e Fryirs (2005), anterior a ela, surgem variadas classificações fluviais de caráter holístico que serviram como base para seu desenvolvimento, destacando-se as classificações de Frissell *et al.*, (1986), pioneira nesta abordagem, Rosgen (1994) e Montgomery e Buffington (1997).

A partir de um modelo hierárquico, Frissell *et al.*, (1986) propuseram uma classificação desde a macro- até a microescala em cinco níveis, a saber: o nível de sistema de canais fluviais em bacia hidrográfica (nível 1), sistema de segmento fluvial (nível 2), sistema de trecho de canal (nível 3), sistema de poço/banco raso (nível 4) e o sistema de micro-habitat (nível 5). Cada nível nessa hierarquia representa uma escala diferente de análise, incorporando desde fatores gerais, como geologia e clima, até detalhes microscópicos dos habitats, permitindo uma

compreensão abrangente e pormenorizada dos sistemas fluviais em diferentes contextos e condições (Frissell *et al.*, 1986; Pelech, 2021).

A classificação de Rosgen (1994), abrange apenas dois níveis de hierarquia, sendo a primeira a caracterização geomorfológica como o padrão, forma e dimensão do canal, enquanto a segunda corresponde à descrição geomorfológica, envolvendo o grau de incisão, a relação largura-profundidade, sinuosidade, os materiais e a declividade, resultando em uma pluralidade de tipos de rios identificados por uma codificação alfanumérica (Oliveira, 2007).

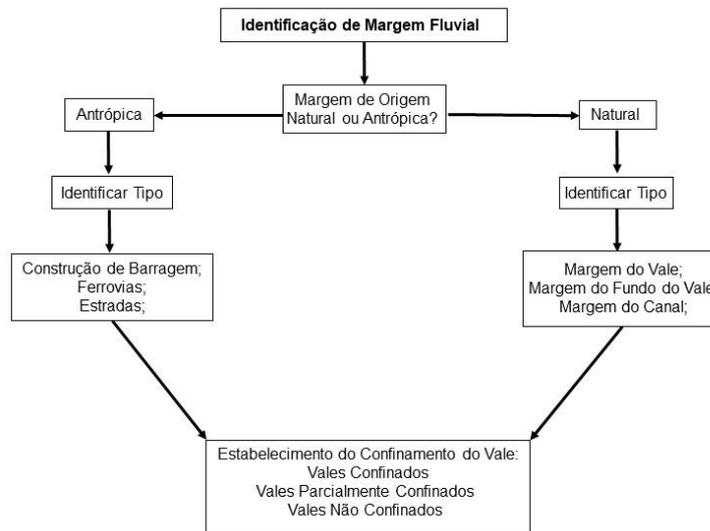
Com base nos estudos desenvolvidos em bacias hidrográficas de ambiente montanhoso, Montgomery e Buffington (1997) propuseram uma classificação de rios, considerando a composição e origem do material, distinguindo canais desenvolvidos sobre o substrato rochoso daqueles sobre materiais coluviais e aluviais.

Desta forma, os canais aluviais foram subdivididos em diferentes tipos, determinados pela energia do rio, relacionada à sua inclinação. As morfologias resultantes refletem configurações de rugosidade específicas adaptadas às magnitudes relativas do suprimento sedimentar e da capacidade de transporte. Essas configurações são identificadas em campo por meio das características predominantes de declividade, granulometria, tensão de cisalhamento e rugosidade. Dessa forma, além dos tipos de rio baseados no substrato, como coluvial e embasamento rochoso, os autores introduziram uma tipologia para rios aluviais, a partir das seguintes classes: duna-marca de onda (*dune-ripple*), poço-banco raso (*pool-riffle*), leito plano (*plane bed*), degrau-poço (*step-pool*) e cascata (*cascade*) (Montgomery e Buffington, 1997; Oliveira, 2007; Pelech, 202).

Uma classificação mais recente, e ainda não utilizada no semiárido brasileiro, foi desenvolvida por Wheaton *et al.*, (2015). A metodologia estabelece uma classificação de mapeamento fluvial baseada em uma proposta taxonômica cuja finalidade é desenvolver um mapeamento coerente, aplicável e genérico, onde sobre o produto (mapa) se possa interpretar os processos e o comportamento pretéritos e atuais dos canais fluviais. Para isso, os autores estabelecem três seguimentos, sendo eles, a identificação das margens fluviais, dos elementos estruturais e das unidades geomórficas.

As margens fluviais podem ser de origem antrópica (construção de barragem, ferrovias e estradas), assim como de origem natural (margens do vale, margens do fundo do vale e margens do canal), sendo necessário seguir alguns procedimentos (Figura 9) para seu estabelecimento como a identificação da origem da margem, do seu tipo e baseado em Brierley e Fryirs (2005), o grau de confinamento do vale (Wheaton *et al.*, 2015).

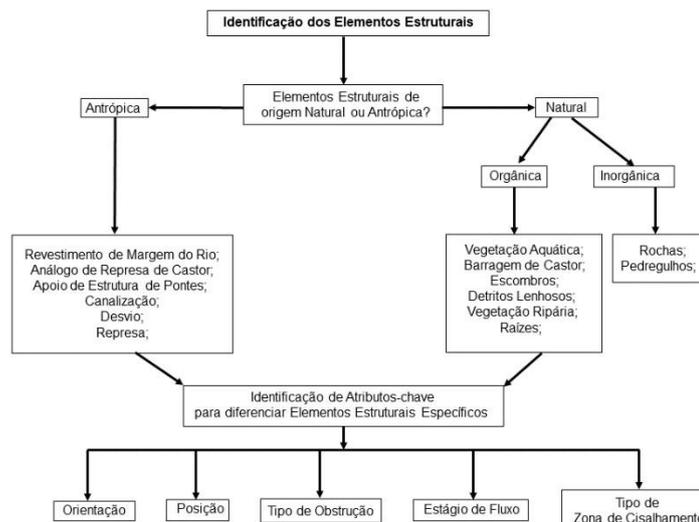
Figura 9: Procedimentos para identificação de Margem Fluvial.



Fonte: Traduzido e modificado de Wheaton *et al.*, (2015).

Os elementos estruturais também podem ser de origem antrópica, assim como de origem natural, subdividindo-se em natural orgânico e naturais inorgânicos, também sendo preciso seguir alguns procedimentos (Figura 10) como o de estabelecer a origem dos elementos, seguido de seus tipos e atributos-chave para diferenciação dos elementos estruturais específicos, porém nem todos os atributos são necessários para identificação dos elementos estruturais (Wheaton *et al.*, 2015).

Figura 10: Procedimentos para Identificação dos Elementos Estruturais.



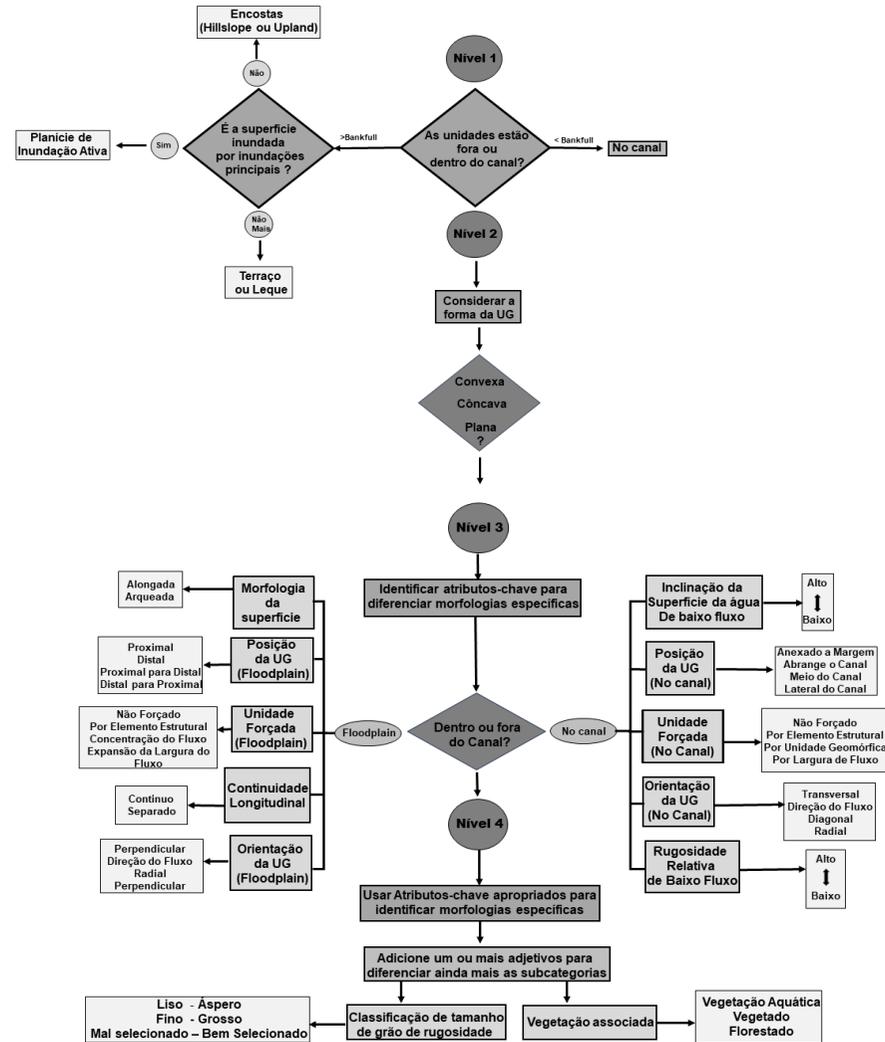
Fonte: Traduzido e modificado de Wheaton *et al.*, (2015).

As unidades geomórficas consistem em uma forma de relevo oriunda dos processos erosivo-depositacionais de rochas e materiais sedimentares e são diferenciadas a partir da sua

posição em relação ao canal, como também pela distinção das unidades do leito, planície de inundação (ativa e inativa), encostas e unidades de leques (Wheaton *et al.*, 2015). Assim, as unidades dividem-se em quatro níveis taxonômicos e demandam alguns procedimentos para sua identificação (Figura 11), onde os níveis correspondem ao estágio vertical (nível 1), forma (nível 2), morfologia específica (nível 3) e subcategorias morfológicas (nível 4).

O nível 1 tem por objetivo a identificação das unidades fora do canal (planície, terraço, leque) a partir de seu estágio vertical, tendo como referência o canal. O nível 2, tem por finalidade a definição da forma a partir de sua curvatura, podendo ser classificadas em côncava, convexa e plana. O nível 3, corresponde à identificação das unidades geomórficas dentro ou fora do canal sendo distinguidas a partir dos seus processos formadores. Exemplos das unidades dentro do canal são as barras, cascatas (*cascades*), rápidos (*rapids*), degraus (*step*) e bancos rasos (*rifle*), já fora do canal, são os terraços aluviais, rampa coluvial, leque aluvial e canal de leque (Wheaton *et al.*, 2015; Pelech, 2021).

Figura 11: Procedimentos para Identificação das Unidades Geomórficas.



Fonte: Traduzido e modificado de Wheaton *et al.*, (2015).

2.4 ESTRUTURA E SUA RELAÇÃO COM O SISTEMA FLUVIAL DO NORDESTE BRASILEIRO

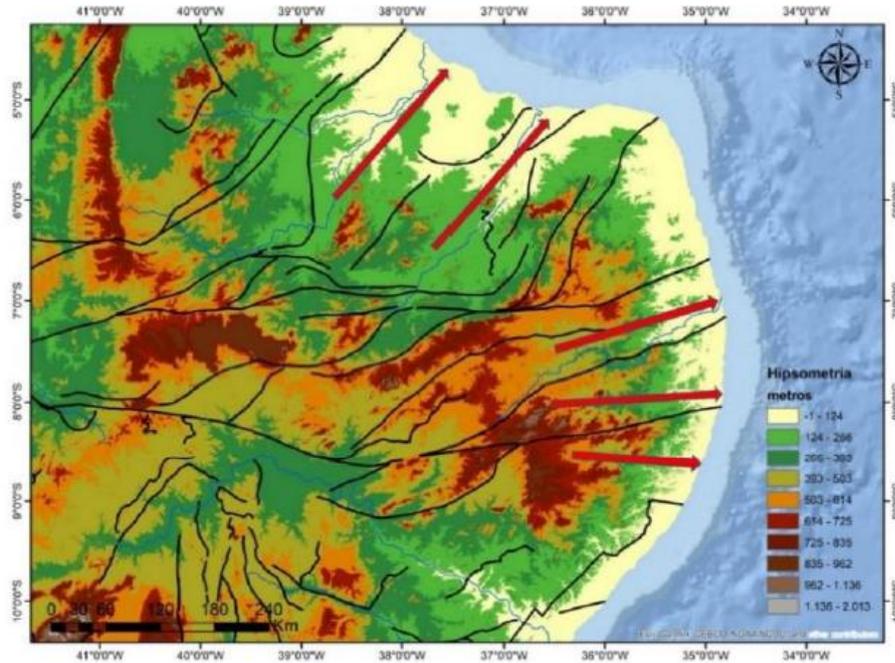
Os sistemas fluviais são os mais vulneráveis às perturbações ocorridas no substrato. Deste modo, estudos desenvolvidos por Maia e Bezerra (2011) evidenciaram que no sistema fluvial do Nordeste brasileiro, a neotectônica apresenta-se de maneira a controlar estruturalmente a rede de drenagem, assim como o escalonamento de terraços, condicionamentos de vales e as feições morfológicas. Neste sentido, torna-se de suma importância a compreensão de como o controle estrutural atua nos sistemas de drenagens e como atua sobre a evolução do relevo.

Segundo Maia e Bezerra (2014), os principais eventos de evolução tectônica da Província Borborema podem ser elencados nessa ordem cronológica: a) a Orogênese Brasileira, oriunda da junção da placa Brasileira com a Panafricana há 600 Ma, acompanhada de um plutonismo granítico; b) a separação do megacontinente Gondwana, repercutindo no *rift* Brasil-África e c) as reativações tectônicas cenozoicas responsáveis pelas modificações nos níveis de bases locais, influenciando os processos erosivos-deposicionais.

As Zonas de Cisalhamento são consequências de falhas de orógenos antigos, cujo níveis mais profundos da crosta foram exumados e estão expostos na superfície, materializadas em grandes extensões de cinturões miloníticos (Neves *et al.*, 2021). As zonas de cisalhamento da Província Borborema foram desenvolvidas durante os estágios finais da orogênese Neoproterozóica Brasileira/Pan-Africana e reativadas no cenozoico a partir do *rift* Brasil-África (Maia e Bezerra, 2014; Maia, 2018; Neves *et al.*, 2021).

Esses eventos tectônicos deram origem a *trends* de lineamentos com direções NE-SW e E-W principalmente nas zonas de cisalhamento, áreas de deformações tectônicas (Maia e Bezerra, 2011; Maia e Bezerra, 2018; Silva, 2022) oriundas da deformação Brasileira de característica dúctil/rúptil, reativadas no cretáceo e cenozoico. As estruturas reativadas conduziram à modificação dos sistemas fluviais, a partir de bruscas mudanças de direções da drenagem, superimposições e capturas fluviais (Figura 12), como também na dissecação e na deposição quaternária, sendo, deste modo, responsáveis por condicionar estruturalmente a evolução geomorfológica atual.

Figura 12: Mapa evidenciando as direções das Zonas de Cisalhamento do Nordeste brasileiro, onde as setas em vermelho indicam a direção das redes de drenagem.



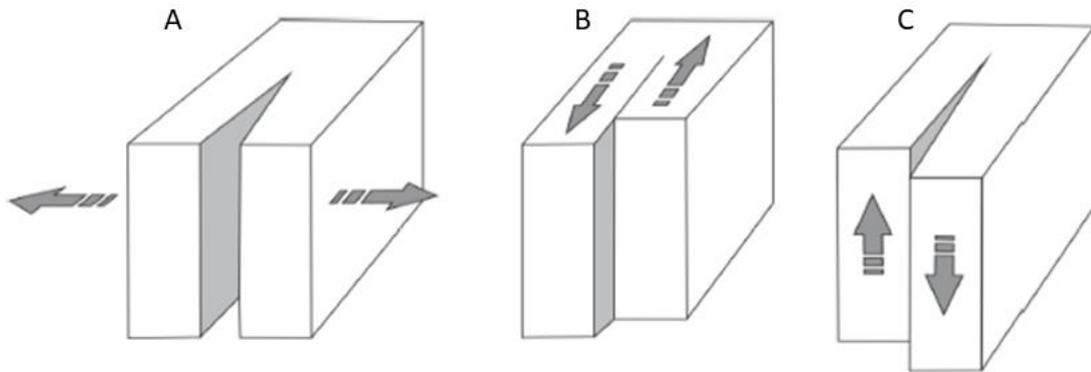
Fonte: Retirado de Silva (2022).

2.4.1 Fraturas e suas Repercussões Geomorfológica

Em escala regional, as reativações tectônicas cenozoicas a partir das zonas de cisalhamento recrudesceram o controle estrutural sobre as redes de drenagem, com repercussões sobre a acumulação sedimentar quaternária e a gênese dos modelados de acumulação. Porém, é importante também voltar a atenção para a existência de controles locais (Scheidegger, 2004), a exemplos das fraturas, oriundas das deformações das zonas de cisalhamento, no condicionamento dos processos intempéricos e erosivos.

A formação das fraturas ocorre por três modos distintos (Figura 13). O primeiro é o modo distensivo, no qual há abertura dos planos de ruptura por esforços distensivos perpendiculares ao plano da fratura, chamadas de fraturas de distensão. O segundo e terceiro modo, estão associados ao cisalhamento paralelo ao plano de ruptura, sendo que o deslocamento desse cisalhamento pode ser perpendicular (Modo 2) ou paralelo (Modo 3) à frente da fratura (Marshak e Mitra, 1988; Pollard e Aydin, 1988; Curti, 2011).

Figura 13: Blocos Diagramas evidenciando os modos de rupturas de fraturas, onde em A temos fraturas por distensão, em B por cisalhamento com deslocamento perpendicular à frente da fratura e em C, com deslocamento paralelo.



Fonte: Adaptado de Marshak e Mitra (1988).

Como descrito por Ramsay e Huber, (1987), Price e Cosgove, (1990), Curti, (2011), fraturas são caracterizadas como superfícies de rupturas, na qual as rochas perdem sua coesão, ocorrendo de maneira disseminadas na crosta superior em condições de baixa pressão e temperatura, sendo encontradas em sedimentos (consolidados e inconsolidados), rochas ígneas, metamórficas e originadas a partir das deformações consequentes do resfriamento da rocha ou dissecação. Além de serem caracterizadas como superfícies descontinuas, Scott e Wohl (2018) também descrevem que as fraturas podem ser exploradas pela erosão, agindo como reguladoras da coesão e afetando a velocidade, estilo e localização dos processos superficiais.

Assim, estudos desenvolvidos por Lebedeva e Brantley (2017), demonstram que há um avanço na taxa de intemperismo em rochas com uma maior densidade de fraturas, o qual é atribuído ao aumento do material que acompanha uma densidade maior de fraturas, como também ao aumento da exposição da superfície da rocha de baixa porosidade ao processo de reação-transporte. DiBiase *et al.*, (2018), em um estudo comparativo entre dois locais com densidades de fraturas distintas, mostraram que o local com mais densidade pode favorecer a erodibilidade do canal, assim como controlar as direções e o tamanho dos sedimentos transportados aos canais de drenagem. Enquanto Scott e Wohl (2019) evidenciaram que as fraturas atuam no controle das formas de relevo e orientação a partir de dois mecanismos. O primeiro está atrelado ao aumento da erodibilidade da paisagem, pois elas tendem a concentrar erosão e criar características de incisão e em segundo, as fraturas delimitam blocos erodidos.

Ainda com Scott e Wohl (2018), em escala de paisagem, as fraturas podem influenciar na orientação dos planos dos rios, enquanto em escala de encosta-vale, a entrega de sedimentos para rios pode ser determinada pelo espaçamento, orientação e variabilidade das fraturas, onde

esses sedimentos podem atuar como ferramentas, possibilitando a erosão por abrasão, assim como cobertura, permitindo a aluviação e impedindo a incisão fluvial na rocha matriz, influenciado nas taxas de erosão.

Destarte, nota-se que a geometria das fraturas é responsável por controlar os processos de intemperismo e erosão, onde rochas densamente fraturadas erodem mais rapidamente do que rochas menos fraturadas, além de atuar no controle da orientação de feições morfológicas do relevo (Whipple *et al.*, 2000; Dühnforth *et al.*, 2010; Becker *et al.*, 2014; Lebedeva e Brantley (2017); Dibiase *et al.*, (2018); Scott e Wohl, 2019).

2.6 O PERÍODO QUATERNÁRIO E SUAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS

O Quaternário identifica a uma subunidade do tempo geológico, o Período Quaternário, que corresponde aos últimos 2,6 milhões de anos da história da Terra. Esse período é subdividido em duas “épocas”; o Pleistoceno, que se estendeu desde o início do Quaternário até 11.700 anos atrás, e o Holoceno, de 11.700 anos até o período atual (Gurgel *et al.*, 2013). Climaticamente o Quaternário foi marcado por flutuações entre episódios de expansão (glaciação) e retração (interglaciação) dos mantos de gelo que recobrem as altas latitudes e as altas montanhas do planeta. Essa oscilação climática perdurou durante toda a etapa final da história do nosso planeta, e deu origem a um mosaico complexo de modelados denudacionais e de acumulação, depósitos sedimentares, evidências biológicas e evidências arqueológicas.

As glaciações caracterizavam-se por períodos mais frios e secos, seguidos do aumento dos mantos de gelo, enquanto os períodos interglaciais eram mais quentes, em alguns casos, apresentando uma diminuição dos mantos de gelo (Rahmstorf, 2002; Clark *et al.*, 2009; Sigman *et al.*, 2010; Melles *et al.*, 2012; Coletti *et al.*, 2015; Corrêa, 2021). Segundo Corrêa (2021), a determinação da periodicidade do ritmo das glaciações quaternárias não é uma tarefa fácil, contudo, evidencia-se que ela é afetada pelos ciclos de Milankovitch (Excentricidade, Obliquidade e Precessão). A excentricidade corresponde à oscilação que ocorre em um período de 100.000 anos entre a forma elíptica e quase circular da órbita da terra, alterando a distância entre a Terra e o Sol, influenciando assim, diretamente nas glaciações. Quando há o aumento ou diminuição da distância entre Terra-Sol, há também o aumento e diminuição das radiações de ondas curtas, oriundas do sol, que repercute na quantidade de radiações recebida pela superfície terrestre em diferentes estações do ano.

A obliquidade refere-se à oscilação entre o eixo rotacional da terra e o seu eixo orbital, que oscila em uma escala temporal de 41.000 anos, este processo influencia na distribuição da radiação solar na superfície terrestre, onde quanto menor for a inclinação do eixo terrestre em

relação a obliquidade, mais uniforme será a distribuição da radiação solar entre o inverno e verão, entretanto, aumenta a diferença entre as regiões polares e equatoriais. Já o ciclo de precessão, com um período que dura cerca de 22.000 anos, ocasiona variações na distância entre a Terra e o Sol, sendo maior no equador e menor nos polos. Caracteriza-se por ser o movimento lento da Terra entorno do seu eixo, decorrente sua rotação, que não se alinha à elíptica gerando um movimento de precessão (Corrêa, 2021).

No início do Pleistoceno, as alternâncias entre fases glaciais e interglaciais seguiam uma ciclicidade de aproximadamente 40.000 anos, que parecia obedecer ao ciclo de variação da inclinação do eixo terrestre, embora as massas de gelo formadas não fossem muito volumosas. Porém, a partir dos últimos 600.000 anos, os ciclos de periodicidade glaciais passaram a se suceder em uma escala de tempo de 80.000 a 120.000 anos, o que se correlaciona com os ciclos de excentricidade da órbita da terra (Rhuterford e D' Hondt, 2000; Corrêa, 2021).

A última glaciação ocorreu durante a fase final do Pleistoceno, entre 120.000 e 12.000 anos AP, conhecida como glaciação Winsconsin, enquanto o penúltimo interglacial ocorreu entre 127.000 e 118.000 anos AP, denominado de interglacial Riss-Würm. Neste período, a excentricidade da órbita da terra encontrava-se muito maior, assim como a inclinação do eixo da terra, com o periélio ocorrendo durante o período de verão no hemisfério norte (Corrêa, 2021). Assim, durante o interglacial os efeitos na insolação eram muito maiores no hemisfério norte durante o verão que durante o inverno, acarretando verões quentes e invernos frios, como também efeitos nos níveis dos mares, os quais alcançaram níveis acima do atual, com grandes variações nas linhas de costa (Felis *et al.*, 2004; Corrêa, 2021).

O fim do interglacial Riss-Würm ocorreu em 115.000 anos AP, dando início ao período da Última Glaciação. Assim, a 115.000 anos AP, o periélio ocorria no inverno do hemisfério norte, enquanto o afélio ocorria no verão, entretanto, a excentricidade da órbita era maior e a inclinação do eixo menor, causando uma maior insolação no inverno e uma menor no verão (Corrêa, 2021). Adicionalmente, às margens meridionais do Ártico, cobertas de neve, as florestas boreais experimentaram uma degradação devido ao arrefecimento durante o verão, convertendo-se em uma paisagem de tundra mais clara com aumento no albedo.

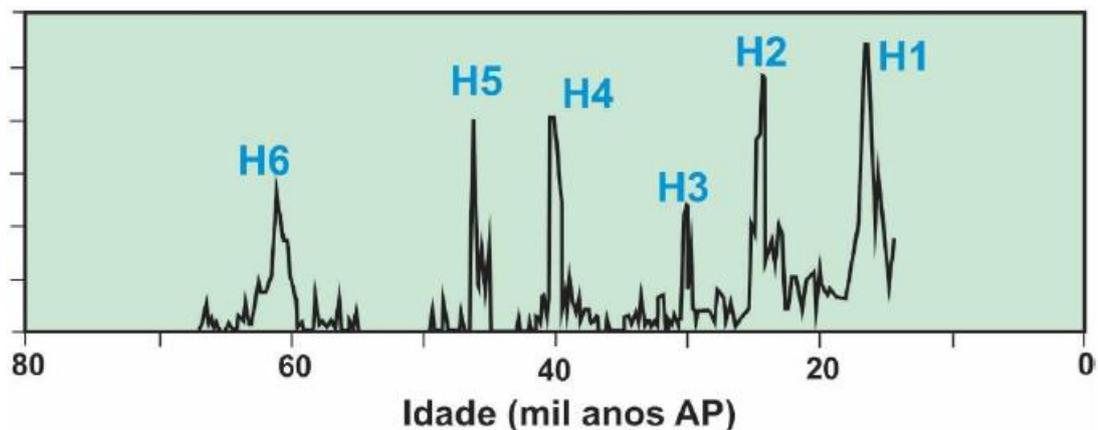
Esse fenômeno resultou em um resfriamento, anulando, assim, os efeitos do aumento da radiação solar no inverno. Alguns especialistas em paleoclimatologia consideram crucial o papel desempenhado por essa alteração no albedo das latitudes elevadas no desencadeamento da Última Glaciação. Ademais, no Ártico, os depósitos marinhos sugerem que a aproximadamente 115.000 anos AP houve queda abrupta na circulação termoalina, coincidindo

com a expansão do gelo, o que intensificou o aumento do albedo e o resfriamento (Noblet *et al.*, 1996; Corrêa, 2021).

A Última Glaciação foi marcada por três fases que foram registradas a partir das bruscas quedas do nível do mar. A primeira fase ocorreu entre 115.000 e 75.000 anos AP, enquanto a segunda fase entre 75.000 a 30.000 anos AP, já a terceira fase entre 30.000 e 19.000 anos AP, se caracterizando como o Último Máximo Glacial-UMG que ocorreu a nível global. Importante salientar que o resfriamento na última glaciação não ocorreu de maneira linear, havendo períodos de intensificação do frio, denominados de eventos Heinrich, assim como períodos de intenso aquecimento, conhecidos como eventos de Dansgaard-Oeschger (Corrêa, 2021).

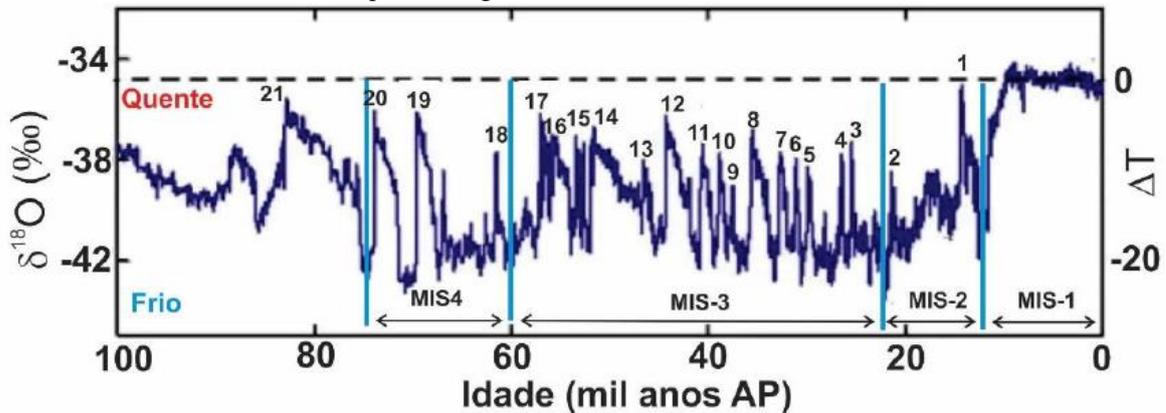
Os eventos Heinrich correspondem a episódios (Figura 14) de resfriamento que ocorreram durante a última glaciação registrados em depósitos de detritos de icebergs localizados no fundo do Atlântico Norte. Esses eventos trouxeram modificações no clima do hemisfério norte, assim como do clima global (Hemming *et al.*, 2004; Corrêa, 2021). Já os eventos Dansgaard-Oeschger, corresponde a picos de aquecimento (Figura 15) ocorridos durante o Último Glacial, caracterizando-se por apresentar temperaturas elevadas ocorridas em um curto intervalo de tempo, os quais foram registrados a partir dos isótopos de oxigênio do gelo da Groelândia e nos sedimentos lacustres carbonáticos de lagos na Europa (Corrêa, 2021).

Figura 14: Eventos Heinrich durante a Última Glaciação.



Fonte: Retirado de Corrêa (2021).

Figura 15: Eventos de Dansgaard-Oeschger durante a Última Glaciação registrado a partir das series de isótopos de oxigênio identificados na Groelândia.



Fonte: Retirado de Corrêa (2021).

Durante a última glaciação, o resfriamento global resultou em maior aridez devido à desaceleração do ciclo hidrológico. A Europa experimentou extensas áreas de permafrost, vegetação de tundra em latitudes médias e estepes nas regiões litorâneas do Mediterrâneo. Nas regiões tropicais, as florestas deram lugar a savanas, com a Amazônia experimentando queda de temperatura, redução de precipitação e expansão de savanas. A erosão eólica foi intensa nas latitudes altas e médias, resultando em depósitos de loess na Europa e Ásia. O resfriamento do clima glacial foi ainda influenciado pela maior quantidade de poeira na atmosfera e pela redução da penetração solar. Nas regiões tropicais, os ventos alísios no oceano Atlântico se intensificaram, enquanto na Índia, as monções se atenuaram durante os períodos mais frios. Estudos nas Galápagos indicam condições semelhantes a um padrão de El Niño, com alísios mais fracos e menor contraste térmico entre as regiões ocidental e oriental do Pacífico tropical (Hughen *et al.*, 1998; Mix *et al.*, 1999; Peterson *et al.*, 2000; Stratt *et al.*, 2002; Koutavas *et al.*, 2002; Corrêa, 2021).

Há cerca de 12.900 anos AP, a Europa vivenciou um resfriamento abrupto conhecido com Younger Dryas, o qual se encerrou subitamente em 11.500 anos AP, com um aumento térmico. Esse evento teve impacto nos povos paleolíticos europeus, especialmente na região sudoeste, como a Cantábria e o País Basco, que funcionaram como refúgios durante o período de resfriamento. Contrariando as expectativas, a insolação de verão no hemisfério norte era maior do que a atual, neste sentido, a origem desse resfriamento parece estar relacionada a efeitos não astronômicos, mas possivelmente no Atlântico, onde as correntes sofreram uma redução abrupta, resultando no avanço de águas superficiais polares para o sul. Índícios marinhos, como a microfauna fóssil na costa portuguesa, confirmam o resfriamento da água do

mar (CORRÊA, 2021). Assim, em 11.500 anos AP, as correntes oceânicas alteraram seu modo de funcionamento, marcando o fim do Pleistoceno e o início do Holoceno.

No início do Holoceno, após um aumento significativo das temperaturas que marcou o fim do Younger Dryas, teve início o último período interglacial do Quaternário. Mudanças na insolação de verão no hemisfério norte, devido à precessão dos equinócios, foram marcantes, impactando a distribuição sazonal da radiação solar e influenciando a circulação atmosférica e a umidade continental. O derretimento gradual do gelo nos mantos Fennoscandiano e Laurentiano ao longo de milênios resultou em paisagens erosivas e na formação de lagos. Durante o Holoceno, a temperatura média da Terra ficou em torno de 14°C, com oscilações globais entre 1°C e 2°C. Há 9.000 anos AP, a Terra entrou em um período quente, atingindo seu pico há 6.000 anos, evidenciado por estudos que indicam extensas áreas de gelo sazonal no Ártico (Menocal *et al.*, 2000; Darby *et al.*, 2001; Corrêa, 2021).

Um episódio de resfriamento abrupto ocorreu por volta de 8.200 anos AP, afetando várias regiões do mundo e causando mudanças climáticas notáveis, incluindo queda na temperatura, seca e ventos fortes. O fenômeno parece ter sido desencadeado por uma invasão de água doce no Atlântico Norte, resultante do derretimento do manto Laurentino. Esse evento teve impactos significativos, incluindo migrações humanas, introdução da agricultura no sudoeste da Europa e alterações climáticas em várias partes do mundo (Clark *et al.*, 2003; Corrêa, 2021).

Ainda durante o início do Holoceno, havia uma maior insolação de verão no Hemisfério Norte que levava a baixas pressões térmicas continentais mais interiorizadas. Isso resultava em monções de verão na África e Ásia mais intensas do que as atuais, com chuvas alcançando o Saara Central. A selva equatorial africana se estendia significativamente, sendo 15 vezes maior do que no período glacial anterior, com um clima mais úmido, atingindo seu ápice a cerca de 9.000 anos AP (Schefub *et al.*, 2005). Nessa fase inicial, a intensidade de furacões de areia era menor, e a erosão eólica era mais branda (Corrêa, 2021).

A partir de 5.500 anos AP, as chuvas começaram a diminuir, e em 4.500 anos AP, o Saara adquiriu um clima semelhante ao atual, levando à concentração humana ao longo do Nilo. Estudos na África indicam uma fase inicial do Holoceno mais úmida e quente até cerca de 5.200 anos AP, seguida por uma transição mais seca e fria até 3.200 anos AP. Na Ásia, as regiões desérticas experimentaram períodos mais úmidos, evidenciados por sedimentos de paleolagos e paleossolos. Modelos climáticos indicam temperaturas superiores na Ásia central há 6.000 anos AP. Na América, análises na Bacia de Cariaco sugerem que, há 8.000 anos AP, a vazão dos

rios era intensa, indicando precipitações mais abundantes nesse período inicial do Holoceno (Haug *et al.*, 2001; Lee-Thorp *et al.*, 2001; Corrêa, 2021).

2.6.1 Reconstrução Paleoambiental e Geocronológica do Nordeste Brasileiro

De acordo com Corrêa (2001), há pouca atenção dada a utilização das características sedimentares como fatores indicadores de informações paleoambientais, sendo que no Nordeste brasileiro existem variadas formas de relevo que servem como evidências da ocorrência de mudanças ambientais, a exemplo de paleodunas, depósitos coluviais e aluviais, assim como leques e terraços. Neste sentido, a presente seção, tem por objetivo realizar uma atualização dos principais estudos de caráter paleoambiental e paleoclimático do Nordeste brasileiro, buscando evidenciar em como as oscilações climáticas ocorridas durante o Quaternário repercutiram nos processos superficiais da região, destacando as pesquisas desenvolvidas à luz da morfoestratigrafia e geocronologia por meio das análises de formas de relevo de paleodunas, depósitos coluviais, aluviais, leques e terraços.

Os primeiros estudos de caráter paleoambiental e paleoclimático no Nordeste brasileiro, com base no emprego de técnicas empíricas mais robustas, foram realizados na década de 1970, a partir das contribuições de Damuth e Fairbridge (1970) e Ab'Saber (1979), os quais indicavam uma similaridade entre as circulações atmosféricas atuais e as das últimas glaciações e interglaciações ocorridas durante o Quaternário. As evidências de testemunhos marinhos estudadas por Damuth e Fairbridge (1970) corroboraram que as células de perturbação atmosférica, responsáveis pelo controle das precipitações dos períodos secos no Nordeste brasileiro, tiveram modificações em sua posição e intensidade no decorrer dos anos, levando a mudanças ambientais regionais. Essas modificações, foram também evidenciadas por Ab'Saber (1979), ao apontar que no período inicial da penúltimo interglacial as condições semiáridas na região no Nordeste brasileiro prevaleciam de maneira similar às existentes na atualidade, embora houvesse setores úmidos.

Na década de 1990, estudos sedimentológicos desenvolvidos por Martin e Suguio (1992) e Martin *et al.*, (1993), na mesma perspectiva, demonstraram que a região Nordeste, assim como o leste do Brasil, durante o Holoceno sofreu forte influência do fenômeno ENOS, como também de eventos extremos que apesar da diferente intensidade, apresentavam uma semelhança genética com os eventos recentes. Esses autores além de demonstrarem a semelhança entre a circulação atmosférica recente com a dos períodos glaciais e interglaciais durante o Quaternário, estabelecendo novos caminhos para compreensão dos processos superficiais

regionais, a partir da relação entre a dinâmica climática regional e suas teleconexões (Lira, 2014).

A primeira década dos anos 2000 foi marcada por variados estudos que buscaram a reconstrução paleoambiental e paleoclimática do Nordeste brasileiro, essas pesquisas, foram desenvolvidas à luz da morfoestratigrafia e datação de depósitos coluviais, aluviais, leques e terraços. Neste sentido, destaca-se os trabalhos de Corrêa (2001), Mütztemberg (2007) Silva (2007), Melo (2008) Mütztemberg (2010), Tavares (2010).

Corrêa (2001), a partir dos estudos desenvolvidos em depósitos coluviais na Serra da Baixa Verde, Triunfo-PE, evidenciou que entre 10.000 e 8.500 anos AP, na transição Pleistoceno/Holoceno, houve uma significativa remobilização dos materiais coluviais. O autor afirma que esses materiais tiveram seu material de origem oriundo de uma repentina reumidificação, como também de tempestades torrenciais da ZCIT, modificando a dinâmica de encosta e remobilizando os materiais em questão. Enquanto entre 7.500 e 4.500 anos AP, houve uma estabilização das encostas a partir do desenvolvimento incompleto da cobertura vegetal, ocasionando a remobilização parcial dos mantos de intemperismo, pela ação de fluxos gravitacionais. Por fim, o autor constata uma última fase erosiva associada a padrões de uso da terra, considerada contemporânea, na qual houve a deposição de materiais coluviais em forma de pequenos leques e depósitos laminares, em resposta à erosão laminar (Corrêa, 2001; Fonsêca, 2018).

Mütztemberg (2007), em pesquisa no vale do rio Carnaúba no Seridó potiguar, identificou vários episódios de deposição desde o Último Máximo Glacial associados a um provável clima mais frio e seco com eventos torrenciais. O autor evidencia a existência de um período mais seco antecedente à transição Pleistoceno/Holoceno como consequência do intenso resfriamento do *Younger Dryas*. Já na transição Pleistoceno/Holoceno a área de estudo apresentou um ambiente mais úmido, provavelmente relacionado ao rápido aquecimento do planeta, havendo sinais de reumidificação e precipitação, com provável estabelecimento de uma densa cobertura vegetal, como também assinalado por Corrêa (2001) na Serra da Baixa Verde.

Durante o Holoceno inferior, foi constatado uma súbita retomada da umidade que repercutiu na remobilização dos regolitos que foram expostos à atuação de eventos pluviométricos intensos, enquanto no Holoceno médio sob condições quentes e úmidas mais estáveis, houve um aumento do intemperismo químico e um adensamento da cobertura vegetal. Já no Holoceno Superior ocorreram períodos de extrema aridez, relacionados a episódios de EL-Niño de longa duração, seguidos de períodos de muita precipitação, o que causou momentos

de deposição e de estabilização na paisagem, ligados à formação de solos rasos nos terraços fluviais (Müztemberg, 2007).

Silva (2007), a partir do estudo realizado nos depósitos de tanques em Fazenda Nova, município de Brejo da Madre de Deus-PE, evidenciou mudanças climáticas desde o penúltimo máximo glacial. A pesquisa também atesta a existência de um período de aridez antecedente à transição Pleistoceno/Holoceno, a partir da presença de calcrete em um depósito datado de 19.400 anos AP, confirmando os estudos realizados por Corrêa (2001) e Müztemberg (2007). Ainda no município do Brejo da Madre de Deus-PE, distrito de Tabocas, Melo (2008) identificou idades de 73.900 anos AP, 67.200 anos AP e 20.100 anos AP em depósitos colúviais.

Os dois primeiros depósitos (73.900 e 67.200 anos AP), também evidenciaram mudanças climáticas no Estágio Isotópicos de Oxigênio Marinho 4 - MIS 4 tardio e Heinrich 6 - HS6 (Akemi, 2018), os quais foram caracterizados por regime gravitacional de alta energia, correspondendo a uma deposição de fluxo de detritos de baixa viscosidade. Assim, o autor constata que o evento deposicional está ligado à transição de um período mais seco, que foi sucedido por uma reumidificação do clima durante uma fase stadial, com chuvas concentradas e cobertura vegetal esparsa, provavelmente de Caatinga Hiperxerófila. Já o terceiro depósito (20.100 anos AP), foi correlacionado com o início do Último Máximo Glacial-UMG, onde o semiárido, apresentava um clima mais seco, precipitações concentradas, corroborando as hipóteses dos estudos anteriores, Corrêa (2001), Müztemberg (2007) e Silva (2007).

Eventos deposicionais relacionados com episódios do interglacial e o interestadial também foram constatados por Tavares (2010) em estudo desenvolvido no Grabén do Cariatá, Paraíba. O autor obteve duas datações nos depósitos sedimentares, o primeiro mais antigo de 97.000 anos AP e o segundo mais recente de 25.000 anos AP. O primeiro depósito estaria ligado aos episódios stadial e interestadial com temperatura semelhante a atual, enquanto o depósito mais recente estaria relacionado a um fluxo de detrito remobilizado no Último Máximo Glacial.

Müztemberg (2010), no Vale do Boqueirão da Pedra Furada, Serra da Capivara-PI, com um número maior de datações, registrou dinâmicas deposicionais durante o Último Interestadial, Último Máximo Glacial, na Transição Pleistoceno/Holoceno e no Holoceno Inferior, Médio e Superior. O autor atesta a remobilização dos depósitos durante o Último Interestadial vinculados a chuvas torrenciais, já os depósitos datados do Último Máximo Glacial foram relacionados a um clima mais frio e seco com eventos episódicos de intensas precipitações.

Na transição Pleistoceno/Holoceno e Holoceno Inferior, houve uma súbita transição climática, com sinais de aumento da umidade e precipitação, com o provável estabelecimento

de uma cobertura vegetal mais densa em direção ao Holoceno Médio. Esse foi caracterizado por um clima mais quente e úmido causando uma estabilização erosiva na paisagem. Enquanto no Holoceno Superior, os eventos deposicionais, estão ligados aos processos pedogenéticos ocorridos durante o Holoceno Médio e a reumidificação menos intensa no segundo Ótimo Climático do Holoceno (2.200 a 1.000 anos AP), favorecendo a deposição de sedimentos arenosos (Müztemberg, 2010).

Na década de 2010 trabalhos surgiram com a mesma perspectiva dos anteriores, contribuindo para a reconstrução paleoambiental e paleoclimática do Nordeste brasileiro, destacando assim, os trabalhos de Missura (2013), Silva (2013), Lima (2014), Cabral (2014), Lira (2014) e Galvão (2019).

Missura (2013), ao estudar a Bacia do Rio Pioré-PE, obteve a datação de sete depósitos, os quais apresentaram idades de 29.400 anos AP, 26.200 anos AP, 17.900 anos AP, 17.500 anos AP, 9.500 anos AP, 9.400 anos AP e 4.100 anos AP. Neste sentido, o autor afirma que ocorreram quatro eventos deposicionais na área de estudo, o primeiro ocorrido no Pleistoceno Superior (29.00 anos AP a 26.200 anos AP), que está correlacionado a fortes episódios pluviométricos de grande magnitude e espacialmente generalizados. O segundo teve ocorrência no Último Máximo Glacial (17.900 a 17.500 anos AP), ligados a um clima mais frio e eventos de alta pluviosidade, já o terceiro ocorreu entre 9.500 e 9.400 anos AP, estando relacionado a um momento de máxima umidade na entrada do Holoceno, enquanto o quarto evento no Holoceno Médio (4.100 anos AP) estaria ligado à continuação da deposição que vinha ocorrendo desde o Holoceno Inferior, porém evidenciando uma diminuição na energia de transporte. É possível observar, que o segundo evento deposicional ocorrido no Último Máximo Glacial, se correlaciona com os eventos deposicionais evidenciados por Silva (2007), assim como o quarto e terceiro evento, estão em concordância com os resultados de Müztemberg (2007).

Retomando os estudos em Fazenda Nova e incluindo o município de Afrânio no extremo oeste de Pernambuco, Silva (2013) constatou uma correlação dos eventos deposicionais em ambas as áreas, como também atestou que esses foram desencadeados por eventos climáticos de grande magnitude e baixa recorrência, sob diversas combinações de semiaridez ocorridas desde o penúltimo stadial do Pleistoceno. Enquanto Lima (2014), por meio das idades (42.000 anos AP, 33.580 anos AP, 30.550 anos AP, 7.060 anos AP, 8.580 anos AP e 5.540 anos AP) obtidas nos depósitos coluviais localizados no município de Garanhuns-PE, evidenciou que os eventos deposicionais da área ocorreram desde o Interestadial, Último Máximo Glacial, Holoceno Inferior, Médio e Superior, atestando correlações com os trabalhos de Corrêa (2001), Müztemberg (2007-2010) e Silva (2007).

Lira (2014), a partir das datações realizadas em depósitos sedimentares coluviais, flúvio-eólicos e eólicos localizados no sub-médio São Francisco, identificou que os episódios deposicionais se estenderam do Último Máximo Glacial ao Holoceno Superior. Neste sentido, os eventos deposicionais (19.800 e 15.800 anos AP) ocorridos durante o Último Máximo Glacial tem ocorrência relacionada a um período mais seco e torrencial. Já os dados na transição Pleistoceno/Holoceno até o Holoceno Inferior (12.850 a 8.800 anos AP), demonstraram um momento de rápida transição climática, enquanto as amostras do Holoceno Superior (5.000 a 3.800 anos AP) evidenciam uma queda da umidade.

Os estudos de Cabral (2014), corroboram os de Lira (2014) ao evidenciar que os depósitos de dunas de Petrolina-PE, localizados no submédio São Francisco, ocorreram em período seco, decorrente às flutuações climáticas durante o Pleistoceno e Holoceno. Essas flutuações estão relacionadas às glaciações e interglaciações, que repercutiram em períodos de esfriamento nas regiões tropicais com condições climáticas secas, e em períodos quentes de maior pluviosidade. Além disso, o autor assevera que a atividade eólica se estendeu para além da transição Pleistoceno/Holoceno, associada à teleconexão com eventos El Niño.

Em pesquisa desenvolvida no Parque Nacional Serra da Capivara-PI, Galvão (2019) evidenciou que os depósitos superficiais da região estão relacionados ao Pleistoceno Superior (35.200 anos AP), gerados sob condições mais frias associados a pulsos de umidade que remobilizaram os colúvios e geraram acumulações fluviais, e ao Último Máximo Glacial (21.760 e 20.400 anos AP), no qual houve uma significativa redução da temperatura refletida na estabilidade da aridez, mas com eventos pluviais de grande magnitude em sincronia com o stadial Heinrich capaz de ocasionar o transporte e deposição de materiais detríticos. O autor também atestou eventos ocorridos na transição Pleistoceno/Holoceno, sob um aumento de temperatura e reumidificação resultando na expansão da vegetação, bem como uma resposta ao Younger Dryas, há aproximadamente 11.000 anos AP, sob uma transição drástica de temperatura e umidade. Além dos eventos ocorridos na transição Pleistoceno/Holoceno, Galvão (2019) assevera que no Holoceno Inferior houve uma reumidificação episódica, refletindo na deposição de sedimentos mal selecionados sob uma vegetação esparsa, enquanto no Holoceno médio, vinculado ao primeiro Ótimo Climático, houve aumento da umidade e precipitação ainda sob condições semiáridas, indicando estabilidade das condições até o presente.

Recentemente, estudos de caráter paleoambiental e paleoclimático com ênfase geomorfológica foram realizados na região, tais como os de Santos et al., (2022), Lima *et al.*, (2023) e Fonsêca *et al.*, (no prelo). Santos *et al.*, (2022), realizaram pesquisa nos terraços fluviais presentes na bacia do rio Vaza-Barris, o qual abrange o Estado da Bahia e Sergipe. Esse

estudo apresentou dez datações de depósitos sedimentares, que estabeleceram que os terraços estão correlacionados com a dinâmica climática do Último Máximo Glacial, final do Pleistoceno e no Holoceno Médio e Inferior. No Último Máximo Glacial, a planície do rio passou por um período de agradação com maior contribuição de materiais de encosta, sob clima mais frio e seco com eventos pluviais de alta magnitude remobilizando colúvios como atestado por Corrêa (2001) e Mützemberg (2007).

No final do Pleistoceno, houve o aumento da umidade e precipitação, que também foi evidenciada por Mützemberg (2010) e Missura (2013), atribuindo ao rio maior poder erosivo e de transporte, resultando na incisão e abandono dos depósitos do Último Máximo Glacial. Em seguida a área foi afetada por clima mais árido resultando na agradação da planície. Já no Holoceno médio, ocorreu uma reumidificação que alterou o regime sedimentar, desencadeando nova incisão fluvial e a formação de um novo terraço, enquanto no Holoceno Inferior, sob clima semiárido formaram-se depósitos eólicos nos terraços inferiores no baixo curso do Vaza-Barris, a partir de sedimentos acumulados em inundações extremas, associadas ao sistema Moncônico Sul-Americano, corroborando os resultados de Lira (2014) e Cabral (2014) no submédio São Francisco.

Lima *et al.*, (2023), a partir do estudo de sete seções estratigráficas localizadas na fachada Norte do Planalto do Araripe, constataram que a organização vertical das seções decorreu da erosão de espessos mantos de intemperismo, que foram desestabilizados por processos de encosta sob a forma de fluxos de lama hiperconcentrado e fluxos de detritos, ao longo de aproximadamente 72.000 anos AP até o Holoceno inicial. Além disso, Lima *et al.*, (2023), afirmam que durante os últimos 40.000 anos AP, as condições climáticas no setor leste do Planalto do Araripe apresentavam flutuações significativas em escala milenar, com mudanças abruptas de condições secas para úmidas e vice-versa, aparentemente correlacionadas pelo deslocamento meridional da ZCIT alinhado com os eventos Heinrich.

Assim, desde o final do Holoceno Inferior até o presente, a drenagem ativamente disseca sedimentos colúviais em repostas às contínuas mudanças no nível de base ao redor do Planalto, o que resultou no Retrabalhamento longitudinal dos sedimentos nos vales e canais, formando planícies fluviais. A dinâmica superficial da paisagem, especialmente a partir do Holoceno Médio, foi mais influenciada por mudanças no nível de base e na erosão de depósitos colúviais do que por novos episódios de sedimentação de grande magnitude climaticamente condicionados (Lima *et al.*,2023).

Fonsêca *et al.*, (no prelo), a partir da análise morfoestratigráfica e geocronológica de depósitos não consolidados no setor Oriental do Planalto da Borborema, identificaram que os

eventos deposicionais ocorreram em sintonia com os eventos Heinrich 4, 3 e 2, juntamente com os eventos Dansgaard-Oeschger, quando se deu um aumento na entrada sedimentar argilosa devido a das descargas fluviais mais intensas ao longo da costa do Nordeste. Por volta de 39.600 anos AP, durante o evento Heinrich 4, houve diminuição na precipitação, evidenciando a influência de controles paleoclimáticos do hemisfério norte sobre a região. Após 20.000 a AP, ocorreu um período mais seco devido ao deslocamento para norte da Zona de Convergência Intertropical, com remobilização de sedimentos relacionados unicamente a eventos torrenciais extremos de baixa recorrência, enquanto a cerca de 15.000 anos AP, condição mais úmidas foram retomadas, relacionadas ao evento Heinrich 1, atingindo o pico no *Younger Dryas*, resultando em maior remobilização das coberturas superficiais na transição Pleistoceno/Holoceno.

No geral, esses estudos revelam que a dinâmica pedogenética e morfogênica no Nordeste brasileiro tem ocorrido a partir de variações climáticas desde o Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior com fortes teleconexões com os registros de Isótopos de Oxigênio Marinhos – MIS, eventos Dansgaard-Oeschger e eventos Heinrich, com fases secas e úmidas ocorridas no Penúltimo Máximo Glacial, Último Máximo Interstadial, Último Máximo Climático, reumidificação na Transição Pleistoceno/Holoceno, que perdurou até o Holoceno Médio enquanto no Holoceno Superior, houve uma queda de umidade com variações entre fases quentes seguida de fases frias.

Lira (2014), aponta que as variações no Holoceno Superior estariam correlacionadas com a circulação secundária, como a célula de Hadley e a estabilização da célula de Walker, resultando na redução da umidade em padrões cíclicos repetitivos de semiaridez severa e moderada, atrelada a eventos El-Niño e La Niña. Fonsêca (2018), a partir da datação de um depósito coluvial com idade de 3.200 anos AP, também assinala que as variações climáticas dentro do Holoceno Superior estariam ligadas a eventos pluviométricos de baixa recorrência e alta magnitude, sendo gerados a partir das teleconexões com eventos Paleo-ENOS.

Pesquisas desenvolvidas fora do Nordeste brasileiro também têm evidenciado o papel dos Paleo-ENOS a partir da entrada no Holoceno Superior. Hug et al., (2001), assinalaram que a atividade dos fenômenos El Niño recrudescer a partir dos 5.000 anos AP. Estes autores, ao analisarem as concentrações de Ti e Fe na Bacia do Cariaco na Venezuela, evidenciaram mudanças na concentração entre 3.800 a 2.800 anos AP correlacionadas ao movimento da ZCIT para o Sul. Os padrões cíclicos do El Niño também são assinalados por Gagan et al., (2004), ao afirmar uma não linearidade do ENOS no Holoceno Superior, a qual pode estar relacionada com uma interação abrupta de melhora climática entre as Oscilações Sul e a Zona de

Convergência Intertropical, e que, a instabilidade das teleconexões do ENOS é uma característica natural do clima moderno. Este caráter do ENOS, também é evidenciado por Grothe et al., (2019), ao realizar estudos em isótopos marinhos de oxigênio, destacando uma alta variabilidade do El Niño durante o Holoceno Superior.

3 METODOLOGIA

Para atingir os objetivos propostos, a presente pesquisa lançou mão dos seguintes procedimentos metodológicos: cálculo dos parâmetros morfométricos para identificação dos desajustes na rede de drenagem, aplicação de diagnóstico morfológico com o intuito de evidenciar as feições retilíneas do relevo e da rede de drenagem, mapeamento das unidades geomórficas para o estabelecimento das feições fluviais e análise morfoestratigráfica acompanhada de caracterização granulométrica, geoquímica e geocronologia por datação absoluta pelo método da LOE do feldspato.

3.1 TRABALHO DE CAMPO, COLETA E ANÁLISES LABORATORIAIS DOS SEDIMENTOS

O trabalho de campo teve como objetivo a validação e registro fotográfico das informações levantadas em gabinete a respeito do mapeamento fluvial, análises morfométricas e morfológica, como também visita aos pontos estratégicos pré-selecionados para a realização das coletas de sedimentos. Ressalta-se que os materiais coletados são provenientes do ambiente de encosta e vale fluvial, se tratando de materiais colúviais e aluviais.

A coleta dos materiais para a análise geocronológica procedeu-se a partir da seleção de três perfis estratigráficos, onde foram introduzidos canos de ferro de 30 cm de comprimento perpendicularmente ao perfil a partir da profundidade de 50 cm, a cada camada estratigráfica identificada. Para a retirada do tubo foram inseridos sacos plásticos de cor preta nas laterais de maneira a preservar os sedimentos da incidência direta dos raios solares. Em seguida, foi feita uma marcação nas laterais dos tubos indicando suas extremidades interna e externa em relação ao perfil. Seguiram-se o registro fotográfico, a nomeação e etiquetagem dos tubos e marcação das coordenadas de cada perfil. Para a análise granulométrica e geoquímica foram coletados nos mesmos níveis estratigráficos amostrados para LOE aproximadamente 1kg de sedimentos em sacos plásticos.

Esses procedimentos de coleta para a análise geocronológica dos sedimentos, a partir da datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, são de suma importância, pois para cada procedimento realizado há uma conexão com os procedimentos posteriores realizados em laboratório.

A coleta para LOE abaixo dos primeiros 50 cm do perfil se deve à possibilidade de perturbações antrópicas, como queimadas e revolvimento do horizonte edáfico que poderiam contribuir para o zeramento do sinal luminescente. A partir da marcação das extremidades internas e externas dos tubos, em laboratório se procedeu a retirada do material para o

tratamento químico (extremidade interna), enquanto para o cálculo de teor de água na amostra sedimentos provenientes de ambas as extremidades foram utilizados. Os pontos de coordenadas e altitude dos perfis foram aplicados no cálculo da radiação cósmica.

Posterior ao trabalho de campo, os materiais foram direcionados para o Laboratório de Geomorfologia do Quaternário – LABGEQUA, localizado na Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, no Departamento de Ciências Geográficas – DCG. No laboratório em questão, foram realizadas as análises granulométricas e geoquímicas. Enquanto a análise geocronológica, pela datação absoluta por Luminescência Óptica Estimulada-LOE, a partir do método do feldspato, foi realizada também na Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, no Laboratório de Metrologia das Radiações Ionizantes – LMRI, localizado no Departamento de Energia Nuclear – DEN.

3. 2 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

As análises morfométricas fazem parte dos estudos geomorfológicos quantitativos, que são desenvolvidos pela aplicação de índices morfométricos às bacias hidrográficas, canais fluviais, como também para análises estruturais por meio do uso de modelos digitais de terreno. A utilização de índices permite evidenciar o controle estrutural no relevo a partir da identificação e mensuração de anomalias no sistema fluvial, padrões de drenagens, além de discriminar feições morfológicas que seguem as direções preferenciais do controle estrutural.

Embora alguns índices morfométricos tenham sido criados para análises do relevo em margem ativa, há vários estudos realizados em margem passiva, a exemplo do Nordeste brasileiro, o qual, apresenta uma gama de estudos com aplicação de índices morfométricos, que revelaram a atuação do controle estrutural na evolução do relevo. Assim, destaca-se os trabalhos de Monteiro (2015), Fonsêca (2018) e Silva (2022), desenvolvidos no setor Oriental do Planalto da Borborema, mais precisamente na ZCPE, área do presente estudo.

Assim, Monteiro (2015), em sua pesquisa realizada na Escarpa Ocidental da Borborema, a partir dos índices morfométricos de relação declividade extensão-RDE, sinuosidade de frente de escarpa, perfil longitudinal em conjunto com o fotoneamento do relevo, inferiu que as feições lineares da área de estudo apresentam uma direção preferencial estabelecida entre as direções E-W e NE-SW, as quais estão associadas às Zonas de Cisalhamento Pernambuco-ZCPE e Patos-ZCPA, que formam o Domínio da Zona Transversal, apresentando-se como uma região arqueada com tectônica flexural (Monteiro *et al.*, 2020). Essas estruturas atuam condicionando as drenagens subordinando-as a direções preferenciais e estabelecendo rupturas nos perfis longitudinais de distintas magnitudes.

Fonsêca (2018), a partir do uso dos índices de relação declividade extensão-RDE, perfil longitudinal em conjunto com a análise das feições lineares, assim como climática, evidenciou uma correlação entre a tectônica e a espacialização da sedimentação quaternária, a qual atua de maneira a criar espaços de acomodação de sedimentos, como também propiciando a desarticulação dos depósitos de sua posição original, contribuindo para o processo de coluvionamento decorrente das mudanças climáticas ao longo do Pleistoceno e Holoceno.

Silva (2022), na utilização dos índices morfométricos (Relação Declividade Extensão-RDE, Índice de Declividade Normalizada-Ksn) como mecanismos de análise para evolução morfoestrutural e morfotectônica da bacia do rio Sirinhaém, evidenciou que a reativação das zonas de cisalhamento proterozóicas desencadeou o desnivelamento dos blocos crustais, influenciando o relevo e os canais fluviais. Tais técnicas morfométricas confirmam o desnivelamento de blocos com topos retilíneos, formação de vales alinhados e *knickpoints*, além de adaptações tectono-estruturais refletidas na assimetria e nos dados de Ksn e amplitude do relevo. O autor ainda descreve que a reorganização da drenagem, influenciada pelo contexto tectônico, causou a captura fluvial regional do rio Sirinhaém, transferindo cursos fluviais entre blocos e deixando registros relictuais na paisagem.

Os estudos acima evidenciam a influência dos processos tectônicos e estruturas reativadas no controle da evolução do relevo do Nordeste oriental brasileiro. Ademais, mostram que essas análises realizadas em conjunto com outros parâmetros (morfológicos, morfoestratigráficos e geocronológicos) permitem uma melhor interpretação acerca da evolução do modelado, indicando o papel do controle estrutural e das deformações tectônicas sobre a direção preferencial da rede de drenagem e distribuição dos espaços de acomodação de sedimentos (Fonsêca *et al.*, 2020). Sendo assim, os parâmetros morfométricos utilizados na presente pesquisa corresponderam ao Índice de Relação Declividade Extensão – RDE e o Índice de Declividade Normalizada – KNS, este último trata da potência fluvial (Peifer *et al.*, 2022).

3.2.1 Índice de Relação Declividade Extensão

O RDE, em sua função logarítmica, relaciona a inclinação do canal com o seu comprimento em um determinado ponto estabelecido ao longo do seu curso, permitindo elucidar trechos com desajustes. Este índice parte do princípio de que os canais fluviais são fatores primordiais neste tipo de análise, pois respondem com rapidez diante das deformações crustais, possibilitando a identificação das anomalias presentes no perfil longitudinal, fornecendo assim informações da história geomorfológica da paisagem (Hack, 1973; Silva, 2022).

Segundo Etchebehere (2004), as anomalias de drenagem podem estar relacionadas com questões ligadas à diferença litológica e controles estruturais. Já para Hack (1973), é importante considerar também, com a utilização do índice, as características climáticas e a história geomórfica do mosaico paisagístico. Sendo assim, para a aplicação do índice RDE, foi utilizada a seguinte fórmula:

$$RDE_{trecho} = \frac{\Delta H}{\Delta L} \times L$$

ΔH corresponde à diferenciação altimétrica entre os dois pontos selecionados do curso d'água, enquanto o ΔL refere-se à extensão de todo trecho estudado e L é a extensão total do canal da nascente até o ponto final onde o índice de gradiente está sendo calculado. Além do cálculo por trecho, este parâmetro pode ser calculado em sua totalidade, correspondendo ao RDE_{total} , o qual é representado pela seguinte fórmula:

$$RDE_{total} = \frac{\Delta H}{LnL}$$

Nesta fórmula, o ΔH refere-se à subtração da cota maior do canal por sua cota menor, já o LnL , corresponde ao logaritmo natural de L , ou seja, a extensão total do canal da nascente à foz, o qual é obtido a partir da soma total de todos os trechos do canal selecionados. Deste modo, Seeber e Gornetz (1983), estabelecem que a partir da divisão do RDE_{trecho} pelo RDE_{total} são identificadas as anomalias de drenagem, e que obtenção de valores menores que 2 caracterizam trechos sem anomalias, já valores entre 2 e 10 evidenciam anomalias de 2º ordem e valores maiores que 10, são classificados como anomalias de 1º ordem, sendo estas maiores indicadoras de controle estrutural.

Embora o locus original de aplicação deste índice seja em áreas de margens ativas, estudos desenvolvidos em áreas de margens passivas têm demonstrado bons resultados na interpretação da paisagem, principalmente no Nordeste brasileiro, a exemplo de Missura *et al.*, (2014), Monteiro (2015), Oliveira (2019), Panta (2022) e Silva (2022). Missura *et al.*, (2014) afirmam que a utilização de dados com maiores resoluções fornece melhores resultados na identificação das anomalias. Deste modo, para a aplicação do Índice Relação Declividade Extensão foi utilizado a base de dados do Pernambuco Tridimensional – PE3D, com escala de 1: 5.000 e resolução espacial de 1,3m².

Os dados foram manipulados em ambiente SIG por meio do *software ArcGis 10.4*, onde a partir do MDT foi extraída a rede de drenagem através da ferramenta *Raster Surface*, extensão *Spatial Analyst Tools e Hydrology* (*Ferramenta Fill, Basin, Flow Direction, Flow Accumulation e Stream Order*), posteriormente foi destacado o canal principal da Bacia do Riacho do Meio para o cálculo manual do RDE. Assim, a equidistância (L) estabelecida foi de

25m, enquanto para a obtenção das métricas do ΔH e ΔL , foi utilizada a ferramenta *Measure* (*Measure Line*), em seguida os valores foram inseridos no Excel para obtenção dos valores das anomalias por meio do cálculo a partir das fórmulas já apresentadas.

3.2.2 Índice de Declividade Normalizada

Diferente do índice relação declividade extensão, o índice de declividade normalizada estabelece uma função exponencial entre a área da drenagem, a declividade local dos canais fluviais e o coeficiente de erodibilidade, o qual reflete a resistência das rochas à erosão, como também os fatores climáticos e hidrológicos (Peifer D. *et al.*, 2021; Peifer *et al.*, 2022; SILVA, 2022). Este índice tem por finalidade, a mensuração do potencial de um canal erodir verticalmente o seu leito e transportar os sedimentos a ele fornecidos, servindo como um indicador de deformações tectônicas por meio da inversão de perfil longitudinais, migração a montante de *Knickpoints* e evolução das paisagens erosivas ao longo do tempo (Peifer *et al.*, 2020).

Desta forma, para o cálculo do K_{sn} foi utilizada a seguinte formula:

$$K_{sn} = S A^{-\Theta_{ref}}$$

S corresponde à declividade local dos canais fluviais, enquanto A , à área de drenagem. Para Teta (Θ), que significa o coeficiente de concavidade, foi utilizado o valor de 0,45, o qual corresponde ao parâmetro universal. Assim, para o cálculo do índice foi utilizado o MDT obtido por meio da base de dados do PE3D e realizado o cálculo através do *software* MATLAB, a partir do pacote de ferramentas *Topotoolbox* (Schwanghart e Scherler, 2014).

3.3 PARÂMETRO MORFOLÓGICO

3.3.1 Fotolineamento

Os fotolineamentos correspondem a feições lineares topográficas ou tonais, ou seja, variações de claro e escuro na superfície que podem significar zonas de fraquezas estruturais (Liu, 1984; Etchebehere, 2007; Gonçalves *et al.*, 2017). Baseados em Veneziani (1987), Corrêa e Fonsêca (2010) afirmam que é necessária uma distinção entre lineamentos estruturais e falhamentos, pois os lineamentos não estão limitados a apenas um tipo de movimento tectônico, assim como uma zona de falha pode dar origem a vários lineamentos paralelos a subparalelos ou ainda, fraturas ligadas a uma zona de falha podem originar apenas um lineamento. Assim, não basta saber que a presente área de estudo está inserida na Zona de Cisalhamento

Pernambuco, mas sim, é importante também identificar e distinguir essas feições e evidenciar quais exercem maiores controles sobre o relevo e a rede de drenagem.

Neste sentido, a utilização do fotolineamento teve por finalidade evidenciar o controle estrutural na Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio-BHRM e áreas circunvizinhas, a partir da identificação de morfologias retilíneas representadas no relevo por alinhamentos de cristas, escarpas, vales e trechos de drenagens (Etchebehere, 2007; Corrêa e Fonsêca, 2010; Gonçalves *et al.*, 2017). Para tanto, a identificação das feições retilíneas da bacia do Riacho do Meio e áreas circunvizinhas foi realizada a partir do MDT obtido na base de dados do Pernambuco Tridimensional - PE3D em uma escala de 1:5.000, no qual foi gerado relevos sombreados com azimutes de insolação a 45° e 90° para as feições negativas (vales e trechos de drenagens) e 315° a 360° para as feições positivas (cristas e escarpas), enquanto para a identificação das feições retilíneas da drenagem foi feita a extração da drenagem e sua vetorização (Gonçalves, *et al.*, 2017

Posteriormente, os lineamentos do relevo e da drenagem foram vetorizados no *software ArcGis* 10.4, como também foi gerada a densidade dos lineamentos. Em seguida, os dados dos lineamentos foram exportados para o *software QGIS*, onde a partir do plugin *Line Direction Histogram* foi gerado os diagramas de rosetas evidenciando o sentido das direções dos lineamentos do relevo e da rede de drenagem, assim como suas frequências e comprimentos.

3.4 MAPEAMENTO FLUVIAL DE FUNDO DE VALE

Partindo da ideia de que a presente pesquisa busca estabelecer uma interpretação evolutiva da paisagem da Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio-BHRM, o trabalho em tela, baseou-se na metodologia estabelecida por Wheaton *et al.*, (2015), que consiste em uma proposta taxonômica cuja finalidade é desenvolver um mapeamento fluvial coerente, aplicável e genérico, onde sobre o produto (mapa) se possa interpretar os processos e o comportamento pretéritos e atuais dos canais fluviais, sendo desenvolvida a partir da identificação das margens fluviais, dos elementos estruturais e das unidades geomórficas dentro e fora do canal.

Porém, levando em consideração que o objetivo do mapeamento fluvial da presente pesquisa concerne a identificação de unidades geomórficas dentro e fora do canal, optou-se apenas por realizar a identificação das margens fluviais (margem do vale e margem do fundo do vale) e a unidades geomórficas considerando os níveis taxonômicos 1, 2 e 3. Assim, A margem do vale referiu-se a linha que separa a encosta rochosa ou coluvial do ambiente fluvial enquanto a margem do fundo do vale a planície de inundação ativa e canal ativo, tais

delimitações permitiram uma melhor visualização das unidades geomórficas dentro e fora do canal.

O nível taxonômico 1 teve por objetivo a identificação das unidades fora do canal (planície, terraço, leque) a partir de seu estágio vertical, tendo como referência o canal. O nível 2, teve por finalidade a definição da forma a partir de sua curvatura, classificadas em côncava, convexa e plana e o nível 3, a identificação das unidades geomórficas dentro ou fora do canal sendo distinguidas a partir dos seus processos formadores. Exemplos das unidades dentro do canal são as barras fluviais, cascatas (*cascades*), degraus (*step*) e bancos (*rifle*), enquanto que, fora do canal, são os terraços fluviais, encostas colúviais, leques aluviais e colúviais (Wheaton *et al.*, 2015).

Em seu trabalho, como resultado final, Wheaton *et al.*, (2015) apresentam a elaboração de dois mapas, o primeiro representando os níveis taxonômicos 1 e 2, e o segundo, o nível 3. Entretanto, a pesquisa em tela, preferiu realizar uma junção dos três níveis em um único mapa, como também unir as nomenclaturas de classificação das unidades geomórficas, de sua forma e processos formadores. Além disso, de acordo com Wheaton *et al.*, (2015), para o alcance de resultados consistentes e rigorosos, deve-se primeiramente estabelecer a escala de análise. Neste sentido, para a realização do mapeamento fluvial, foi utilizado o Veículo Aéreo Não Tripulado – VANT, que permitiu obter uma resolução de 2,6 cm², onde a partir das imagens obtidas, foi gerado o Modelo Digital de Terreno - MDT e a Ortofoto.

O mapeamento fluvial foi iniciado a partir do trabalho de gabinete, com a identificação das margens fluviais e o estabelecimento das unidades geomórficas dentro e fora do canal e de sua forma, em ambiente SIG, por meio do *software ArcGIS 10.4*. tendo como base o Modelo Digital de Terreno - MDT, oriundo deste, os condicionantes topográficos (Elevação e Curvatura) e a Ortofoto. Quanto à identificação das unidades geomórficas dentro e fora do canal a partir de seus processos formadores, realizou-se o trabalho de campo, o qual possibilitou a identificação in loco das feições fluviais, assim como sua dinâmica.

3.5 MORFOESTRATIGRAFIA

De acordo com Lima (2014), as morfologias topográficas oriundas do trabalho deposicional estão ligadas a uma dinâmica complexa, sendo a reconstituição dos processos uma importante contribuição ao entendimento da evolução da paisagem. Neste contexto, a análise morfoestratigráfica na perspectiva de Meis e Moura (1984), em conjunto com a aloestratigrafia, se apresentam de maneira crucial para a reconstrução dos processos deposicionais.

A morfoestratigrafia é uma abordagem metodológica que estabelece uma relação entre forma e depósito, onde considera a geometria dos sedimentos e a feição morfológica incorporada na paisagem sob a ótica da análise estratigráfica do registro quaternário, como também correlaciona a forma ao tempo e aos materiais que a constituem (Meis e Moura, 1984; Suguio, 1999; Suguio, 2000; Lima, 2015).

Em virtude dos delgados e descontínuos recobrimentos sedimentares, e curtos períodos dos registros quaternários, fez-se necessário elaborar uma abordagem estratigráfica própria para esse período, como a aloestratigrafia, estabelecida pelo Código Estratigráfico Norte Americano (N.A.C.S.N, 1983), a qual propõe uma relação entre a temporalidade deposicional e as superfícies descontínuas que se formam entre os depósitos, o que permite a correlação entre materiais dispostos em locais distintos da paisagem, os quais podem ser cronocorrelatos.

Contudo, de acordo com Fonsêca (2018) a descontinuidade dos registros deposicionais, assim como as diferentes taxas de erosão e sedimentação no decorrer do tempo, aparecem como empecilhos para a interpretação dos depósitos na paisagem. Assim, de acordo com a autora, as análises granulométricas, como também técnicas geoquímicas surgem como uma luz para a elucidação das descontinuidades não prontamente aparentes entre os depósitos, que somadas às técnicas geocronológicas absolutas como a Luminescência Opticamente Estimulada-LOE (Lima, 2015), permitem uma compreensão mais fidedigna da evolução da paisagem.

Destarte, a presente pesquisa utilizou-se da análise granulométrica com o objetivo de estabelecer as classes texturais dos materiais sedimentares, como também seu caráter hidrodinâmico, buscando reconstruir as condições do ambiente de transporte de tais materiais. Com a análise geoquímica, buscou-se estabelecer o grau de amadurecimento geoquímico, assim como o grau de intemperismo e o paleoambiente de formação dos sedimentos, permitindo uma melhor compreensão evolutiva dos depósitos. Enquanto com a datação por Luminescência Opticamente Estimulada-LOE, a partir do método de datação do feldspato, objetivou-se estabelecer as idades dos sedimentos, a fim de evidenciar em quais momentos da história climática do Quaternário tais materiais foram originados.

3.5.1 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

3.5.2 Granulometria

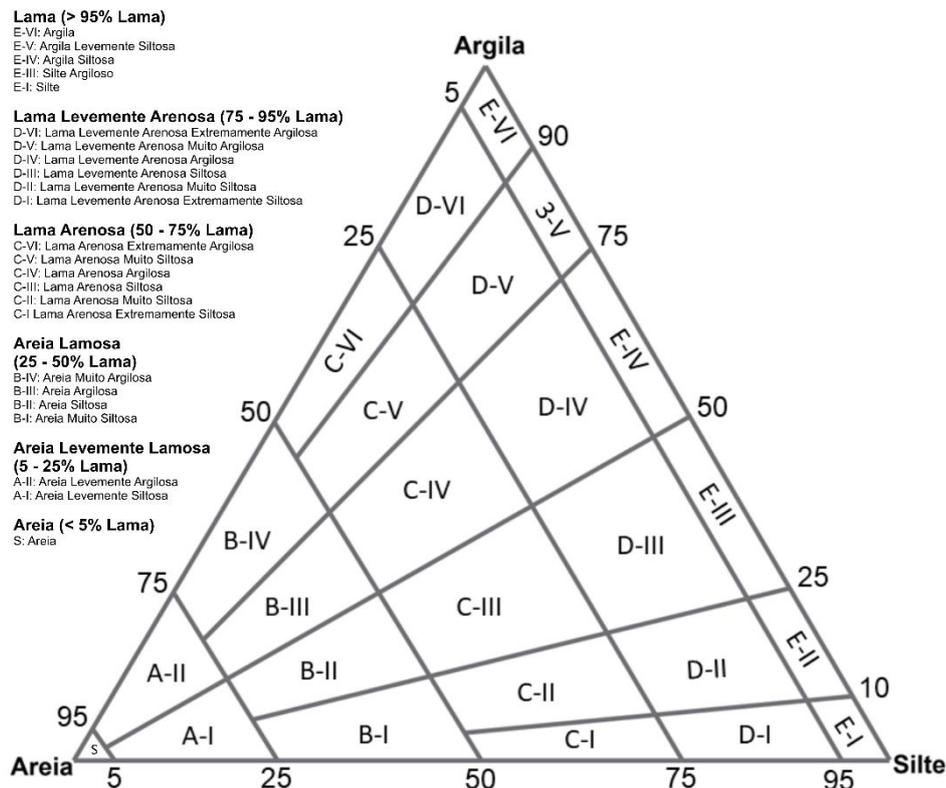
Levando em consideração as características da área de estudo, a qual está inserida em um ambiente de cabeceira de vale, a presente pesquisa optou pela utilização da classificação granulométrica baseada no diagrama de Flemming (2000). De acordo com Oliveira *et al.*, (2004), em cabeceira de vale, os processos de erosão, transporte e sedimentação acontecem no

ambiente de transição entre a encosta e o vale fluvial, submetidos frequentemente a fluxos de lama e fluxos de detritos que podem ou não, migrar para fluxos de baixa viscosidade, em função do eventual aporte de água para os materiais em movimento, apresentando assim, um caráter reológico que abrange uma variada gama de mecanismos de interação entre fluidos e partículas sólidas, incluindo mecanismos extremos. Ainda conforme os autores, em sedimentos que apresentam uma má seleção granulométrica ou cujas características texturais são ainda muito próximas das do manto de intemperismo, como é o caso dos sedimentos localizados em cabeceiras de vale, recomenda-se um sistema de classificação granulométrica que leve em consideração depósitos gerados por fluxos de maior viscosidade, nos quais o trabalho de seleção não ocorre de maneira eficiente.

Assim, o diagrama de Flemming (2000), embora tenha sido criado com o propósito de classificar sedimentos originados em ambiente de macromaré e de plataforma externa, tem sido utilizado para classificar sedimentos localizados em ambiente de cabeceira de vale, sendo utilizado por Oliveira e Lima (2004) no município de Campo Alegre-SC, para classificação de sedimentos quaternários em cabeceiras de vale. O diagrama de Flemming (2000), consiste em um diagrama triangular originado com o propósito de classificar sedimentos lamosos, a partir do caráter hidrodinâmico, como também da correlação entre o depósito sedimentar e a energia responsável pelo transporte, sendo, em geral, fluxos de natureza variável. O diagrama possibilita a definição de classes hidrodinâmicas para depósitos lamosos, os quais apresentam uma viscosidade e dinâmica de fluxo parecidas aos dos chamados fluxos gravitacionais, ou seja, fluxos densos marcados por misturas mais ou menos densas de líquidos e de partículas sólidas (Oliveira e Lima, 2004).

Segundo Oliveira e Lima (2004), o diagrama inclui dois componentes, areia e lama (silte e argila), nos quais, a partir das relações ternárias, são atribuídas seis tipologias de sedimentos com 25 classes texturais (Figura 16). Assim, os sedimentos são classificados de acordo com a proporção entre lama e areia, o que permite a interpretação dos sistemas hidrodinâmicos, o que seria alcançado a partir do agrupamento de amostras em zonas alongadas que tendem a oscilar radialmente, começando na classe areia. Esse tipo de distribuição pode facilitar a identificação de diferentes ambientes sedimentares, favorecendo a análise faciológica (Oliveira e Lima 2004; Flemming, 2000).

Figura 16: Diagrama de Flemming com suas seis classes sedimentares e 25 texturais.



Fonte: Adaptado de Oliveira *et al.*, (2004).

Para a confecção do diagrama de Flemming, foi necessário a quantificação granulométrica das partículas grossas ($> 0,062$ mm) e finas ($< 0,062$ mm). A quantificação das frações grossas foi realizada a partir do método estabelecido por Gale e Hoare (1991) enquanto para as partículas finas foram aferidas por meio de granulômetro a laser.

Os procedimentos para quantificação das partículas grossas consistiram no quarteamento das amostras para obtenção da quantidade final de 100g para a análise, inserção das amostras em solução com 20g de dispersante químico (hexametáfosfato de sódio) e 500ml de água destilada, agitação por 10 minutos de maneira contínua para a desfloculação e em seguida, repouso por 24hrs. Após o repouso, as amostras foram lavadas em água corrente separando os finos (silte e argila) dos grossos (areia e cascalho), sendo posteriormente colocadas na estufa a $100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Após essas etapas, as amostras foram novamente pesadas e submetidas ao peneiramento a partir do conjunto de peneiras (Figura 17) com intervalos sucessivos de 1 phi (Φ), onde foi determinada as frações de areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e cascalho.

Figura 17: Conjunto de peneiras para quantificação das partículas grossas.



Fonte: O autor (2023).

Em seguida, iniciou-se a realização da quantificação das partículas finas, a partir do granulômetro analisador de partículas finas. Esse equipamento é baseado na difração a laser, que consiste em um grupamento de técnicas que englobam a dispersão de partículas em um fluido em movimento, que são detectadas por uma luz incidente e correlacionadas com o tamanho das partículas a partir da interação dos fenômenos de difração, reflexão e absorção, formando um revestimento tridimensional de luz. Este revestimento leva em consideração o índice de refração relativo do meio dispersante da partícula, o comprimento de onda da luz e o tamanho e formato da partícula. Assim, detectores com variados ângulos acoplados no equipamento, são utilizados para medição da intensidade e ângulo da luz dispersada, onde por meio de algoritmos matemáticos o sinal dos detectores é convertido em uma distribuição granulométrica (Papini, 2003).

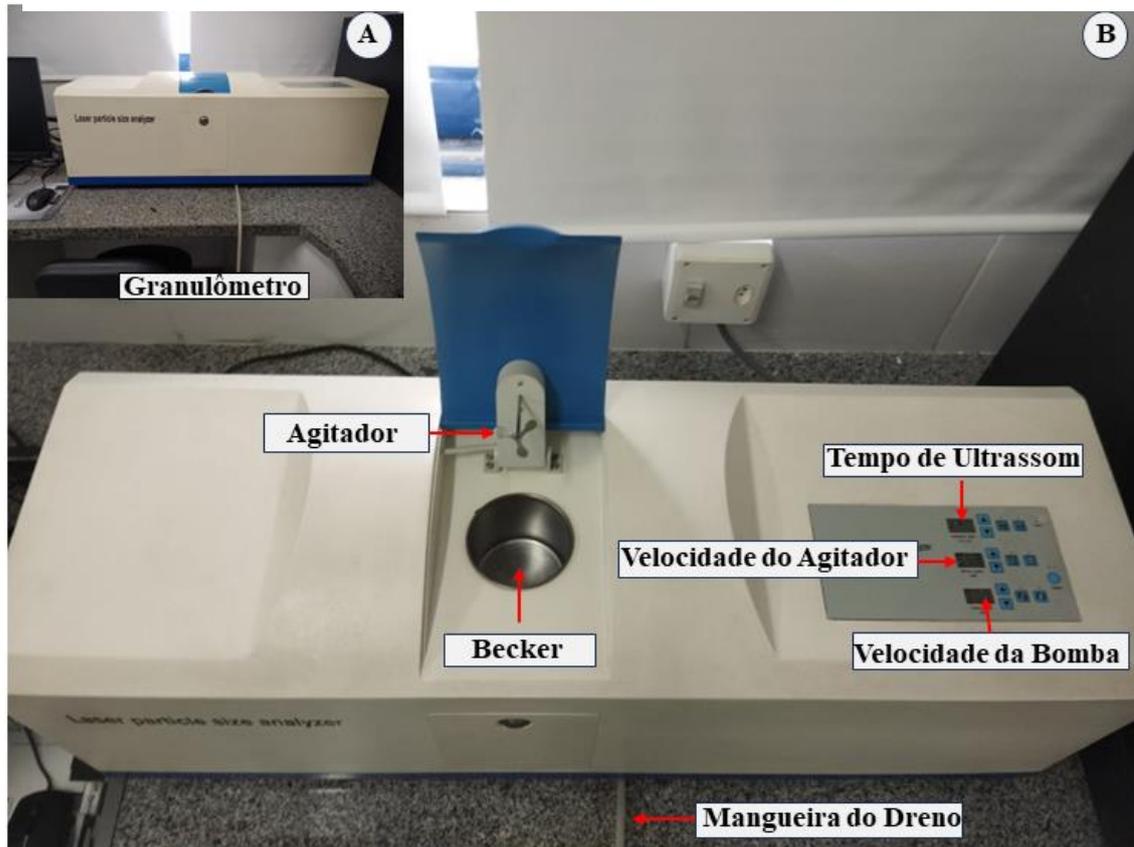
Quanto à dispersão ou espalhamento da luz, a técnica de difração a laser é baseada em duas teorias. A primeira, corresponde à de Fraunhofer, nela, as partículas ocupam posição de pontos dispersores, sendo a luz incidente caracterizada como um feixe de luz paralelo, onde devido a este caráter, esta teoria é mais utilizada na quantificação de partículas mais grossas. A segunda, consiste na teoria de Mie, a qual leva em conta todos os efeitos ópticos, a exemplo da refração, interferência e difração, que ocorrem no interior e adjacente às partículas. Diferente da teoria de Fraunhofer, a de Mie apresenta uma exposição mais exata da dispersão da luz,

principalmente para partículas esféricas de tamanhos menores, sendo, deste modo, mais apropriada para quantificação de partículas finas (Jillavenkatesa *et al.*, 2001).

O granulômetro a laser de partículas finas (Figura 18A), apresenta um range de 0.1 a 600 μm , e em sua estrutura, é composto por um Becker acoplado internamente de 500ml, agitador, sonda ultrassônica que serve como dispersante físico, uma bomba interna que regula a circulação da água e uma mangueira para sua liberação (Figura 18B). Em relação aos dispersantes para desagregação das partículas, Ryzark e Bieganowski (2011) afirmam que a utilização do dispersante químico (Hexametáfosfato de Sódio) em conjunto com o físico (Ultrassom) pode levar ao efeito contrário e acabar aglutinando novamente as partículas. Porém, análises mais recentes desenvolvidas por Pinheiro *et al.*, (2018) estabelecem que a utilização dos dois dispersantes colabora para um melhor resultado na quantificação de partículas finas.

Neste sentido, para a realização da quantificação dos materiais finos (silte e argila), foram utilizados os dois dispersantes, assim como a teoria de Mie, levando em consideração que o granulômetro é programado para análise das partículas finas. A partir da utilização dessa teoria, é necessário o estabelecimento do índice de reflectância de materiais adjacentes às partículas a serem analisadas, neste caso, foi adotado o índice de reflectância do hexametáfosfato (1,48).

Figura 18: Estrutura do granulômetro a laser.

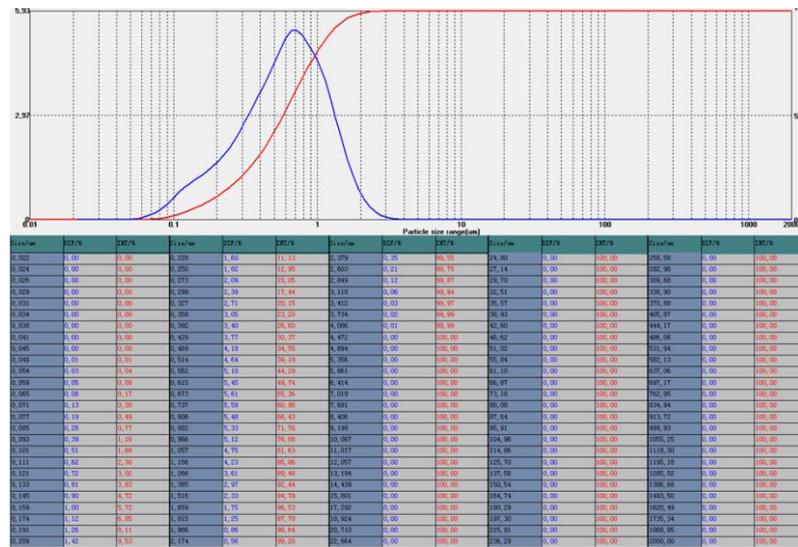


Fonte: O autor (2023).

Visto isso, as etapas consistiram na separação de 100g de amostras, seguida do seu peneiramento na fração de 500 μm , utilizando o conjunto de peneira com intervalos sucessivos de 1 phi (Φ). Esta etapa foi necessária devido ao alcance do granulômetro só chegar aos 600 μm , sendo que podem levar à danificação do equipamento. Assim, o range do granulômetro foi ajustado para os 500 μm , após esta etapa, foram separados 5g de cada amostra, sendo o liminar adequado para a leitura, onde quantidades maiores que essa podem induzir a erros. Posteriormente, as amostras foram colocadas em um Becker com 250 ml de água destilada com 1g de solução de dispersante químico (Hexametáfosfato de Sódio) e agitadas durante 10 minutos de maneira contínua para desfloculação, e em seguida deixadas em repouso por 24hrs.

Após as 24hrs, as amostras foram colocadas diretamente no Becker do granulômetro para realização das leituras com água destilada. Antes disso, foram submetidas a um banho de 30 segundos de ultrassom para dispersão física. Logo em seguida, as leituras foram realizadas. Os dados granulométricos foram quantificados e amostrados a partir de um gráfico, no qual o eixo X representa o tamanho das partículas e o eixo Y, a sua porcentagem. Além disso, os dados foram apresentados por meio de uma tabela com colunas correspondentes ao tamanho das partículas em micrômetros e sua quantificação em porcentagem individual (Figura 19).

Figura 19: Gráfico e Tabela com os tamanhos das partículas em micrômetros e suas quantificações em porcentagem.



Fonte: O autor (2023).

Os dados obtidos foram inseridos em planilha Excel, onde foi realizada a classificação qualitativa dos tamanhos das partículas, separadas em argila muito fina, argila fina, argila média, argila grossa, silte muito fino, silte fino, silte médio e silte grosso. Com a classificação estabelecida, foi realizada a soma de todas as argilas, como também de todos os siltes, sendo enfim, obtidos os valores finais. Havendo sido quantificadas as partículas grossas (areia) e finas (silte e argila), os dados foram inseridos no *software Origin 2024* (Licença estudantil), para a classificação hidrodinâmica dos sedimentos a partir do diagrama de Flemming.

3.7 ANÁLISE GEOQUÍMICA

De acordo com Tavares (2020), no âmbito geomorfológico, a geoquímica vem sendo cada vez mais utilizada para determinar os graus de intemperismo registrados nos perfis de alteração. Fonsêca (2018) também afirma que a análise geoquímica dos sedimentos é de fundamental importância para compreensão evolutiva da paisagem, esclarecendo a ação de processos superficiais, evidenciando dinâmicas pretéritas e atuais.

A análise geoquímica da paisagem foi desenvolvida ao longo do século XX na Rússia, buscando classificar a dinâmica superficial da paisagem a partir dos elementos químicos, assim estabelecendo uma melhor ligação entre o intemperismo químico e a evolução da superfície terrestre (Mirlean *et al.*, 2006). Assim, estudos que utilizaram a análise geoquímica, a exemplo de Lira (2014), Tavares (2015), Fonsêca (2018), Tavares (2020) e Carvalho (2022), partiram

do princípio de que existe na paisagem elementos móveis (SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O e K_2O) e imóveis (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2). Deste modo, nos mantos de alteração, há elementos químicos mais facilmente intemperizados e outros mais resistentes.

Conforme Fonsêca *et al.*, (no prelo), determinadas concentrações de elementos químicos nos sedimentos funcionam como uma “memória do processo evolutivo da paisagem”. Assim, quando o material sedimentar apresenta um alto grau de intemperização, há uma diminuição dos elementos móveis, como SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O e K_2O e um aumento dos elementos imóveis, como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2 . Contudo, de acordo com Cruz (2006) e Fonsêca *et al.*, (no prelo), para caracterização e determinação do grau de evolução das coberturas superficiais, tem sido utilizado índices geoquímicos que são fundamentados na resistência dos minerais frente ao processo de intemperismo por meio das concentrações químicas existente nas amostras. Assim, partindo deste princípio, a pesquisa em tela elencou três índices com o intuito de estabelecer a evolução e variações paleoambientais dos sedimentos.

Desta forma, os índices escolhidos foram o Índice de Ruxton - RI, Índice Geoquímico de Alteração – CIA e o Índice de Paleoambiente. De acordo com Fonseca *et al.*, (no prelo), o RI parte da relação molar entre a SiO_2 e Al_2O_3 , na qual, o primeiro atua como elemento móvel e o segundo imóvel ao longo do tempo. Segundo os autores, em um range de 0 a 10, valores decrescentes indicam sedimentos com maior grau de intemperismo, enquanto valores ascendentes sedimentos menos intemperizados. O Índice de Ruxton é representado pela seguinte equação:

$$\text{RI} = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$$

O Índice de CIA, serve para avaliar o grau de alteração química sofrido pelos materiais sedimentares ao longo do tempo, onde valores altos evidenciam níveis elevados de precipitação, e intensa alteração química. Do contrário, valores baixos indicam baixas precipitações e alteração química (Nesbitt e Young, 1982; Sheldon *et al.*, 2002; Fonsêca *et al.*, no prelo). Ainda, segundo Fonsêca *et al.*, (no prelo), Nesbitt e Young (1982), na tentativa de avaliar a direção da alteração das rochas, lançaram mão da relação ternária entre Al_2O_3 - $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ em consórcio com o índice CIA. Para obtenção dos valores de CIA é utilizada a seguinte fórmula:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] * 100$$

Com base em Fonsêca *et al.*, (no prelo), o Índice de Paleoambiente é definido a partir de uma relação binária entre $\text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, o qual pode fornecer pistas sobre o paleoambiente de formação e deposição dos sedimentos. Assim, acredita-se que o uso conjunto entre os índices, possa fornecer dados que auxiliem na interpretação da dinâmica superficial da presente área de estudo.

Visto isso, o Índice de Ruxton - RI teve por objetivo avaliar os sedimentos mais intemperizados quimicamente enquanto o Índice Geoquímico de Alteração – CIA, mensurar o grau de alteração química. Já o Índice de Paleoambiente, buscou evidenciar o paleoambiente de formação dos sedimentos, ou seja, se os sedimentos foram formados e depositados em condições úmidas, subúmidas, áridas ou semiáridas.

Para tanto, os elementos químicos dos materiais sedimentares foram determinados a partir da Fluorescência de Raios-X por Dispersão de Energia (EDXRF), por meio de um analisador de fluorescência de raios-x (Figura 20). A Fluorescência de Raios-X consiste em uma técnica multi-elementar e não destrutiva utilizada para obtenção de informações tanto qualitativas quanto quantitativas da composição elementar das amostras, baseia-se na produção e detecção de raios-x característicos das amostras irradiada por elétrons, prótons, raios-x ou gama com energia apropriada. (Lira, 2014).

Figura 20: Analisador de Fluorescência de Raios-X.



Fonte: O autor (2023).

Assim, com os elementos químicos determinados, os dados foram exportados para uma planilha de Excel para realização dos cálculos dos índices, em seguida, foram plotados no *Software Origin 2024* (Licença estudantil) para construção dos gráficos ternários e binários, o que possibilitou uma melhor representação dos resultados obtidos.

3.8 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

3.8.1 Luminescência Opticamente Estimulada - LOE

Estudos realizados por Murray and Olley (2002) evidenciaram uma confiabilidade na datação por Luminescência Opticamente Estimulada-LOE em sedimentos que remontam ao Pleistoceno/Holoceno, tornando-se uma ferramenta geocronológica bastante utilizada no campo da Geomorfologia, sobretudo no que se refere a Geomorfologia do Quaternário, permitindo a correlação entre depósitos desconectados espacialmente e reconstruções paleoclimáticas (Aitken, 1998). Assim, suas aplicações têm abarcado distintos ambientes da superfície terrestre e estão sendo cada vez mais disseminadas por pesquisas atuais (Rhodes, 2011).

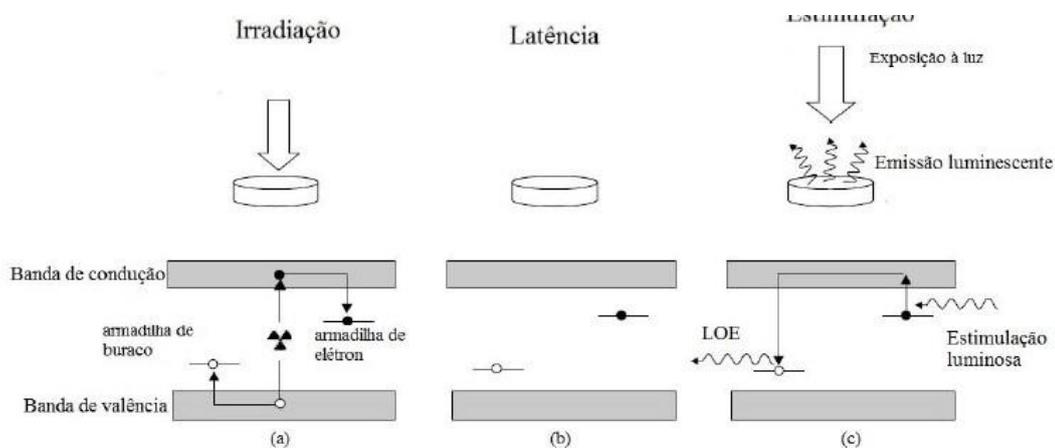
Neste sentido, destaca-se as aplicações em sedimentos fluviais com datações de terraços, trazendo novas interpretações a respeito de sua origem, as quais estão relacionadas a flutuações climáticas de ciclos mais curtos, como os eventos Heinrich, Dansgaard-Oeschger, Paleo-ENOS dentre outros, evidenciando o papel do controle climático no fornecimento de sedimentos operando em diversas escalas. Destaca-se também, as aplicações em depósitos marinhos e lacustres, a partir da datação de cordões litorâneos holocênicos e sequências de praias pleistocênicas, assim como em sedimentos eólicos pleistocênicos e holocênicos (Cabral, 2014; Lira, 2014). Além disso, é importante destacar sua aplicação em ambientes tectônicos, auxiliando na compreensão de processos e taxas tectônicas, a partir da geocronologia dos sedimentos fluviais e coluviais tectonicamente perturbados e deslocados, como aqueles formados em respostas a rupturas de falhas (Rhodes, 2011).

A datação por Luminescência Opticamente Estimulada-LOE, consiste em uma técnica geocronológica que permite estimar o tempo em que os minerais de quartzo e feldspato estiveram expostos pela última vez aos raios solares, a partir do acúmulo de cargas radioativas oriundas da população de elétrons aprisionados nos defeitos da estrutura cristalina desses minerais. Esta estrutura cristalina é apta a absorver, armazenar e emitir energia em formato de fótons quando estimulados, sendo organizada em bandas de valência nas quais estão presentes os elétrons e bandas de condução, ambas separadas por uma faixa que contém energia denominada de região proibida ou gap, onde ficam o centro de recombinação, as armadilhas

superficiais e as profundas (Aitken, 1998; Corrêa, 2001; Murray e Olley, 2002; Santana, 2011; Asfora, 2014; Manhan *et al.*, 2022).

Sendo assim, na paisagem, quando a camada sedimentar está exposta aos raios solares, os cristais minerais recebem deposição de energia decorrente da radiação ionizante (Figura 21) e os elétrons migram para a banda de condução (a). Quando ocorre um evento deposicional, a radiação ionizante oriunda dos raios solares é cessada e os elétrons ficam aprisionados nas armadilhas da rede cristalina com a energia armazenada da sua última exposição à luz solar (b). Após a deposição, os sedimentos são submetidos à radiação ionizante do seu ambiente adjacente correspondente às radiações alfa, beta e gama do decaimento dos radioisótopos de Urânio, Tório e Potássio, assim como à radiação cósmica incidente. Deste modo, quando esses materiais sedimentares são retirados da paisagem e estimulados em laboratório, a população de elétrons volta a se recombinar no centro de recombinação emitindo a luz luminescente (c), a qual é proporcional ao número de elétrons e logo, à dose de energia acumulada durante a última exposição à luz solar (Corrêa, 2001; Santana, 2011; Asfora, 2014).

Figura 21: Esquema das etapas da deposição de energia em decorrência da exposição da radiação até o momento de medida no laboratório.



Fonte: Retirado de McKEEVER (2011).

Destarte, a idade dos sedimentos pode ser obtida a partir da divisão entre a dose equivalente que se refere à energia depositada pela radiação ionizante recebida *in situ* pelos sedimentos após o evento deposicional e a taxa da dose anual correspondente à radiação alfa, beta e gama decorrente ao decaimento dos radioisótopos de Urânio, Tório e Potássio e a radiação cósmica incidente após o evento deposicional, sendo representado pela seguinte fórmula:

$$\frac{\text{Dose Equivalente (Gy)}}{\text{Taxa da Dose Anual (Gy/ano)}} = \text{idade em anos}$$

Para a obtenção da Dose equivalente, procedeu-se inicialmente ao tratamento químico das amostras pela técnica dos grãos finos de feldspato (20 - 40 μ m). Já com as amostras em laboratório, foram retirados 5 cm de sedimentos de cada extremidade dos tubos e selecionada a parte da amostra ao centro do tubo. Em seguida, foi realizado o peneiramento na granulometria de 150 μ m. As amostras foram colocadas em Becker contendo uma solução de água oxigenada (H₂O₂) por um período de 3 a 4 dias, e em seguida lavadas várias vezes com água destilada e submetidas em um Becker a uma solução de ácido clorídrico (HCL) para remoção dos carbonatos durante 2 horas. Caso durante este tempo houvesse reação (ocorrência de bolhas), as amostras deveriam ficar na solução do HCL durante 1 dia. Após as duas horas, as amostras foram novamente lavadas repetidas vezes e submetidas à estufa para secagem a aproximadamente 50 °C. Com as amostras secas, estas foram submetidas a um novo peneiramento para a obtenção da granulometria entre 20 - 40 μ m e em seguida colocadas em tubos Eppendorf para realização do pastilhamento.

Concomitante à abertura das amostras para o tratamento químico, foi realizada a preparação das amostras para o cálculo de teor de água. No momento da abertura, os 5 cm de sedimentos mais externos dos tubos foram separados. Em seguida, foi feito o peneiramento na granulometria de 250 μ m, as amostras foram pesadas e em seguida inseridas em uma estufa com temperatura de 60 °C durante um período de 3 a 7 dias. Posterior a este intervalo, as amostras foram retiradas da estufa e submetidas a uma nova pesagem para obtenção da massa seca e em seguida, foram submetidas a saturação por água, assim como a uma nova pesagem. Feito isso, as amostras foram colocadas novamente na estufa com o mesmo intervalo de tempo (3 a 7 dias). Após esse período, as amostras foram retiradas da estufa e realizada uma nova pesagem para obtenção da massa de saturação.

Retomando a etapa do tratamento químico, com as amostras já tratadas e peneiradas na granulometria de 20 - 40 μ m, seguiram para a etapa do pastilhamento. Para esta etapa foi necessário o politetrafluoretileno ou mais conhecido pelo seu nome comercial, Teflon (C₂F₄)_n. Esse material serve como base para as amostras devido ao fato dele ser inerte e não reagir com outras substâncias químicas, não ocorrendo o risco de contaminação da amostra e interferência na sua leitura. Desse modo, foi utilizado um pastilhador contendo 16 espaços, onde primeiro foi feito o pastilhamento do Teflon, preenchendo todos os 16 orifícios do pastilhador com 40mg de Teflon para cada espaço e prensando-os em uma prensa de 1000 kgf. Logo em seguida, foi

colocada as amostras em cada orifício já com a base do Teflon, e realizado prensamento durante 2 minutos com uma tonelada. Em média, foram produzidas 60 pastilhas para cada amostra.

As amostras pastilhadas foram posteriormente submetidas às medidas de luminescência opticamente estimulada – LOE, realizada na leitora TL/LOE Lexsyg Smart (Figura 22), seguindo o protocolo SAR (Murray e Wintle, 2000).

Figura 22: Leitora Lexsyg Smart.



Fonte: Freiberg Instruments.

O protocolo SAR envolve uma sequência de procedimentos (Tabela 1) que são efetuados em uma única alíquota para construção da curva de calibração, onde a amostra é submetida à irradiação, tratamento térmico e leitura. Segundo Murray e Wintle (2003), este protocolo de medição se distingue dos outros pela adição de uma dose teste posterior à leitura da dose natural e a cada dose regenerativa. De acordo com Asfora (2014), a dose teste serve como referência para correção das variações de sensibilidade do sinal luminescente da amostra, que pode ser causado pela ação repetitiva de irradiação e aquecimento. Assim, para a correção da variação de sensibilidade, ao final de cada sequência do protocolo SAR é realizado o teste do sinal residual (*Recuperation Test*) e o teste de estabilidade (*Recycling Test*). O teste do sinal residual serve para averiguar se ainda existe sinal LOE, onde a amostra é irradiada com dose 0, sendo o valor de aceitação de 5%. Já o teste de estabilidade consiste na irradiação da amostra com a mesma dose utilizada no primeiro ponto da curva de calibração, onde é feita uma comparação entre os resultados do primeiro ponto e o último, sendo o limiar de aceitação de até 10% (Asfora, 2014).

Tabela 1: Sequência do Protocolo SAR.

Passo	Sequência
1	Leitura Natural
2	Dose Teste
3	Pré-aquecimento
4	Leitura-LOE
5	Irradiação com Diferentes Doses
6	Pré-aquecimento
7	Leitura-LOE
8	Retorno ao Passo 2

Fonte: Adaptado de Murray e Wintle (2003).

Neste sentido, seguindo o protocolo SAR, a obtenção da dose equivalente foi concatenada em quatro etapas, como o teste do feldspato, dose média (*average dose*), teste de recuperação da dose (*dose recovery test*) e dose equivalente (*equivalent dose*). O teste de feldspato serviu para averiguar se ocorria a presença dos grãos de feldspato na amostra, como também se eles interferem na leitura da curva luminescente do quartzo. Esta interferência pode ocorrer já que a estimulação na região do azul (BSL) produz sinal luminescente tanto no quartzo, como o feldspato. Assim, se a amostra apresentar feldspato em uma quantidade maior que o quartzo, pode ocorrer uma sobreposição de sinais que impede a medição da curva luminescente. No caso das amostras da presente pesquisa, houve uma sobreposição devido à alta quantidade de feldspato, que se dá devido às características litológicas e climáticas da área de estudo. Assim, seguiu-se a datação pela análise dos grãos de feldspato com a correção do desvanecimento anômalo.

O desvanecimento anômalo consiste no processo de decaimento do sinal luminescente durante o armazenamento em temperatura ambiente dos minerais após irradiação. Este processo tem sido apontado como principal dificuldade de datação pela LOE do feldspato. Entretanto, a datação realizada a partir deste mineral pode fornecer vantagens comparada à datação pelo quartzo, pois apresenta saturação em doses mais altas com potencial para ampliar a faixa de tempo datável. Por ser mais brilhante, o feldspato permite medições de alta precisão. A correção do desvanecimento anômalo foi realizada com base nos parâmetros estabelecidos por Huntley e Lamothe (2001), Duller (2003), Duller (2004), Li e Li (2008), Morthekai et al., (2008), Li e Li (2008), Thomsen et al., (2008), Buylaert *et al.*, (2009) e Ain e Ankjaergaard (2011).

O cálculo da dose média possibilitou a obtenção da paleodose da amostra, onde com parâmetros de temperatura e tempo de irradiação já reconhecidos na literatura (Murray e Wintle, 2000), foi gerada a curva de calibração e analisada a resposta luminescente resultante dos

parâmetros inseridos, sendo a dose média estabelecida. Com o valor de dose média, foi construída uma nova curva de calibração com valores de doses mais ajustados para a faixa de leitura de cada amostra. Foi então realizado o teste de recuperação da dose, onde inicialmente se zerou o sinal de cada alíquota e irradiou-se com uma dose conhecida. Após a medida, cada pastilha teve a dose equivalente medida e comparada com a dose à qual havia sido irradiada. A razão entre a dose fornecida e a dose medida é definida como razão de recuperação, esta relação deve ser de ~ 1 , indicando que os parâmetros selecionados estão adequados e podem ser utilizados para medir a dose equivalente na amostra. Assim, por último, foi medida a dose equivalente em várias pastilhas e posteriormente construído um histograma o qual determinou a dose média equivalente de cada amostra.

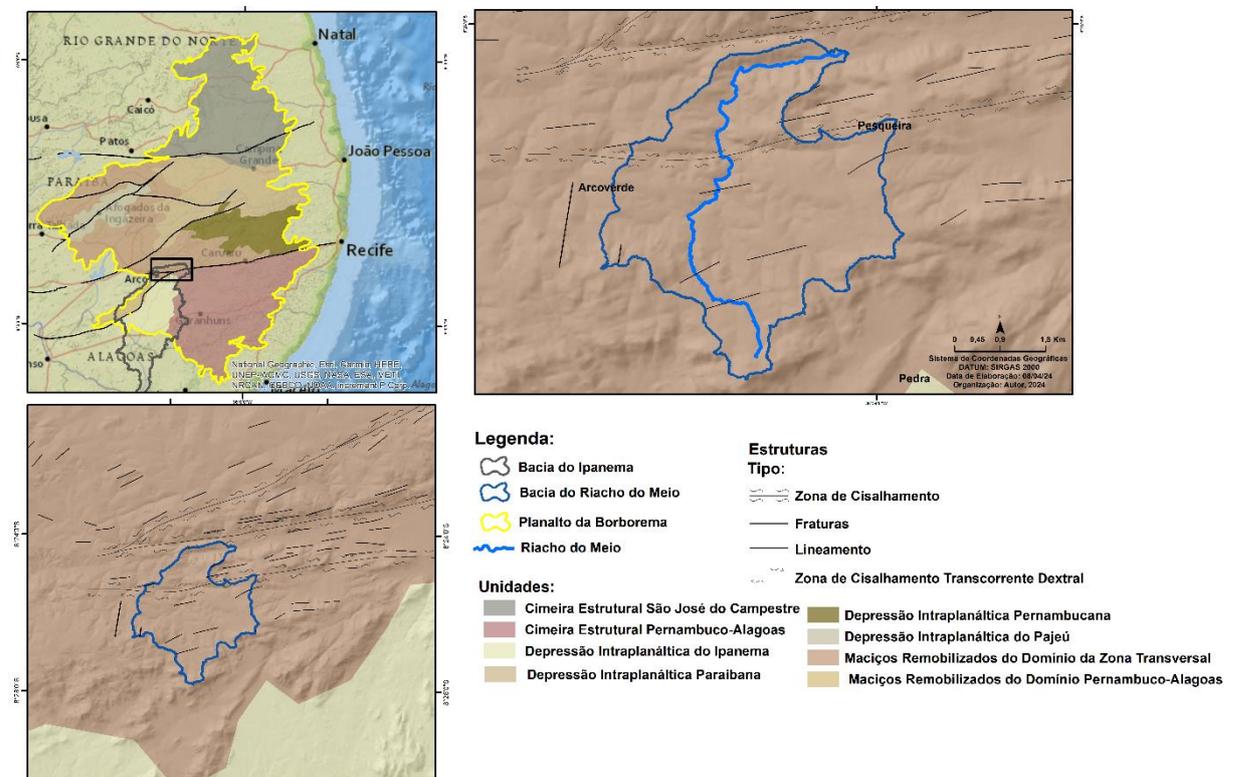
Com a dose equivalente estabelecida, seguiu-se para a obtenção da dose da taxa anual, a qual foi procedida a partir da espectrometria gama em um detector de germânio hiper puro (GeHP) Canberra Eagle 5004, acoplado a um analisador multicanal Canberra Eagle Plus. Assim, com os teores de Urânio, Tório e Potássio estabelecidos, esses dados foram somados aos resultados do teor de água, profundidades de coleta dos materiais, como também à latitude, longitude e altitude dos pontos para estimativa da radiação cósmica incidente e da dose equivalente. Os dados foram plotados em um programa de domínio do Laboratório de Metrologia das Radiações Ionizantes – LMRI para o cálculo automático das idades dos sedimentos.

4 CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia do Riacho do Meio está localizada no Distrito de Mimoso, a leste do município de Pesqueira-PE e oeste de Arcoverde-PE. Encontra-se inserida no alto curso da bacia do rio Ipanema, no setor oriental do Planalto da Borborema, sobre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e na unidade geomorfológica dos Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal, circundada pelas unidades Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas a Sudeste, Depressão Intraplanáltica do Ipanema ao Sul e os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas a Sudoeste (Corrêa *et al.*, 2010) (Figura 23).

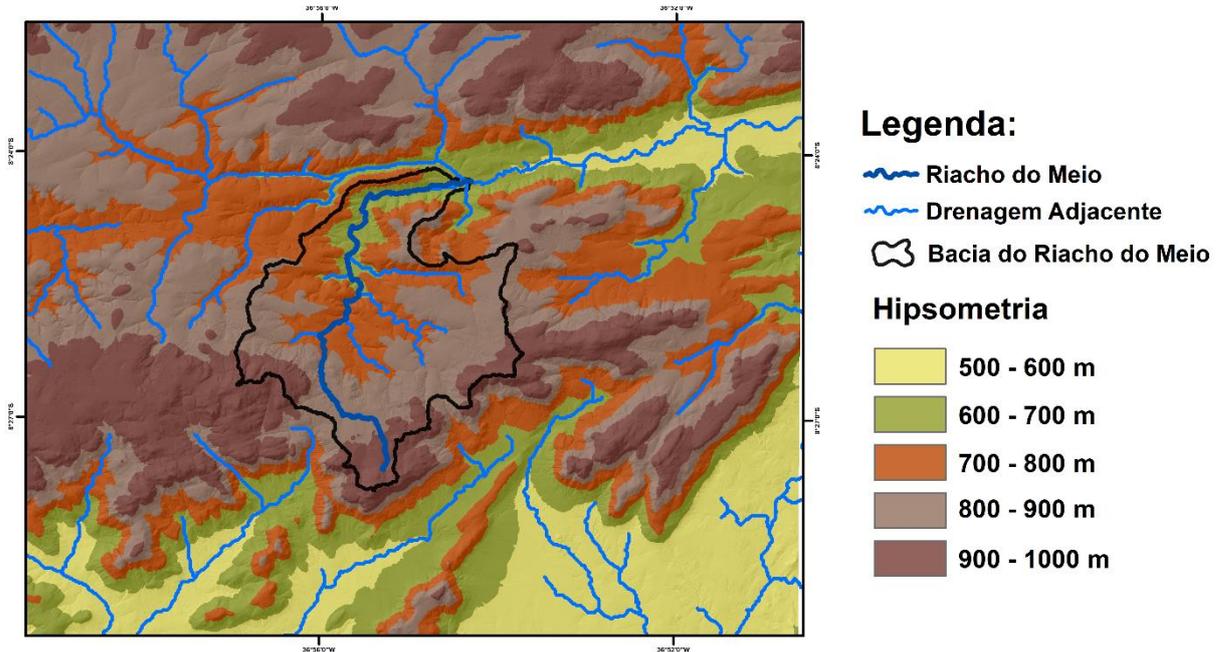
A área apresenta uma altitude que varia de 650 a 1.000 m (Figura 24), com rios intermitentes, vales profundos e estreitos encaixados a um relevo escarpado e dissecado. O clima varia de tropical semiárido a sub-úmido (sobre as maiores elevações), com precipitação média anual de 655 mm, com verão seco e período chuvoso de outono/inverno, retornando as condições secas a partir de setembro/outubro (Figura 25). A vegetação é típica da região Agreste com floresta subcaducifólia e caducifólia e o solo apresenta uma fertilidade que varia de média a alta (Diagnóstico do Município de Pesqueira, 2005).

Figura 23: Mapa de Localização e das Morfoestruturas da Área de Estudo.



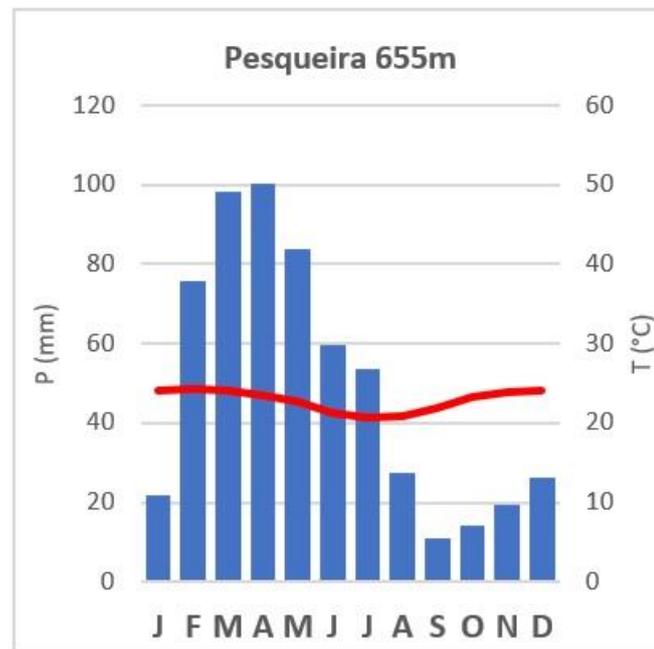
Fonte: Corrêa *et al.*, (2010).

Figura 24: Mapa Hipsométrico da Bacia do Riacho do Meio.



Fonte: O autor (2023).

Figura 25: Climograma da Área de Estudo.



Fonte: Elaborado por Santos (2023).

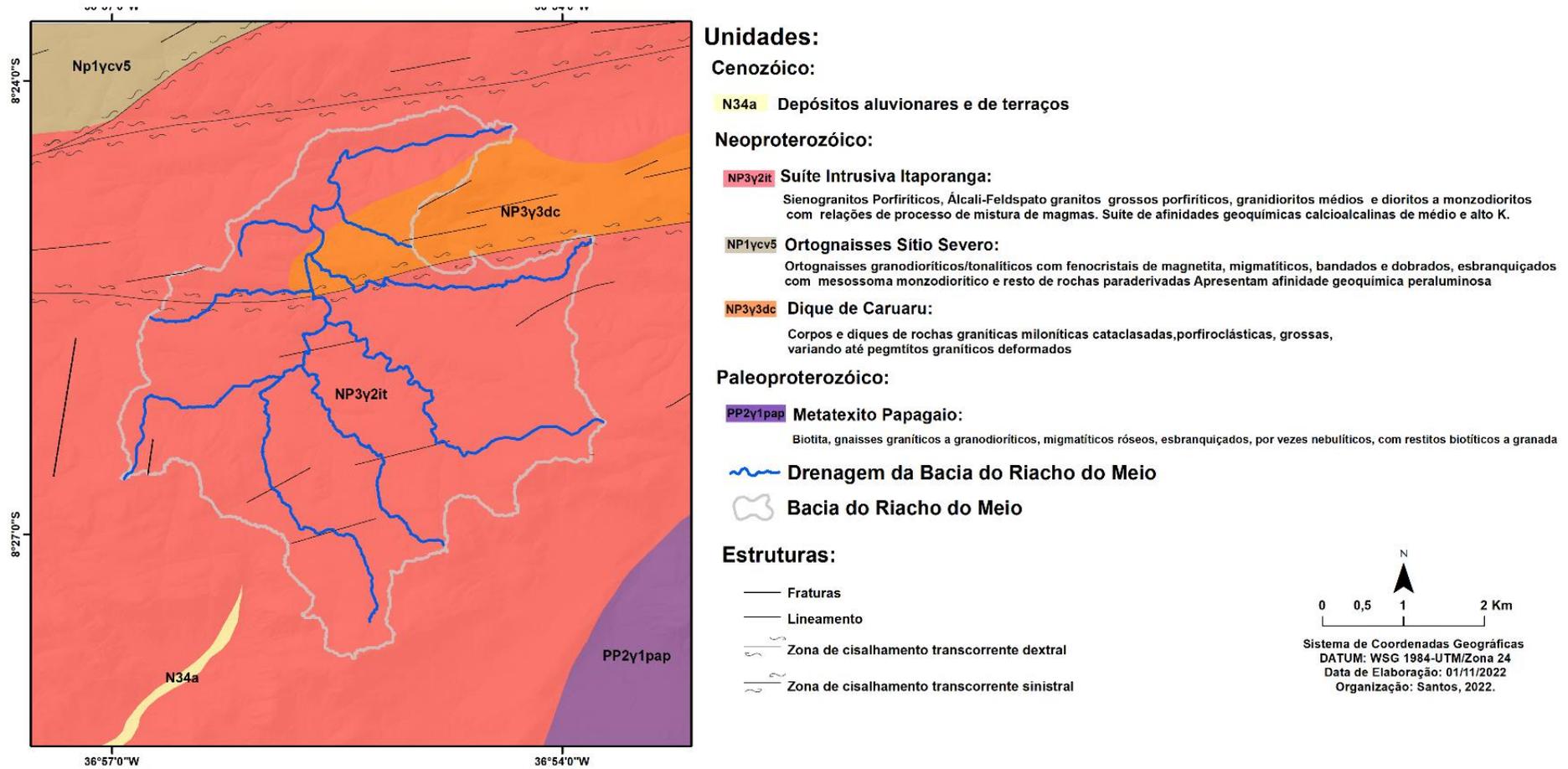
4.1 CENÁRIO GEOLÓGICO, ESTRUTURAL E SISTEMAS CLIMÁTICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO

No que se refere ao contexto geológico, a Bacia do Riacho do Meio está inserida na unidade Suíte Intrusiva Itaporanga, composta litologicamente por Sienogranitos Porfíricos,

Álcali-Feldspato, Granitos grossos Porfiríticos, Granidioritos médios e Dioritos a Monzodioritos com relações de processo de mistura de magma, caracterizando-se como uma suíte de afinidades geoquímicas calcioalcalinas de médio e alto Potássio. Além desta unidade, encontra-se também sobre a unidade Dique de Caruaru, constituída de corpos e diques de rochas Graníticas e Miloníticas Cataclasadas, Porfiroclásticas, grossas, variando até pegmatitos graníticos deformados (Figura 26). Em relação à estrutura, a bacia encontra-se no contexto da Zona de Cisalhamento Pernambuco com fraturamentos associados. O relevo apresenta-se morfoestruturalmente condicionado à zona de cisalhamento apresentando divisores em cristas formadas por granitos e gnaisses e vales encaixados à foliação subvertical do milonito (Figura 27).

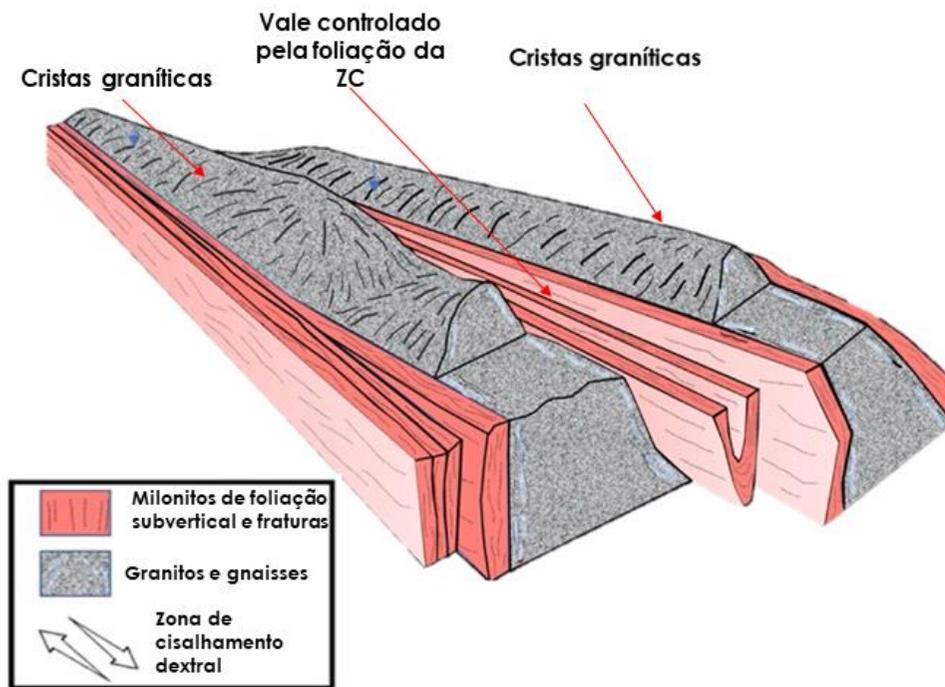
O contexto climático é influenciado pela ZCIT, a qual corresponde ao principal sistema produtor de precipitação da área de estudo e secundariamente pelos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) que podem alcançar a região no outono provenientes do oceano Atlântico a leste. A ZCIT atua mais no controle das precipitações do Nordeste setentrional, influenciando a sazonalidade, com maiores concentrações de precipitações entre o período de janeiro a abril, quando ocorre o deslocamento deste sistema para o Sul, seguido por ciclos de inverno e primavera com um longo período de escassez hídrica. (Polzin, 2014; Corrêa *et al.*, 2019; Utida *et al.*, 2023). Podemos perceber esta dinâmica sazonal no climograma (ver figura 25), onde as maiores concentrações de chuva estão no mês de março, chegando a 97 mm, como também no mês de abril, atingindo 100 mm, seguido de uma diminuição das precipitações nos meses seguintes.

Figura 26: Mapa Geológico da Área de Estudo.



Fonte: O autor (2023).

Figura 27: Contexto Morfoestrutural da Área de Estudo.



Fonte: O autor (2023).

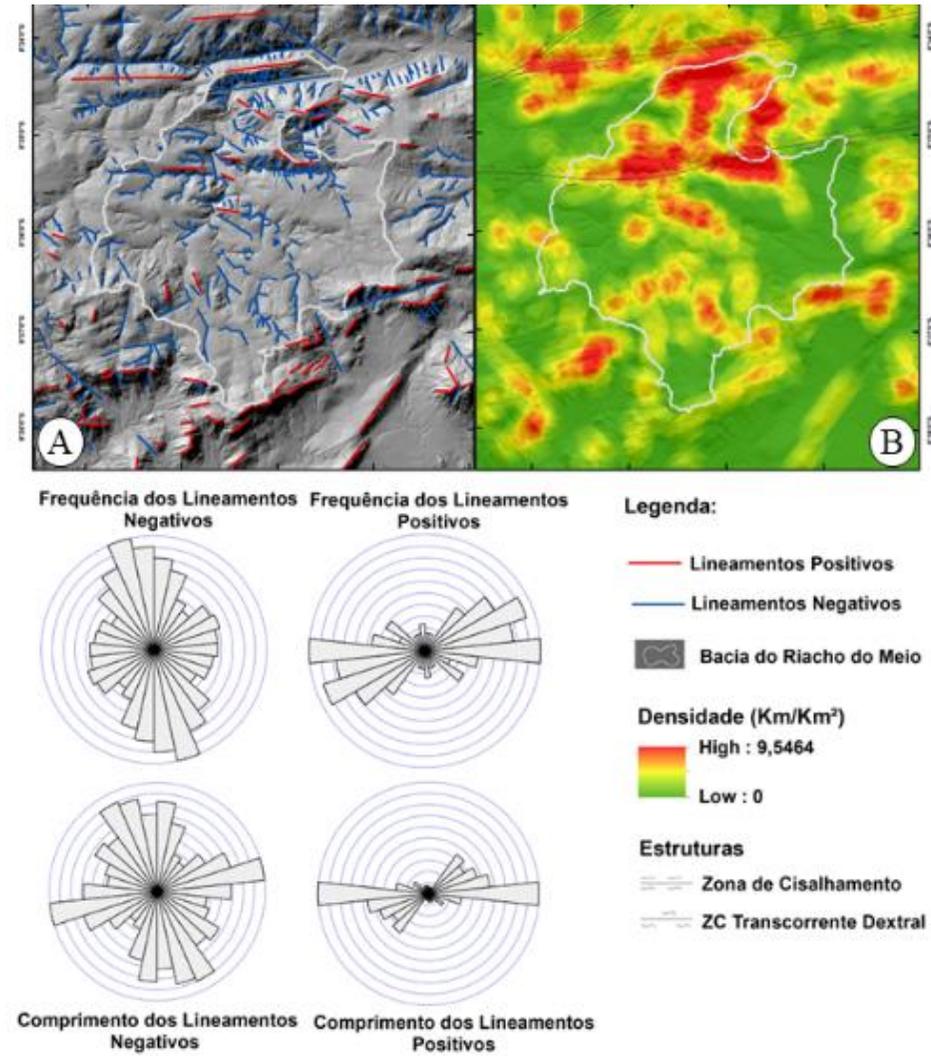
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 ANÁLISE DO PARÂMETRO MORFOLÓGICO

A análise dos fotolineamentos na Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio e áreas circunvizinhas, indicou que os lineamentos negativos, representados pelos vales e trechos de drenagens, ocorrem com maior frequência no sentido NNW- SSE e os maiores comprimentos são observados nas direções NNW-SSE e ENE-WSW, enquanto as feições positivas, representadas por cristas e escarpas, apresentam maior frequência e maiores comprimentos nas direções ENE-WSW (Figura 28A). No que diz respeito a distribuição dos fotolineamentos, é perceptível, a partir do cálculo da densidade, um maior acúmulo nas áreas próximas das zonas de cisalhamentos (Figura 28B).

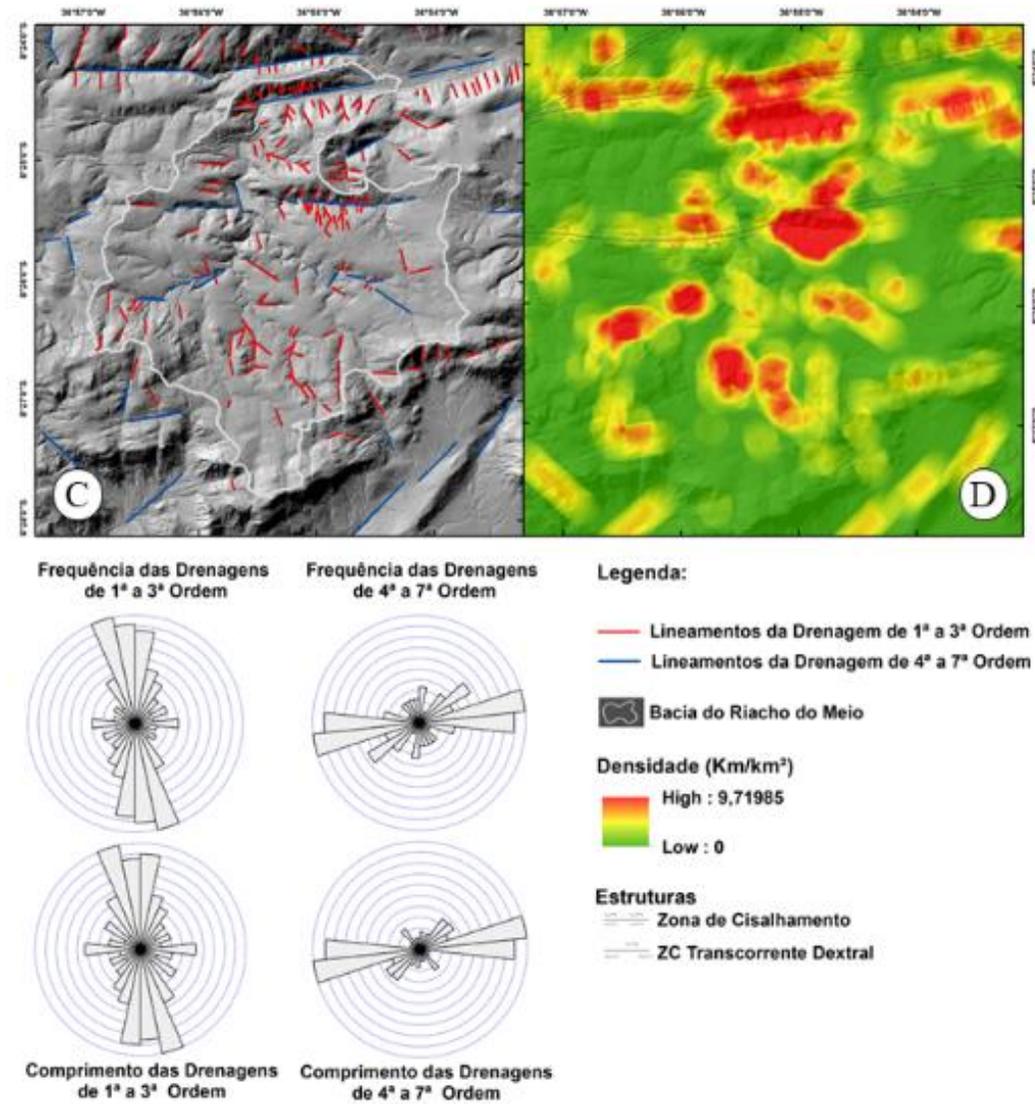
A análise dos fotolineamentos nas drenagens de menor ordem (1^a, 2^a e 3^a ordens), como também de maior ordem (4^a, 5^a, 6^a e 7^a ordens) revelou que tanto a frequência quanto o comprimento maior das drenagens de menor ordem seguem as direções NNW-SSE, enquanto a frequência e comprimento das de maior ordem seguem as direções ENE-WSW (Figura 29C). Em relação à distribuição dos lineamentos, pelo cálculo de sua densidade, observa-se uma maior concentração nos setores que abrangem as zonas de cisalhamentos (Figura 29D).

Figura 28: Mapa da Frequência, comprimento e densidade dos fotolineamentos do relevo da Bacia do Riacho do Meio e áreas circunvizinhas.



Fonte: O autor (2023).

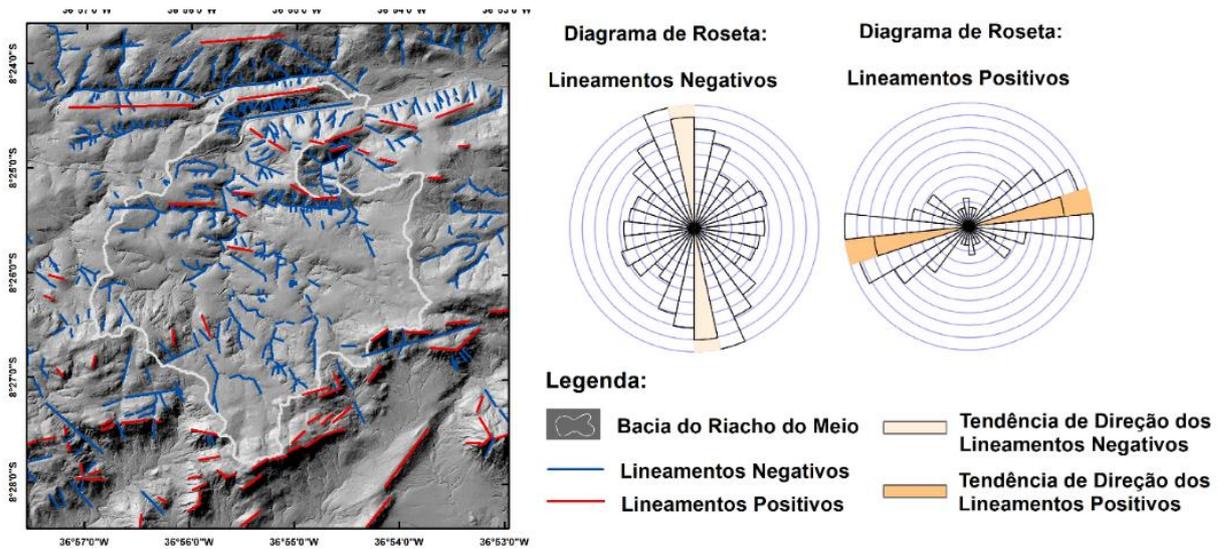
Figura 29: Mapa da frequência, comprimento e densidade dos lineamentos das drenagens de maior e menor ordem.



Fonte: O autor (2023).

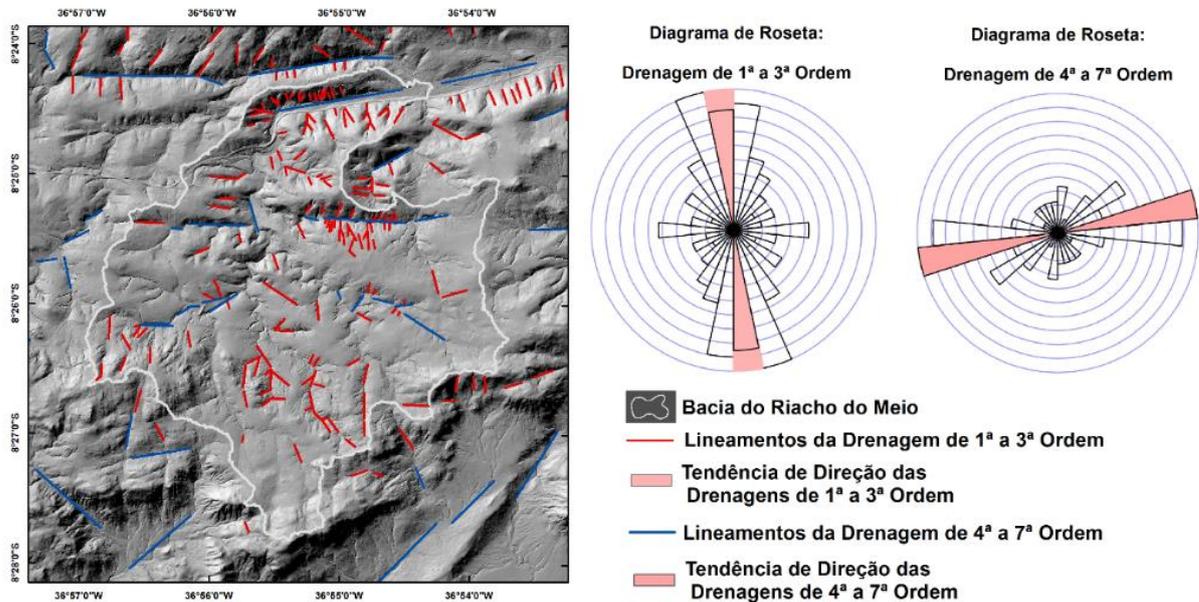
A média de direção dos lineamentos tanto do relevo quanto da rede de drenagem evidenciou que as feições negativas do relevo seguem uma tendência de direção N-S, enquanto as feições positivas apresentam uma tendência NE-SW (Figura 30). Já a tendência dos lineamentos da rede de drenagem de menor ordem segue o *trend* N-S, enquanto nas de maior ordem a tendência é NE-SW (Figura 31).

Figura 30: Tendência da direção dos lineamentos negativos e positivos do relevo.



Fonte: O autor (2023).

Figura 31: Tendência da direção dos lineamentos das drenagens de maior e menor ordem.

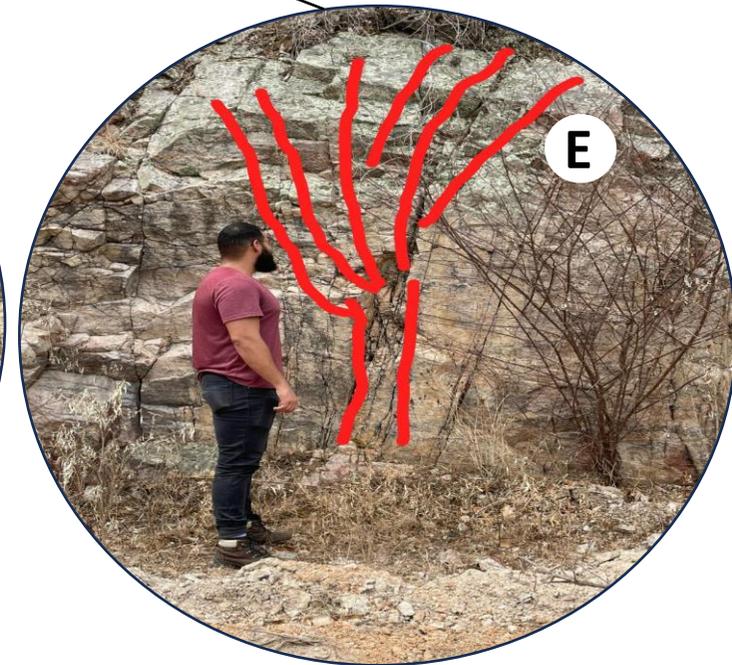
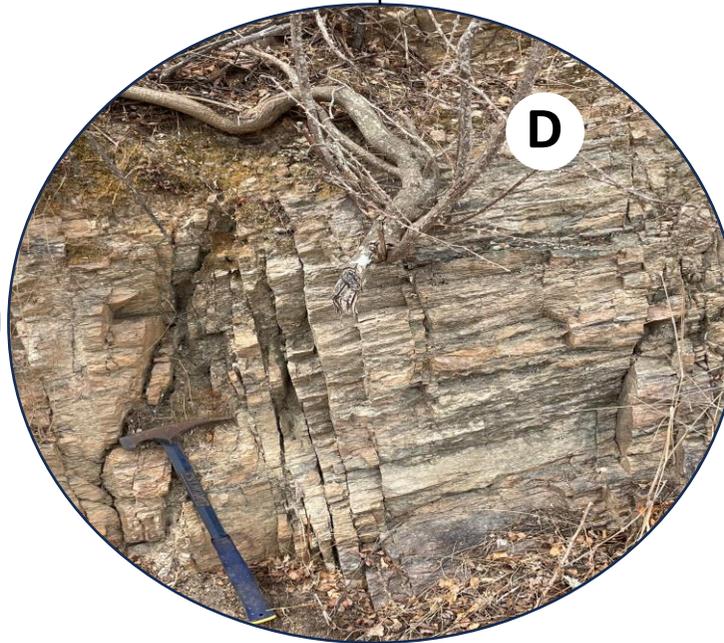
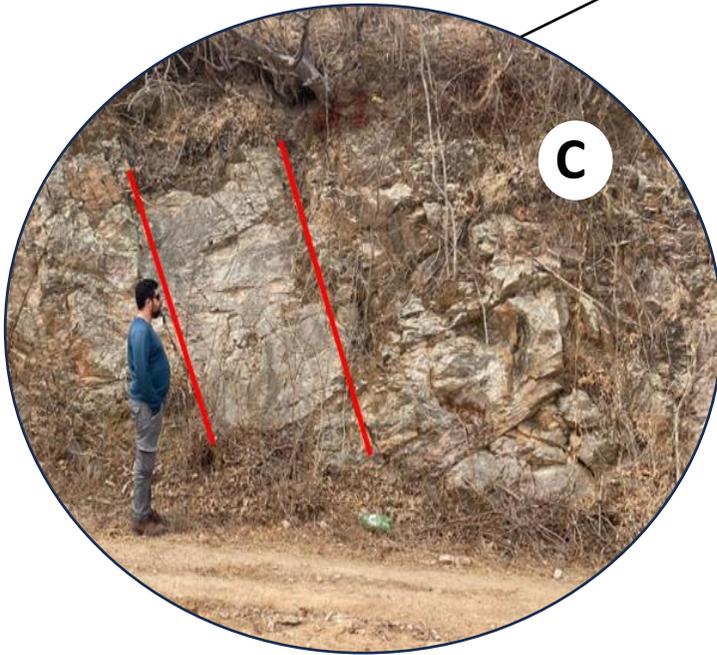
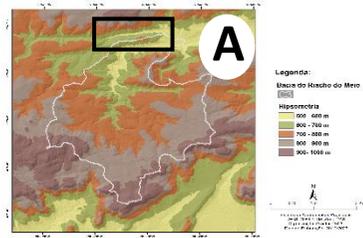


Fonte: O autor (2023).

Evidências do controle estrutural em escala de rocha puderam ser encontradas na presente área de estudo, como falhas (Figura 32C), fraturas (Figura 32D) e estrutura em flor positiva (Figura 32E), sendo esta última típica de uma zona de cisalhamento rúptil sob regime transpressivo. Essas estruturas estão localizadas na cimeira de um divisor de drenagem a cotas que variam de 600 a 700 metros (Figura 32A) separando o baixo curso do Riacho do Meio do vale do rio Ipanema. Após este divisor ocorre a confluência entre ambos (Figura 32B).

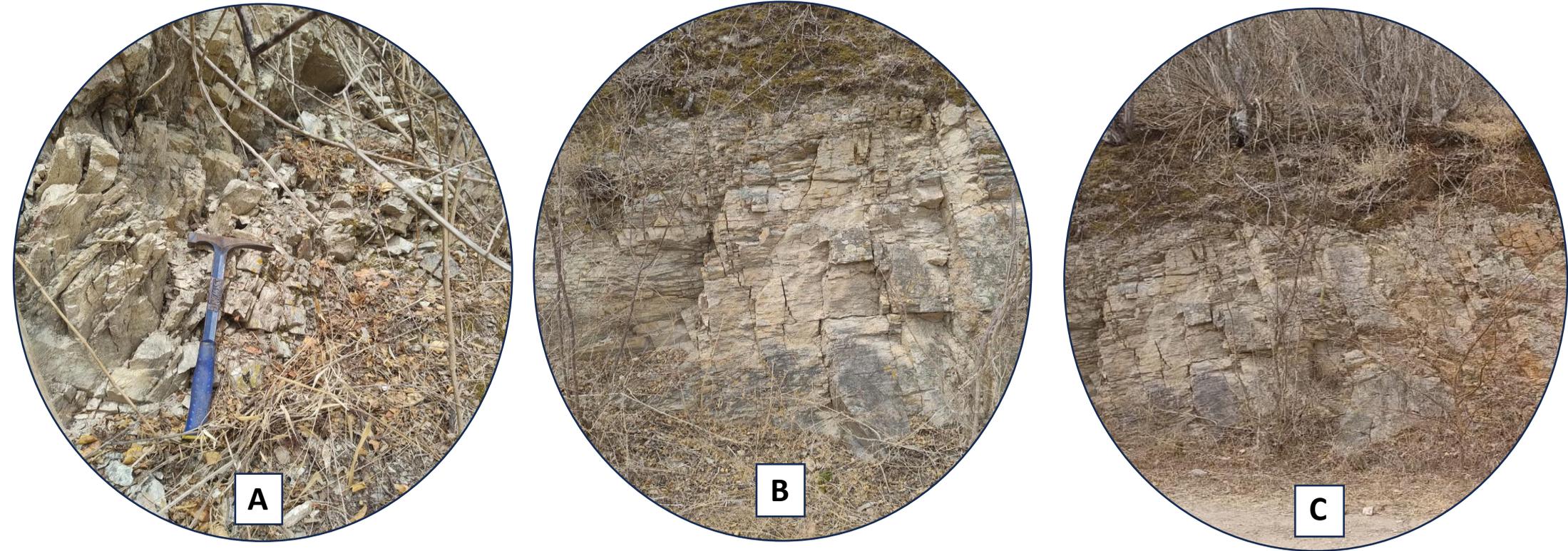
Percebe-se que nesse mesmo setor, ocorre uma grande densidade de lineamentos, que em escala dos afloramentos de rocha se traduzem por um alto grau de fraturamento (Figura 33 A, B e C). Conforme Lebedeva e Brantley (2017) rochas que apresentam uma maior densidade de fraturas são susceptíveis a maiores taxas de intemperismo. Somando a isso, de acordo com DiBIASE *et al.*, (2018), as fraturas podem também atuar no controle das formas de relevo, aumentando a erodibilidade da paisagem.

Figura 32: Imagem destacando a hipsometria, vale do rio Ipanema e do Riacho do Meio, confluência, largura dos vales, falhas, fraturas e flor positiva.



Fonte: O autor, 2023.

Figura 33: Alta quantidade das fraturas em escala dos afloramentos de rocha representadas nas figuras A, B e C.



Fonte: O autor, 2023.

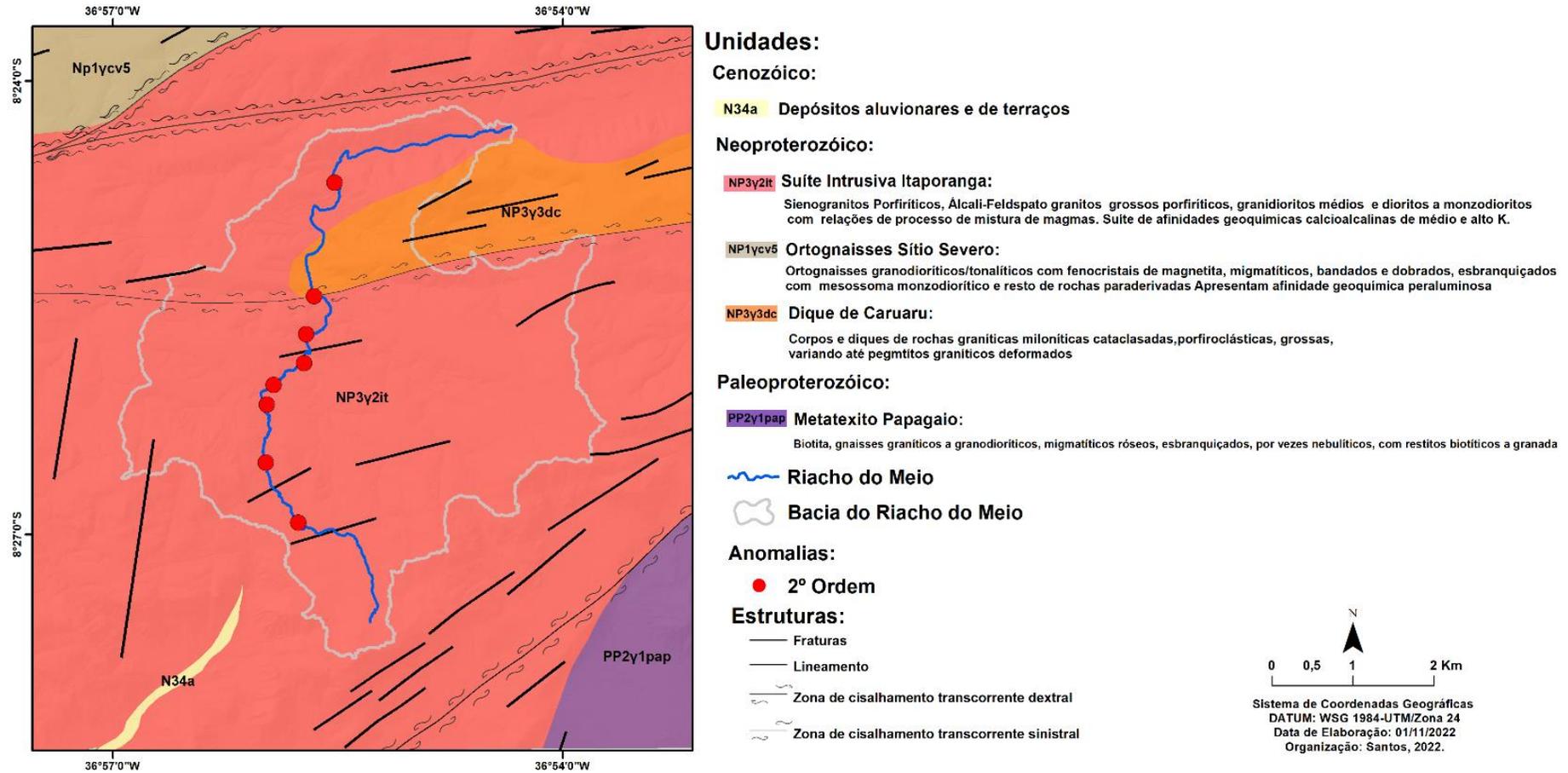
Assim, os dados que evidenciam as direções NE-SW de lineamento de relevo demonstram que a Bacia do Riacho do Meio, juntamente com suas áreas circunvizinhas estão sob o controle dos *trends* regionais NE-SW e E-W (Maia e Bezerra, 2011; Maia e Bezerra, 2018). Essas direções originaram-se da deformação Brasileira de caráter dúctil/rúptil, dando origem às Zonas de Cisalhamento, responsáveis por condicionar estruturalmente o relevo. No caso da Bacia do Riacho do Meio, o controle predominante ocorre a partir da Zona de Cisalhamento Pernambuco. Esses resultados corroboram os de Monteiro (2015) e Silva (2022), que também evidenciaram que o relevo e a rede de drenagem da Escarpa Ocidental do Planalto da Borborema e a Bacia do rio Sirinhaém seguem as direções preferencias NE-SW e E-W, sendo consequência de Zonas de Cisalhamentos, incluindo, a ZCPE. Entretanto, a direção N-S evidenciada na presente pesquisa difere das direções encontradas por Monteiro (2015) e Silva (2022).

A partir da análise de lineamentos dos canais de drenagem de maior e menor ordem da Bacia do Riacho do Meio e áreas circunvizinhas, revela-se que as drenagens de maior ordem estão sob o controle do *trend* regional NE-SW e E-W, enquanto as de menor ordem acompanham o *trend* N-S. Quanto ao divisor que separa a drenagem entre o vale do baixo curso da BHRM e a do vale do rio Ipanema, aventa-se a hipótese de que houve um possível alçamento deste divisor, decorrente à reativação pós-cretácea da ZCPE que desencadeou um regime transpressivo, evidenciado pela presença da estrutura em flor positiva.

5.2 ANÁLISE DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

A partir da análise do RDE, foi possível identificar a presença de 8 anomalias ao longo do canal principal da Bacia do Riacho do Meio (Figura 34). Este canal, da sua nascente à foz, está instalado sobre a Suíte Intrusiva Itaporanga e a estrutura Dique de Caruaru. Em seu percurso, atravessa epigenicamente a Zona de Cisalhamento Dextral, no mesmo trecho, em que também ocorre a mudança litológica, da Suíte Intrusiva Itaporanga para a estrutura Dique de Caruaru.

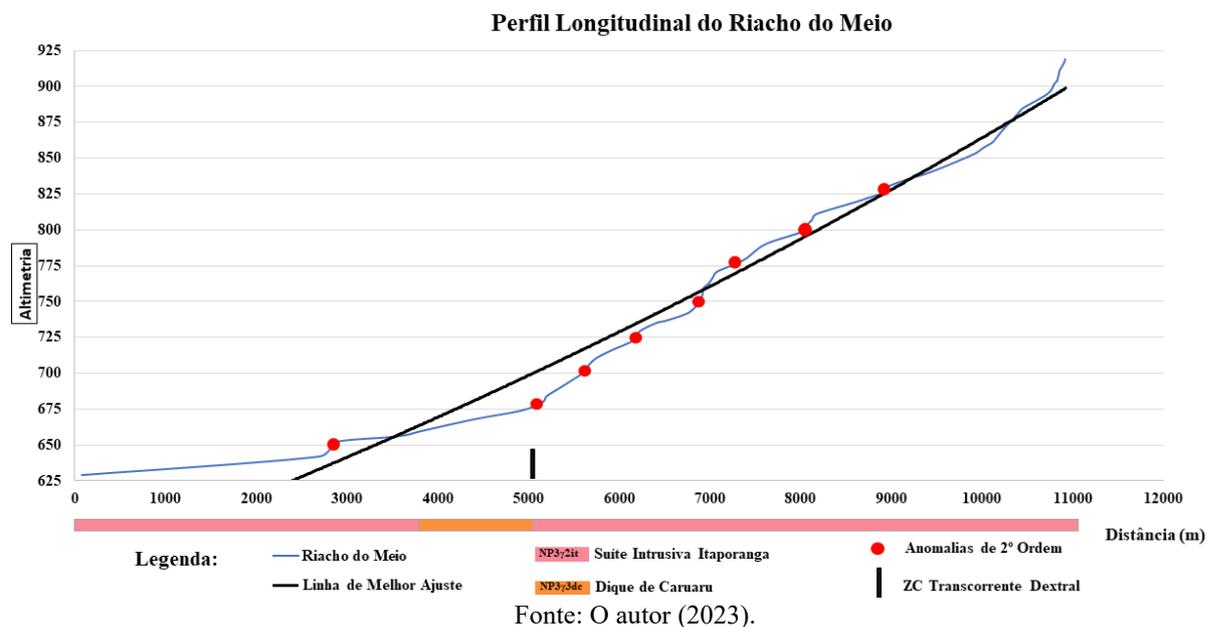
Figura 34: Mapa das Anomalias de Drenagem.



Fonte: O autor (2023).

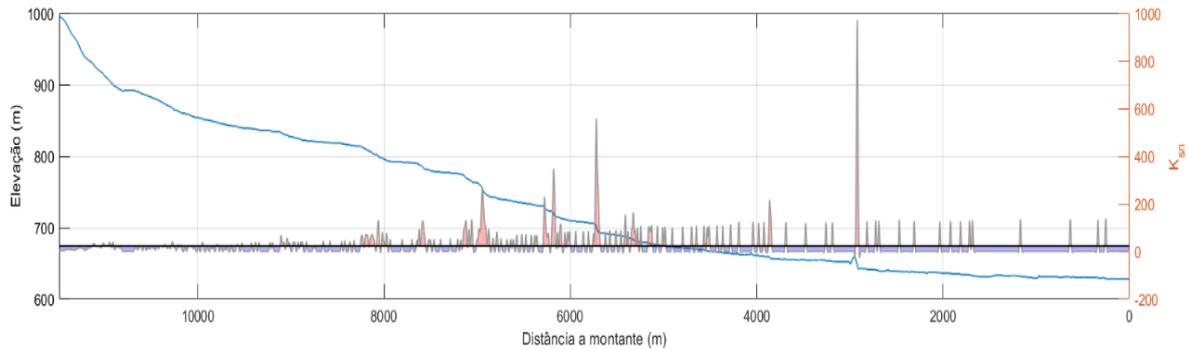
As anomalias identificadas são classificadas como de 2º ordem, onde das oito, seis estão presentes sobre litologias da Suíte Intrusiva Itaporanga, enquanto uma encontra-se localizada no contato litológico com a estrutura Dique de Caruaru. Neste mesmo local encontra-se uma Zona de Cisalhamento Dextral. A última anomalia identificada encontra-se a 650 m de altitude também sobre a Suíte Intrusiva Itaporanga. Em relação à linha de melhor ajuste, é perceptível que o canal apresenta um desequilíbrio ao exibir trechos acima e abaixo desta (Figura 35).

Figura 35: Perfil Longitudinal do Canal Principal da Bacia do Riacho do Meio com as Anomalias de 2º ordem, diferença litológica, linha de melhor ajuste e zona de cisalhamento.



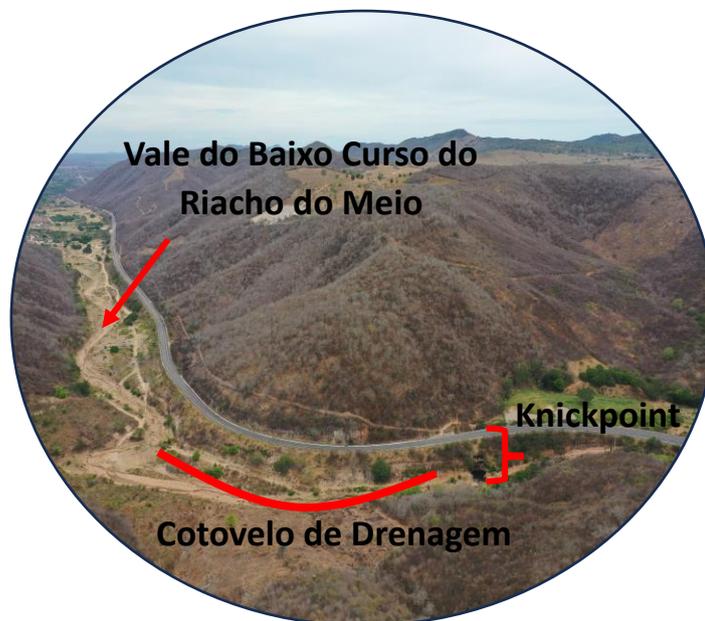
A análise do K_{sn} revelou uma quantidade de anomalias positivas semelhante à quantidade identificada a partir do índice RDE, evidenciando uma anomalia positiva com maior expressividade na cota de 650 m de altitude (Figura 36), coincidente com a oitava anomalia identificada por meio do parâmetro RDE. Assim, na paisagem, foi possível registrar essa anomalia localizada a 650 metros de altitude identificada por ambos os parâmetros, onde, após um *Knickpoint*, a drenagem inflete para E, formando um cotovelo e adentrando o trecho do baixo curso preenchido de sedimentos (Figura 37).

Figura 37: Perfil Longitudinal do canal do Riacho do Meio com as anomalias positivas do Ksn.



Fonte: O autor (2023).

Figura 36: Imagem evidenciando o Knickpoint, Cotovelo de Drenagem e o Vale do Baixo Curso do Riacho do Meio.



Fonte: O autor, 2023.

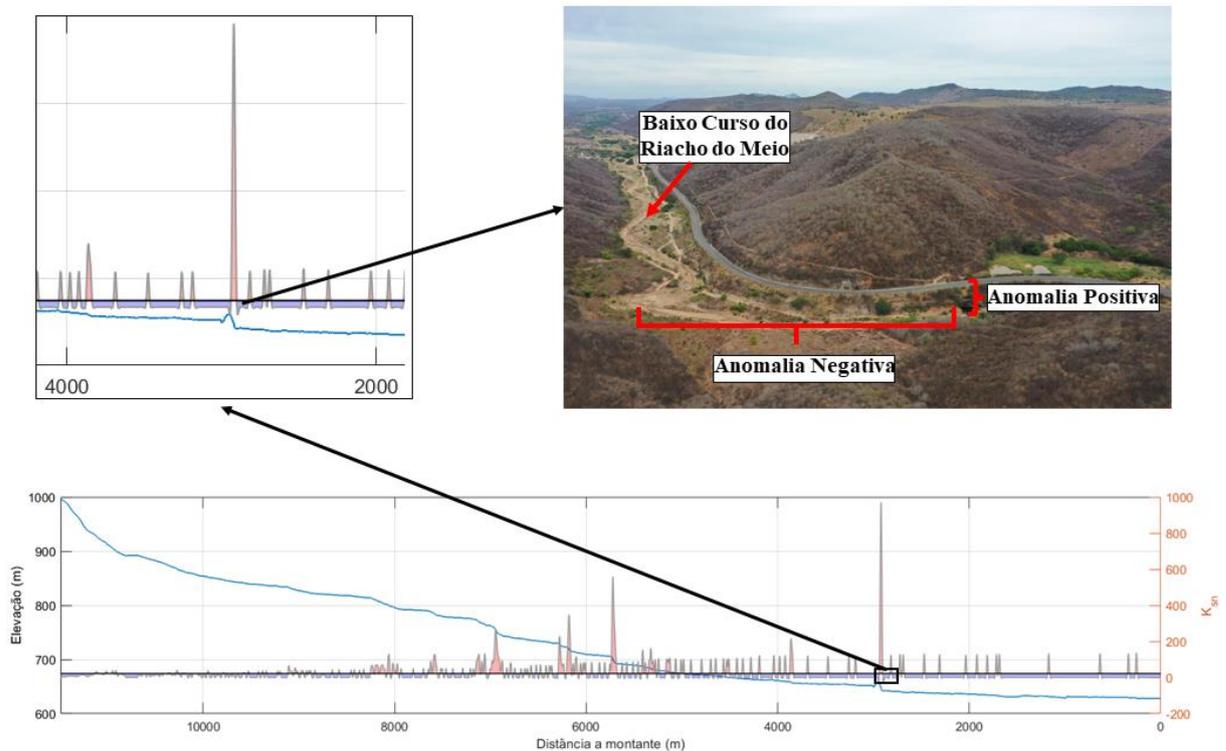
Os resultados apontam que as anomalias de drenagem no canal principal do Riacho do Meio estão sob a influência dos controles estruturais, associados à presença da Zona de Cisalhamento Dextral cortada pelo canal. O controle estrutural também está expresso no relevo e na rede de drenagem como evidenciado pela análise dos parâmetros morfológicos. Embora umas das anomalias coincida com um contato litológico, o mesmo também é condicionado pela presença da Zona de Cisalhamento Dextral, que, neste caso, implicaria na ocorrência de um controle duplo.

A presença das anomalias também aponta para um provável desnivelamento de blocos na BHRM condicionado pela Zona de Cisalhamento reativada no Cenozoico (Maia e Bezerra, 2011; Maia e Bezerra, 2018). Este desnivelamento pode ter sido originado sob um regime transpressivo, fruto da reativação Cenozóica, que ocasionou o alçamento do divisor de drenagem, repercutindo na expressiva anomalia localizada na altitude de 650 m como evidenciado pelo K_{sn} , com mudança no nível de base local. A anomalia é confirmada pela presença de um *Knickpoint*, que delimita a formação do espaço de acomodação de sedimentos no fundo do vale, no baixo curso da BHRM.

A aplicação do índice de declividade normalizada- K_{sn} revelou resultados similares às anomalias de drenagem encontradas pela aplicação do índice RDE, em consonância com a correlação encontrada por Silva (2022) entre os dados obtidos por meio do RDE e K_{sn} , indicando uma maior confiabilidade na obtenção das anomalias de drenagem a partir do uso do índice de declividade normalizada. Tal confiabilidade também foi demonstrada na nossa área de estudo.

Até então, os trabalhos que utilizaram o índice de declividade normalizada- K_{sn} (Peifer D. *et al.*, 2021; Peifer *et al.*, 2022; Silva, 2022), voltaram sua atenção para as anomalias positivas, as quais representam os *Knickpoints* no relevo. Entretanto, a análise do gráfico de K_{sn} demonstrou que se formam anomalias negativas logo após às positivas. Assim, logo em seguida à identificada a 650 m de altitude ocorre uma anomalia negativa, representada na paisagem pelo vale do baixo curso do Riacho do Meio, preenchido de sedimentos (Figura 38). Neste sentido, torna-se relevante levar em consideração as anomalias negativas, partindo da interpretação de que estas podem ser indicadoras de possíveis áreas de acomodação de sedimentos. No entanto, ainda se faz necessário o desenvolvimento de mais pesquisas de caráter teórico-metodológico que evidenciem a correlação entre as anomalias negativas e os *locis* deposicionais.

Figura 38: Imagem evidenciando as anomalias negativas em azul e as positivas em rosa no gráfico do Ksn e suas posições na paisagem, como também o baixo curso do riacho do meio com sedimentação.

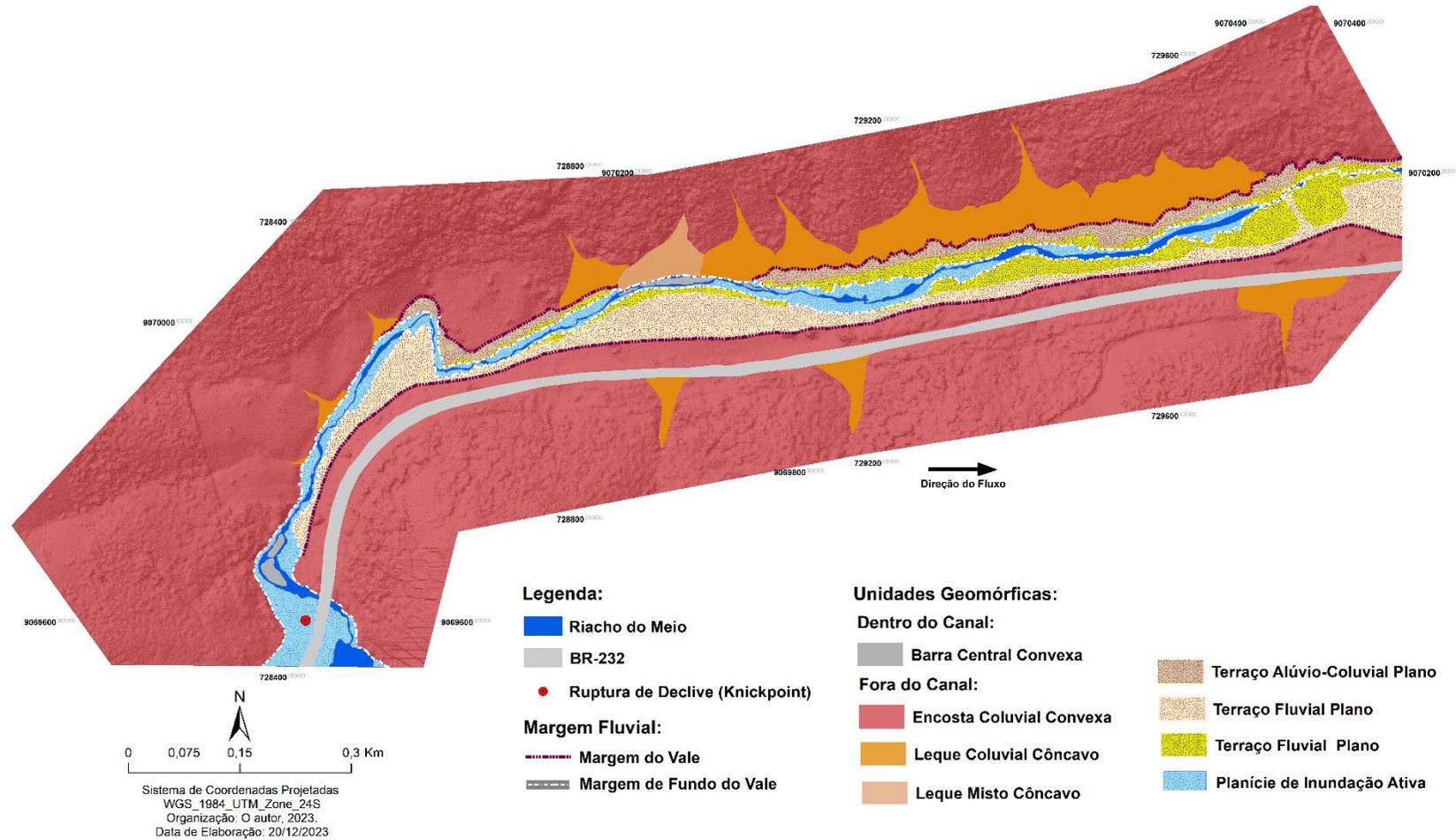


Fonte: O autor (2023).

5.3 ANÁLISE DO MAPEAMENTO FLUVIAL E DO FUNDO DE VALE

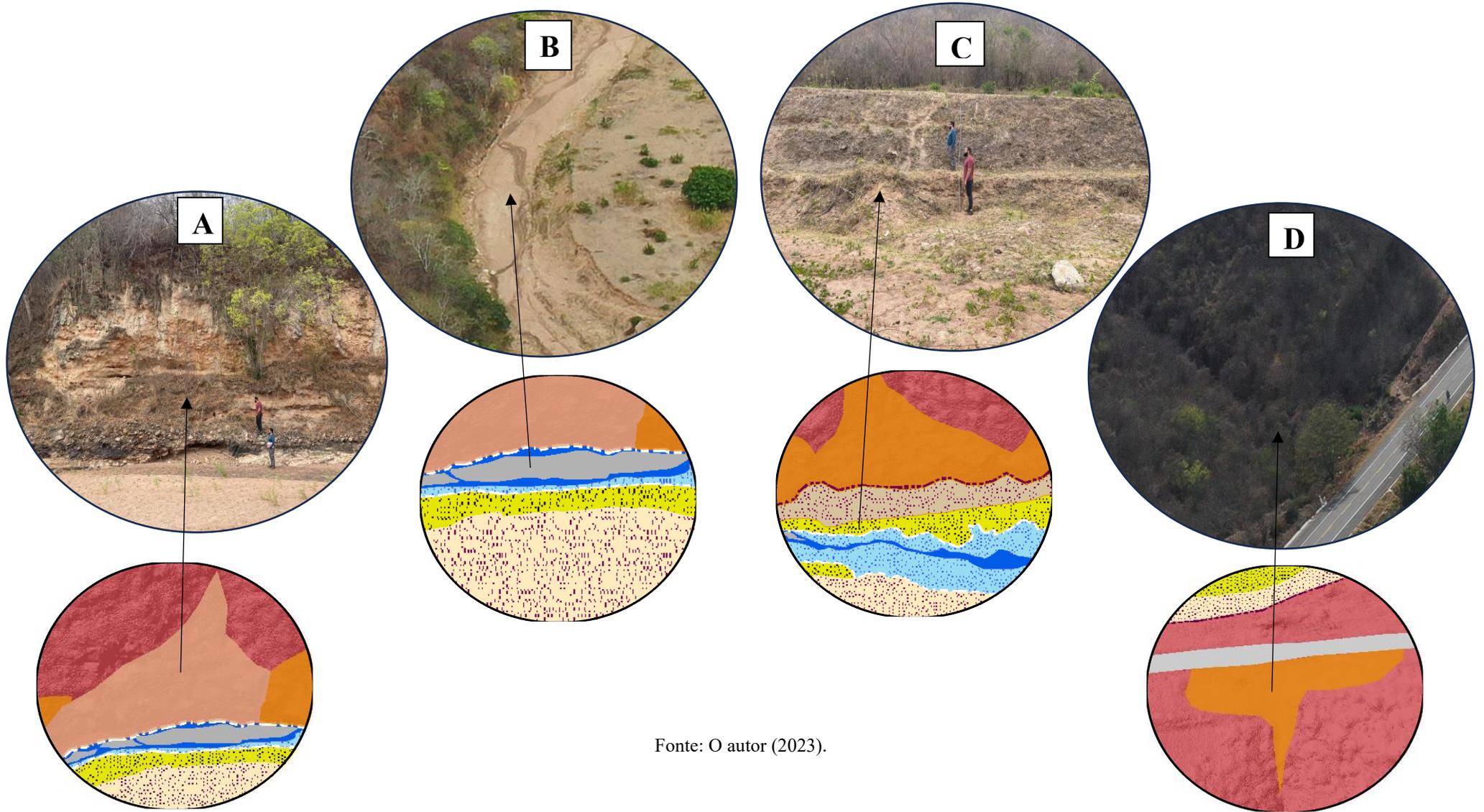
O mapeamento fluvial concentrou-se no trecho do baixo curso da BHRM, escolhido com base nos resultados morfológicos e morfométricos obtidos. Utilizando a metodologia de Wheaton *et al.*, (2015), identificou-se a margem fluvial de origem natural, destacando-se como margem do vale e margem de fundo de vale, como também as unidades geomórficas, analisadas até o nível taxonômico 3, com a identificação de diversas morfologias distribuídas tanto dentro como fora do canal, incluindo barra fluvial central, dois níveis de terraços, sendo um de caráter alúvio – coluvial e o outro fluvial, leques coluviais e mistos e encosta coluvial (Figura 39). Esse mapeamento, realizado em uma escala de análise maior, com uso de VANT e em conjunto com o trabalho de campo, foi crucial para a identificação, classificação e registro das unidades geomórficas. Em campo, foi possível registrar o leque misto (Figura 40A), barra fluvial central (Figura 40B), e os terraços alúvio–coluvial e fluvial (Figura 40C), assim como o leque coluvial (Figura 40D).

Figura 39: Mapeamento Fluvial e do Fundo de Vale com a identificação das margens fluviais e unidades geomórficas do baixo curso da BHRM.



Fonte: O autor (2023).

Figura 40: Registro das unidades geomórficas dentro e fora do canal identificadas na área de estudo.



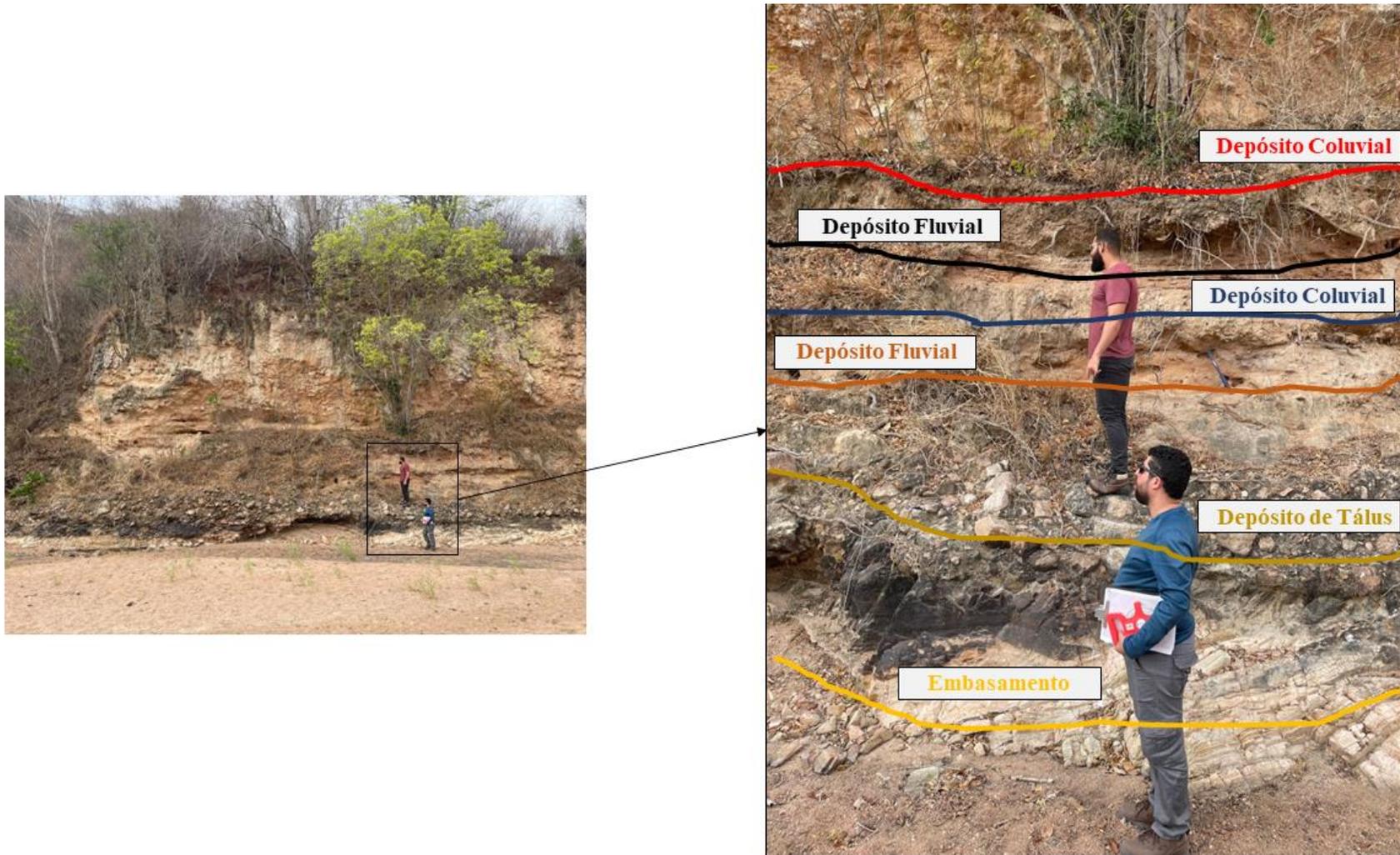
Fonte: O autor (2023).

Com base no trabalho de campo, foi possível identificar a ocorrência de um leque aluvial misto em perfil frontal (Figura 41), com uma alternância entre depósitos gravitacionais de encosta e de fluxo laminar. Da base para o topo, o perfil inicia-se pelo embasamento intemperizado, seguido por uma camada de depósito de tálus, depósito fluvial, depósito coluvial, novo depósito fluvial e um depósito coluvial no topo. Além do leque misto, foi possível realizar uma análise *in loco* dos terraços. Em termos gerais, da planície de inundação ao terraço alúvio-coluvial, há uma incisão de 6 m, com o terraço fluvial apresentando uma altura de 1,40 m, enquanto o alúvio-coluvial apresenta 4,60 m (Figura 42).

A presença dessas unidades fora do canal como os terraços fluviais e alúvio-colúviais, apontam para uma dinâmica climática diferente da atual, permitindo inferir que o trecho do baixo curso da BHRM passou por momentos de maiores vazões que permitiram o alargamento da planície aluvial, seguidos por episódios de deposição, incisão e abandono da antiga planície de inundação sob a forma de terraços fluviais. As unidades dentro do canal como as barras centrais, evidenciam um contexto climático atual com a vazão marcada por fluxos momentâneos e esporádicos que refletem um maior transporte da carga sedimentar, gerando barras longitudinais quando o fluxo cessa.

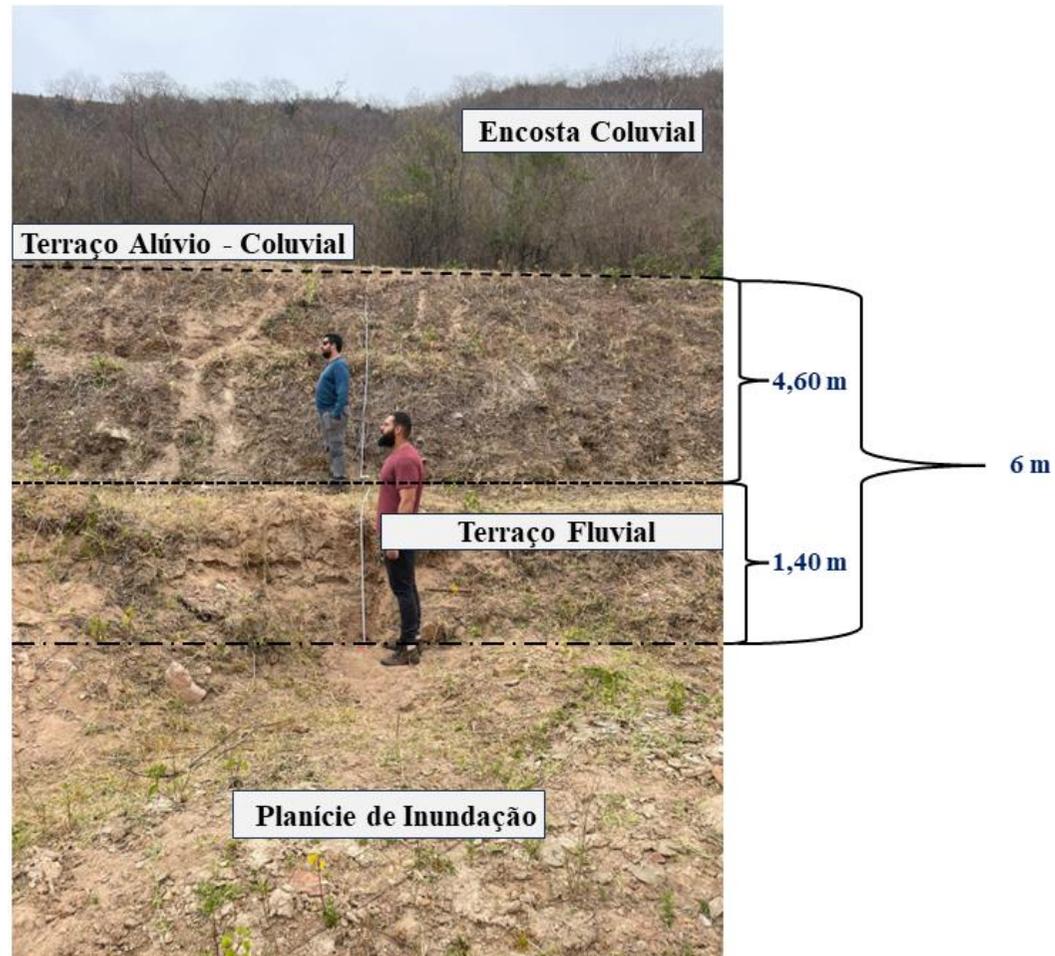
As outras unidades fora do canal como os leques colúviais e misto, e ainda o terraço alúvio-colúvial, apontam para uma grande contribuição lateral, evidenciando um contínuo processual entre as unidades de encosta e do canal, como indicado pela presença do leque misto, com intercalação de camadas com materiais de origem distintas, ora apresentando fácies de encosta dominadas por fluxos de detritos ora por fluxo laminar

Figura 41: Leque misto em perfil com alternância de camadas de materiais de origem distintas.



Fonte: O autor (2023).

Figura 42: Diferença de altura entre o Terraço Alúvio – Coluvial e Terraço Fluvial.



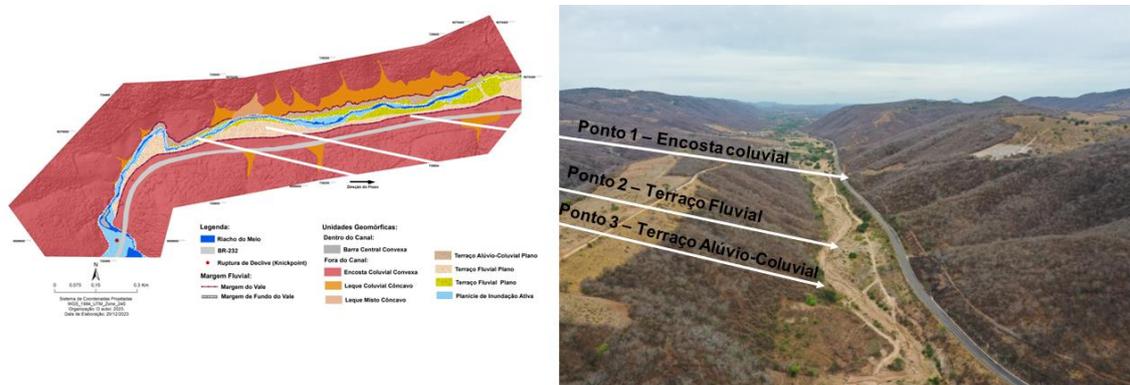
Fonte: O autor (2023).

5.4 PONTOS DE COLETA, ANÁLISE CRONOLÓGICA, GRANULOMÉTRICA E GEOQUÍMICA

5.4.1 Pontos de Coleta

Os pontos de coletas tiveram como base, os resultados evidenciados pelo mapeamento fluvial, onde a partir destes e do trabalho de campo foi possível ter uma visão mais realista da distribuição espacial das unidades morfoestratigráficas. Assim, com o intuito de contar a história da evolução geomorfológica quaternária da área, foram elencadas três unidades morfoestratigráficas (Figura 43), a primeira correspondente a uma encosta coluvial, a segunda a um terraço fluvial enquanto a terceira, um terraço alúvio-coluvial.

Figura 43: Espacialização dos pontos de coletas na área de estudo.

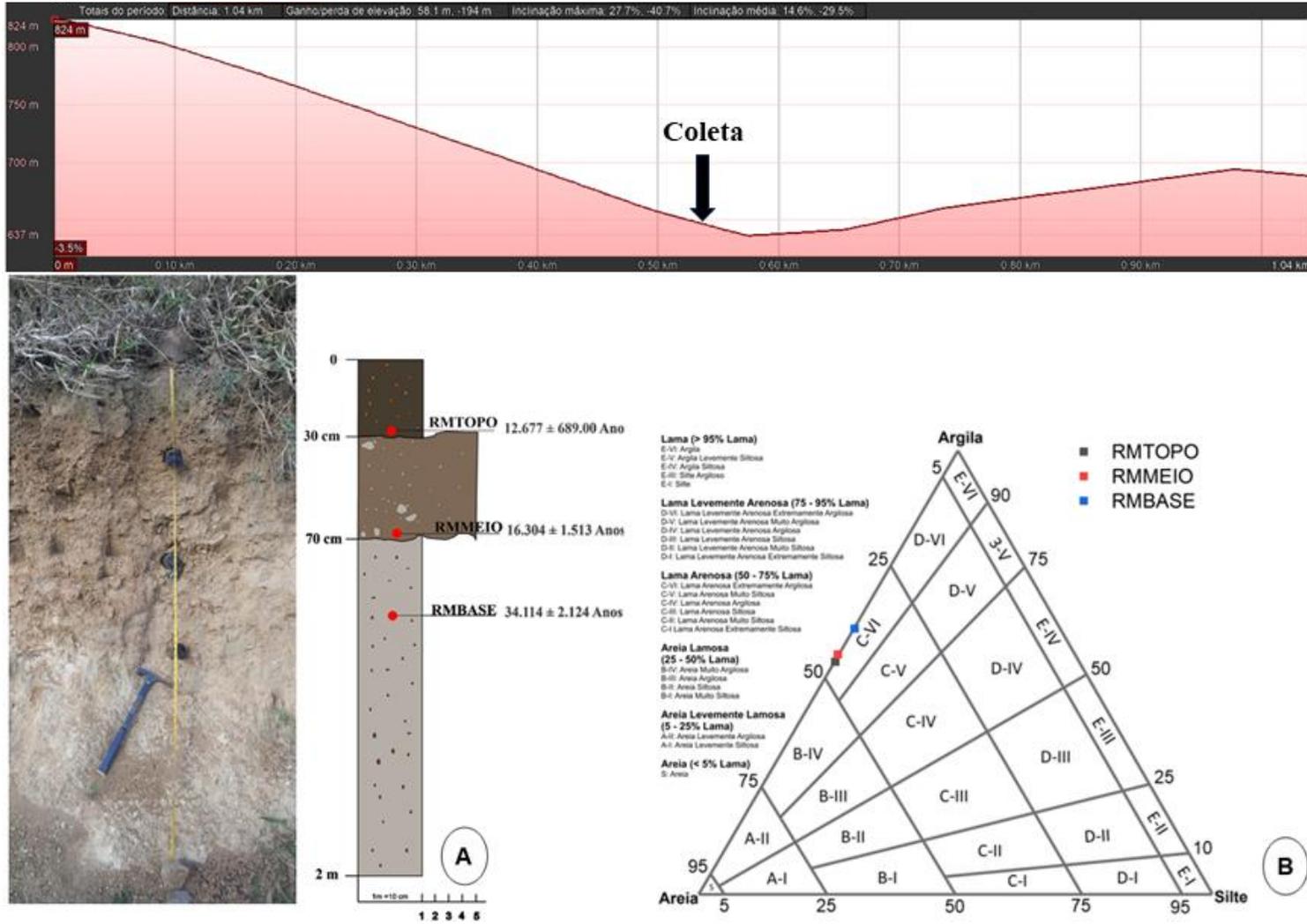


Fonte: O autor (2023).

5.4.2 Ponto 1 – Encosta Coluvial

O ponto 1, referente à encosta coluvial, apresenta um perfil estratigráfico (Figura 44A) com três unidades deposicionais e uma espessura de 2 metros. Todas as camadas apresentam matriz na classe *Lama Arenosa* (50 % a 75% de argila), com textura de lama arenosa extremamente argilosa, de acordo com o diagrama ternário de Flemming (2000) (Figura 44B). A primeira camada, no topo, é representada pela amostra RMTOP0 e exibe uma espessura de 30 cm, com estrutura maciça, proveniente de um fluxo de lama com idade de 12.677 ± 689 anos AP. A segunda camada do perfil refere-se à amostra RMMEIO, com espessura de 40 cm, caracterizando-se como uma cascalheira matriz suportada decorrente de um fluxo de detritos, com idade de 16.304 ± 1.513 anos AP. A terceira e última camada, corresponde à amostra RMBASE, com uma espessura de 1,30 m, estrutura maciça e idade por LOE do feldspato de 34.114 ± 2.124 anos AP.

Figura 44: Em A, perfil estratigráfico do ponto 1 e em B, a espacialização das amostras no Diagrama de Flemming (2000).



Fonte: O autor (2023).

Em termos da geoquímica, no geral, as camadas apresentam uma alta concentração dos elementos mais móveis, como a Sílica (Si) e o Potássio (K) e uma considerável quantidade de Cálcio (Ca) nas amostras RMTPOPO e RMBASE. As camadas exibem também, uma alta concentração de elementos menos móveis como o Alumínio (Al), Ferro (Fe), uma relevante quantidade de Titânio (Ti) e sutil presença de Zircônio (Zr) (Tabela 2). Esse contexto, evidencia que a concentração de alguns elementos móveis é maior do que a dos menos móveis, a exemplo do Potássio. Entretanto, sua alta concentração também pode ser explicada pelas características litológicas da área de estudo, a qual é rica em feldspato potássico.

Tabela 2: Tabela com a quantidade total em porcentagem dos elementos químicos do ponto 1.

Amostras	Elementos Químicos em Porcentagem															
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	CaO	ZrO ₂	Rb ₂ O	MnO	Y ₂ O ₃	Ag ₂ O	V ₂ O ₅	ZnO	SrO	NbO	Eu ₂ O ₃
RMTPOPO	53.447	37.870	5.481	1.994	0.559	0.490	0.040	0.034	0.036	0.004	0	0.025	0	0.016	0.004	0.090
RMMEIO	53.687	37.477	5.105	2.940	0.624	0	0.038	0.040	0.027	0.004	0	0.029	0.006	0.020	0.004	0
RMBASE	53.339	36.835	5.442	3.111	0.566	0.545	0.054	0.035	0.029	0.004	0.016	0	0	0.021	0.004	0

Fonte: O autor (2023).

A partir da aplicação dos índices de RI e CIA observou-se que o ponto 1 apresenta alto amadurecimento geoquímico. Como afirmado por Fonsêca *et al.*, (no prelo), o índice de RI serve para medir a extensão do intemperismo químico a partir da perda da Sílica em relação ao Alumínio, levando em consideração, que o primeiro é móvel durante o tempo enquanto o segundo, imóvel. Assim, os depósitos representados pelas amostras RMTPOPO, RMMEIO e RMBASE, apresentaram valores de 1, 4 (Tabela 3), os quais ao serem plotados no gráfico binário (Figura 45A) indicam que o perfil se encontra muito intemperizado.

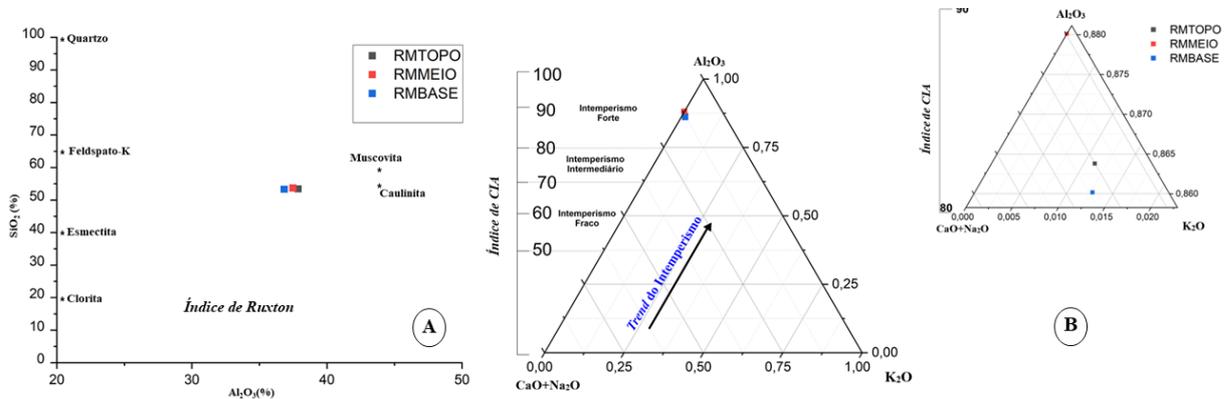
Os resultados do índice de RI coincidem com os do índice de CIA, o qual apresentou valores que ficaram entre 87 e 88 de alteração (Tabela 3). Estando de acordo com o *trend* do intemperismo estabelecido na relação ternária entre o Al₂O₃ - CaO + Na₂O -K₂O, proposta por Nesbitt e Young (1982) e utilizada mais recentemente por Fonseca *et al.*, (2023), indicando um intemperismo forte (Figura 45B). Neste diagrama, nota-se que, em comparação as outras camadas, a amostra RMMEIO apresenta maior alteração química, apresentando valor de 88, o que se evidencia no panorama geral dos elementos químicos do perfil, a ausência do Cálcio nesta camada, indica que o intemperismo foi suficiente para sua remoção.

Tabela 3: Tabela com os valores dos índices de intemperismo químico: Índice Geoquímico de Alteração – CIA e Índice de Ruxton – RI do ponto 1.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
RMTOPO	87,355	1,411
RMMEIO	88,011	1,432
RMBASE	87,126	1,448

Fonte: O autor (2023).

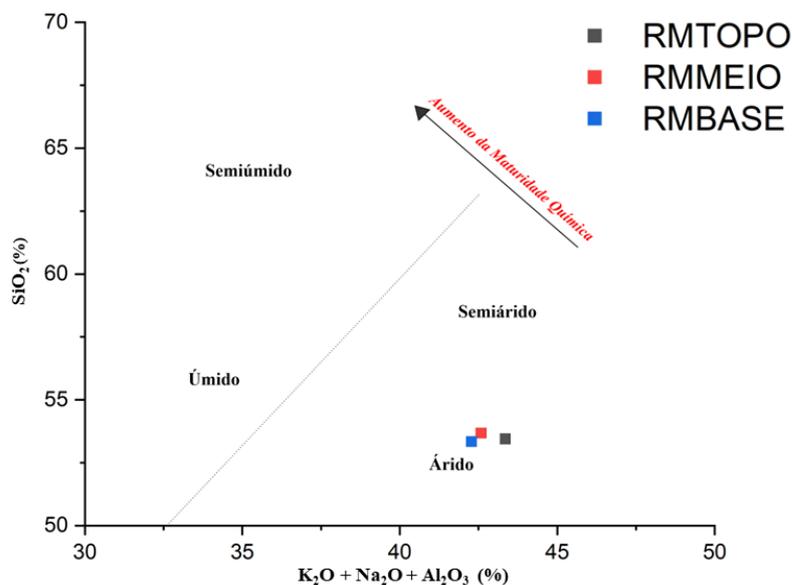
Figura 45: Em A, o gráfico binário com o índice RI e em B, o gráfico ternário com o índice de CIA



Fonte: O autor (2023).

A partir da relação entre $SiO_2 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$ foi possível estabelecer o ambiente deposicional dos sedimentos, os quais estão relacionados a um paleoambiente árido (Figura 46). Este resultado, se distingue dos dados referentes ao índice de CIA e ao RI, os quais evidenciaram uma forte alteração química e um alto grau de intemperismo. Porém, está em acordo com os resultados apresentados por Fonseca *et al.*, (2023), os quais afirmam que este contexto inverso indica que a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio está relacionada às condições ambientais durante a deposição, ou seja, o material analisado sofreu um forte intemperismo químico prévio, mas foi transportado em um ambiente diferente, ambiente árido. No entanto, amostras quimicamente imaturas também podem ter sofrido um transporte em condições climáticas úmidas ou subúmidas.

Figura 46: Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 1, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: O autor (2023).

5.4.3 Ponto 2 – Terraço Fluvial

O ponto 2 corresponde a um terraço fluvial, o qual foi representado estratigraficamente a partir de três fácies, com 3 m de espessura total. Sendo a primeira que vai de 0 até 1, 95 m (Figura 47A), a segunda de 1, 95 m até 2, 50 m (Figura 47B) e a terceira, de 2,50 m a 3 m (Figura 47C). Esta representação dos perfis ocorre devido a uma descontinuidade na área, que impediu a visualização completa em um único perfil, porém, com a obtenção das idades, foi possível estabelecer uma organização cronológica das camadas. Dito isto, na primeira janela estratigráfica foi realizada a coleta em quatro camadas, das quais, em apenas três (P2RM6, P2RM7 e P2RM9) foi possível determinar a granulometria, geoquímica e cronologia.

Em termos texturais, essas unidades litoestratigráficas foram classificadas como *Areia Lamosa* (25% a 50 % de argila) e areia siltosa (B-II), a partir do diagrama de Flemming (2000) (Figura 47D). A camada P2RM6 apresenta uma espessura de 60 a 80 cm com idade de 777.00 ± 44.00 anos AP, enquanto a P2RM7 exibe uma espessura entre 1,00 a 1,10 m com idade de 880.00 ± 42.00 anos AP. Já a camada P2RM9 apresenta espessura que vai de 1,65 a 1,95 m com idade de 1.095 ± 80.00 anos AP. Essa primeira janela estratigráfica exibe várias camadas típicas de planícies aluviais, com acamamento horizontal e estrutura plano-paralela com sedimentos finos (areia e silte) que foram depositados em períodos de enchentes, como também apresenta camadas com granulometria um pouco mais grossa, caracterizando-se como depósito de canal.

A segunda janela, refere-se ao OXBOW 1, a qual apresenta uma espessura entre 1,95 a 2,50 m (Figura 47B). A partir do diagrama de Flemming (2000), o depósito foi classificado como uma Lama *Arenosa* (50% a 75% de argila) com textura de lama arenosa siltosa (C-III) (Figura 47D). Este perfil, exibe um acamamento de estrutura maciça, ou seja, camada espessa e uniforme sem planos de acamamento visíveis, com idade de 1.020 ± 33.00 anos AP. Quanto à terceira janela, esta corresponde ao OXBOW 2, com espessura entre 2,50 e 3 m (Figura 47C), classificada a partir do diagrama de Flemming (2000) como *Lama Arenosa* (50% a 75% de argila) de textura lama arenosa extremamente argilosa (C-VI) (Figura 47D). Assim como a segunda janela (OXBOW 1), esta apresenta estrutura maciça com idade de 2.627 ± 149.00 anos AP. Essas características morfoestratigráficas das três janelas estratigráficas analisadas, evidenciam a presença de lagos em ferradura (*Oxbow Lakes*) representados pelas camadas das amostras OXBOW 1 e OXBOW 2, que indicam antigas fases meandantes do canal. Posteriormente, houve o recobrimento desses antigos lagos por sedimentos de leito representados pelas camadas P2RM6, P2RM7 e P2RM9.

No tocante à geoquímica geral, as camadas apresentam alta concentração de elementos móveis, como a sílica (Si) e o potássio (K) e sutil presença de cálcio (Ca), este último detectado apenas nas camadas P2RM7 e OXBOW 2. Quanto aos elementos imóveis, as camadas exibem alta concentração de alumínio (Al), ferro (Fe), considerável quantidade titânio (Ti) e sutil presença de zircônio (Zr), estando ausente apenas na amostra P2RM6 (Tabela 4).

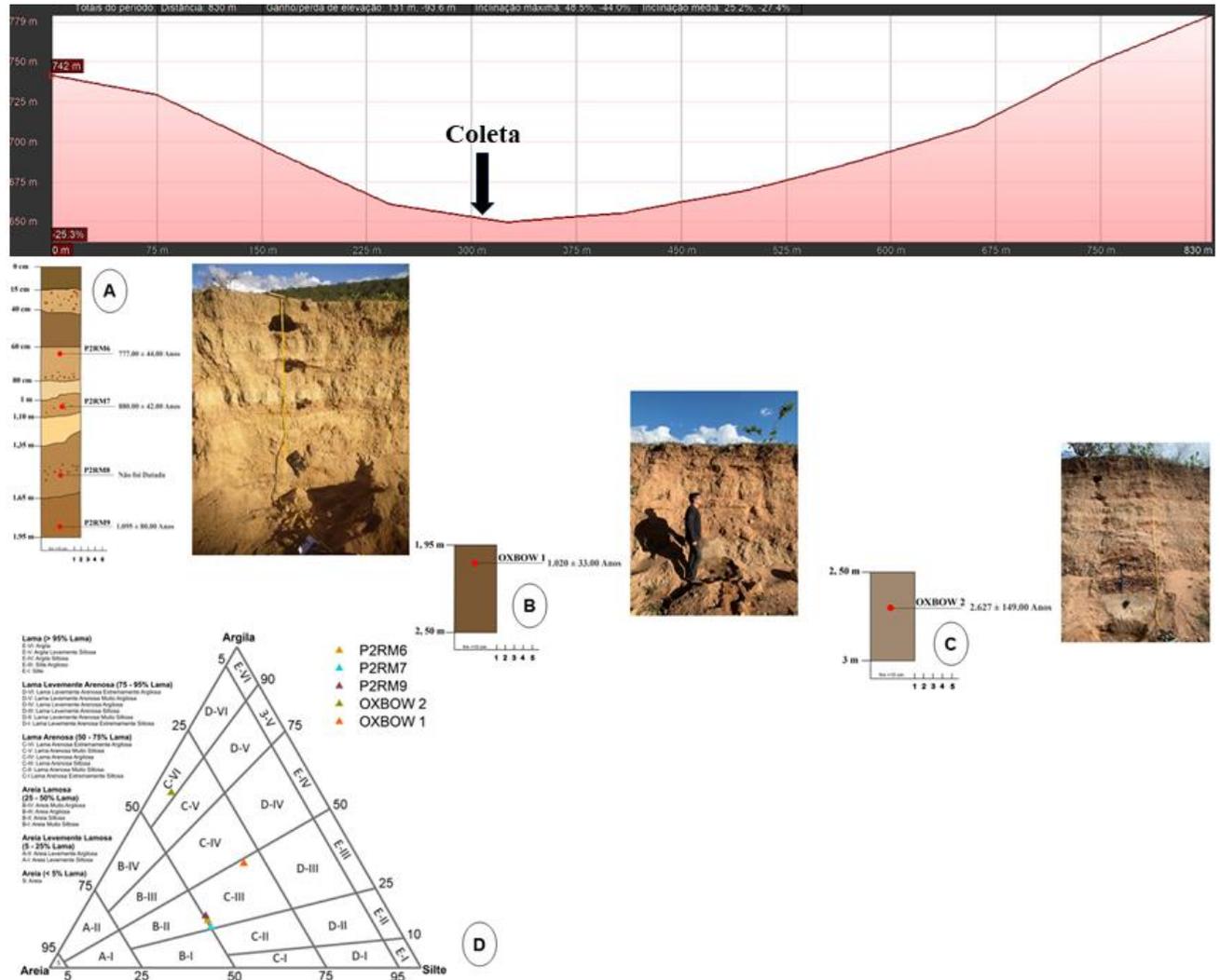
Com base no índice de RI, as camadas encontram-se em um estágio de intemperismo que varia de baixo a moderado, com valores entre 1,7 a 2,4 (Tabela 5). Dos três perfis estratigráficos, a camada P2RM6 apresenta um grau menor de intemperismo, situando-se na posição superior esquerda do gráfico binário (Figura 48A), enquanto as camadas P2RM7, P2RM9, OXBOW 1 e OXBOW 2, ocupam o centro do gráfico.

Tabela 4: Tabela com a quantidade total em porcentagem dos elementos químicos do ponto 2.

Amostras	Elementos Químicos em Porcentagem																	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	CaO	ZrO ₂	Rb ₂ O	PdO	MnO	Y ₂ O ₃	SO ₃	Ag ₂ O	V ₂ O ₅	BaO	ZnO	SrO	Au ₂ O
P2RM6	67.199	27.991	3.605	0.689	0.180	0	0	0.017	0	0	0.002	0.199	0.015	0.008	0	0	0.005	0
P2RM7	61.554	32.474	4.425	1.025	0.199	0.199	0.016	0.023	0	0.015	0.001	0	0.015	0	0.047	0	0.007	0
P2RM9	60.028	33.009	5.755	0.890	0.253	0	0.031	0.020	0	0	0.002	0	0	0.006	0	0	0.007	0
OXBOW 1	58.925	33.603	6.147	0.883	0.246	0	0.037	0.030	0	0.013	0.002	0	0.007	0	0.090	0	0.009	0.007
OXBOW 2	59.111	32.425	6.393	1.257	0.362	0.314	0.063	0.037	0.000	0.017	0.003	0	0	0	0	0.007	0.012	0

Fonte: O autor (2023).

Figura 47: Em A, perfil estratigráfico da primeira fâcie, em B, da segunda e em C, da terceira. Enquanto em D, diagrama de Flemming (2000).



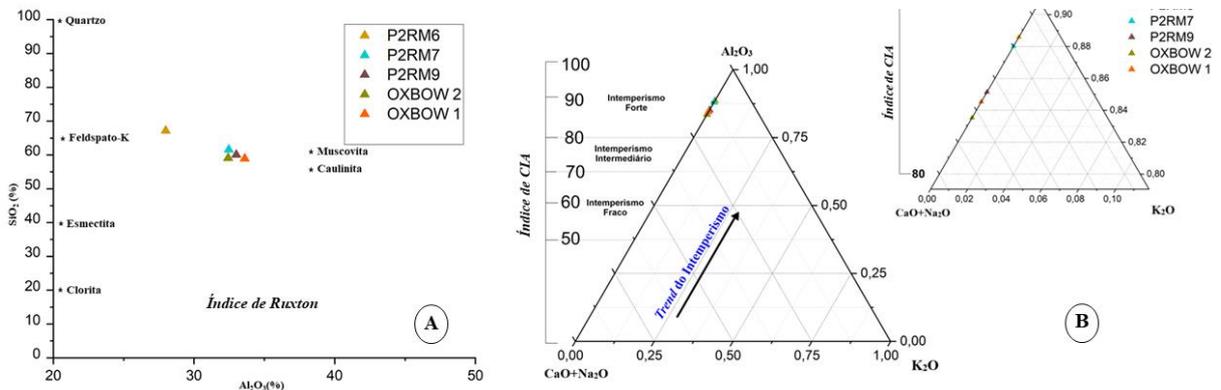
Fonte: O autor (2023).

Tabela 5: Tabela com os valores dos índices de intemperismo químico: Índice Geoquímico de Alteração – CIA e Índice de Ruxton – RI do ponto 2.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
P2RM6	88,590	2,400
P2RM7	88,007	1,895
P2RM9	85,153	1,818
OXBOW 1	83,530	1,823
OXBOW 2	84,535	1,753

Fonte: O autor (2023).

Figura 48: Em A, o gráfico binário com o índice RI e em B, o gráfico ternário com o índice de CIA.

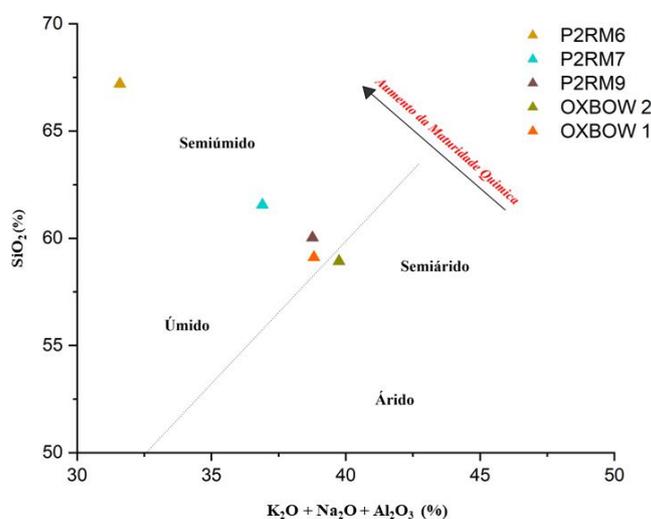


Fonte: O autor (2023).

Entretanto, os dados obtidos a partir do índice de CIA, demonstram um alto grau de alteração química, com valores entre 84 a 88 (Tabela 5), estando em acordo com a tendência do intemperismo estabelecida na relação ternária entre $Al_2O_3 - CaO + Na_2O - K_2O$ (Nesbitt e Young, 1982; Fonseca *et al.*, 2023) (Figura 48B), evidenciando um intemperismo químico forte, distinguindo-se dos valores do RI. Porém, levando em consideração que o índice de RI é baseado na relação entre a sílica e o alumínio, essa discrepância pode ser explicada pela alta concentração da sílica, como evidenciada nos valores gerais dos elementos químicos. Ainda que as camadas apresentem um forte grau de alteração química, evidenciado pelo índice de CIA, não foi o bastante para a lixiviação total da sílica. Somado a isso, pode-se levar em consideração que se trata de um terraço fluvial com camadas geradas a partir da dinâmica de planície de inundação, o qual atualmente encontra-se a aproximadamente 3 m de altura do canal, caracterizando-se como um modelado de denudação, a salvo da dinâmica hidrológica atual.

Quanto à relação entre $\text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ foi possível evidenciar que as camadas foram originadas de um paleoambiente semiúmido (P2RM6, P2RM7, P2RM9 e OXBOW 1) e na transição de semiárido para semiúmido (OXBOW 2) (Figura 49). Esses dados se coadunam com a ideia de que depósitos quimicamente imaturos podem ter sido gerados em ambientes deposicionais úmidos ou semiúmidos, como é o caso das camadas do presente terraço fluvial, o que possivelmente é condicionado pela alta energia e erosividade do transporte próximo às cabeceiras. O índice de RI indicou um grau baixo a moderado de intemperismo químico, a despeito do alto grau de alteração química indicado pelo índice de CIA.

Figura 49: Gráfico binário de paleoambiente evidenciando a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



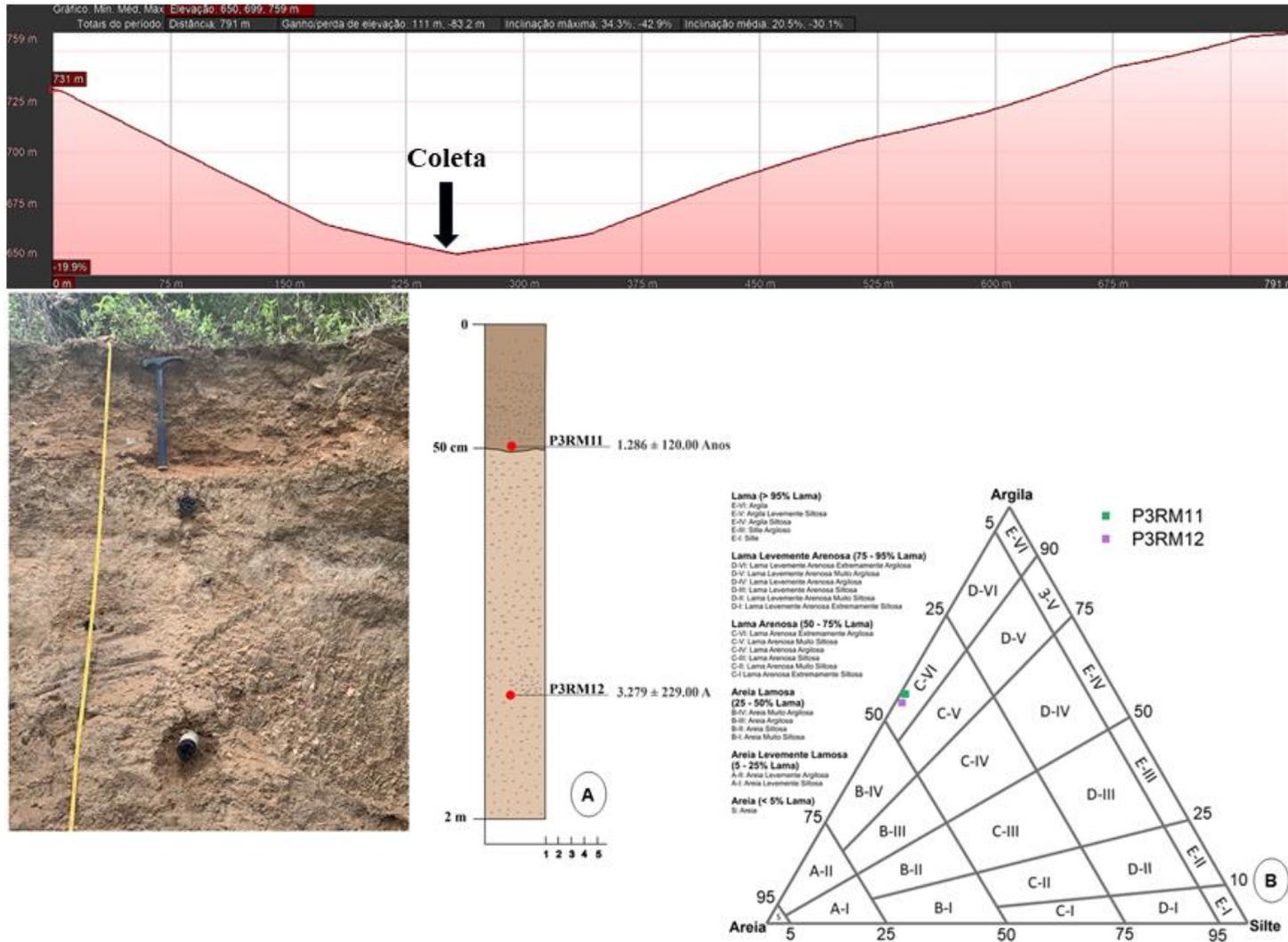
Fonte: O autor (2023).

5.4.4 Ponto 3 – Terraço Alúvio–Coluvial

O ponto 3 corresponde a um terraço alúvio–coluvial, o qual encontra-se localizado na margem oposta ao terraço fluvial do ponto 2. Sua posição na paisagem encontra-se próxima ao leque misto, evidenciando que neste setor há uma combinação tanto dos processos de encosta como dos fluviais. Entretanto, a partir da análise do perfil estratigráfico percebe-se uma maior prevalência dos processos de encosta.

Esta unidade apresenta um perfil estratigráfico com espessura de 2 m composto por duas camadas (Figura 50A). A partir do diagrama de Flemming (2000) as matrizes foram classificadas como *Lama Arenosa* (50% a 75% de argila) de textura lama arenosa extremamente argilosa (C-VI) (Figura 50B). A primeira camada (P3RM11) apresenta espessura de 0 a 50 cm com estrutura maciça e idade de 1.286 ± 120.00 anos AP, depositada por meio de fluxo de lama. Enquanto a segunda camada (P3RM12) exibe uma espessura de 50 cm a 2 m, com estrutura maciça, também depositada através de um fluxo de lama com idade de 3.279 ± 229.00 anos A

Figura 50: Em A, perfil estratigráfico e em B, diagrama de Flemming (2000).



Fonte: O autor (2023).

Em termos geoquímicos, essas camadas apresentam altos teores de elementos móveis como a sílica (Si), potássio (K) e considerável quantidade de Cálcio (Ca), assim como exibiram alta concentração de elementos imóveis, a exemplo do alumínio (Al), ferro (Fe), relevante quantidade de Titânio (Ti) e discreta quantidade de Zircônio (Zr) (Tabela 6). As porcentagens deste perfil assemelham-se às do perfil 1, referente à encosta coluvial. No entanto, se distingue ao apresentar uma quantidade maior de Cálcio (Ca), como também de ferro.

Tabela 6: Tabela com a quantidade total em porcentagem dos elementos químicos do ponto 3.

Amostras	Elementos Químicos em Porcentagem																
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	CaO	ZrO ₂	Rb ₂ O	MnO	Y ₂ O ₃	Ag ₂ O	V ₂ O ₅	BaO	ZnO	SrO	NbO	CuO
P3RM11	53.621	38.722	4.041	2.265	0.444	0.677	0.049	0.023	0.041	0.004	0.008	0	0.076	0.007	0.014	0.002	0.005
P3RM12	53.972	36.677	4.726	2.852	0.680	0.899	0.034	0.027	0.075	0.004	0	0.022	0	0.012	0.018	0.003	0

Fonte: O autor (2023).

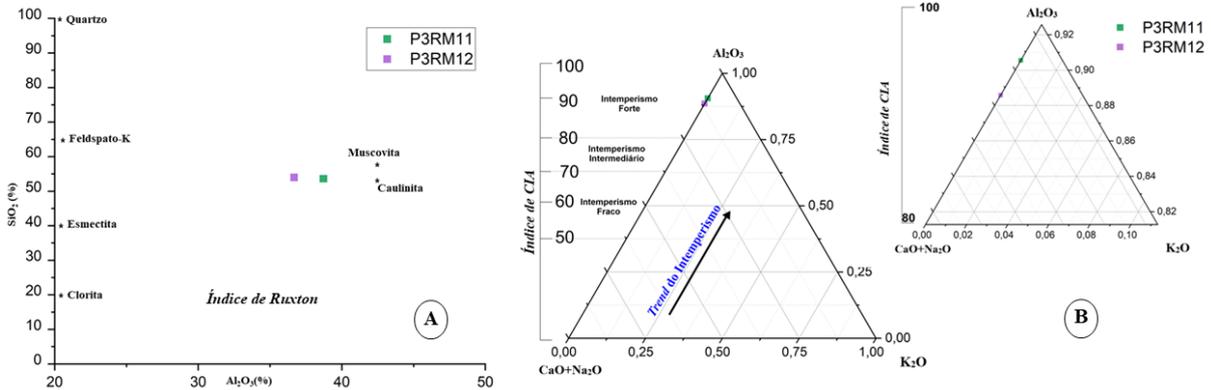
A análise do índice RI (Figura 51A) apresentou valores entre 1,3 a 1,4 (Tabela 7), indicando que as camadas P3RM11 e a P3RM12 estão muito intemperizadas, destacando-se com maior grau de intemperismo, a camada P3RM11. Em concordância com esses dados, o índice de CIA apresentou valores entre 88 e 90 (Tabela 7) confirmando que a camada P3RM11 se encontra em um estágio de amadurecimento geoquímico mais avançado. Os valores de CIA estão de acordo com a tendência de intemperismo (Nesbitt e Young, 1982; Fonseca *et al.*, 2023), a qual evidencia um intemperismo forte (Figura 51B). Embora a camada P3RM11 apresente um maior amadurecimento geoquímico e seja mais jovem em relação à camada P3RM12, a quantidade de elementos móveis como o cálcio e o potássio é distinta. A camada P3RM11 apresenta valores mais baixos de cálcio e potássio em relação à camada P3RM12, o que pode levar a apresentar uma alteração geoquímica maior, mesmo sendo um depósito mais jovem.

Tabela 7: Tabela com os valores dos índices de intemperismo químico: Índice Geoquímico de Alteração – CIA e Índice de Ruxton – RI do ponto 3.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
P3RM11	90,548	1,384
P3RM12	88,583	1,471

Fonte: O autor (2023).

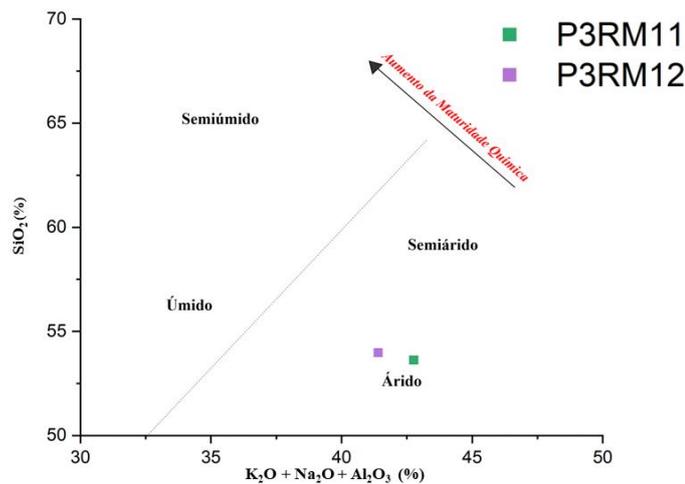
Figura 51: Em A, o gráfico binário com o índice RI e em B, o gráfico ternário com o índice de CIA.



Fonte: O autor (2023).

No que diz respeito ao estabelecimento do paleoambiente de formação, a partir da relação entre $SiO_2 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$, as camadas P3RM11 e P3RM12 estão associadas a um ambiente deposicional árido (Figura 52), comungando com o ambiente de deposicional das camadas do ponto 1 (RMTOPO, RMMEIO e RMBASE), diferenciando-se apenas nas idades das camadas que, no caso do perfil 1, são mais antigas. Quanto à diferença entre esses dados e os resultados dos índices de RI e de CIA, os quais indicaram elevados intemperismo e alteração química, para este caso também pode-se levar em consideração a afirmativa Fonseca *et al.*, (2023) de que este contexto inverso indica que a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio está relacionada às condições ambientais durante a deposição.

Figura 52: Gráfico binário de paleoambiente evidenciando a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: O autor (2023).

5.4.4 DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA - LOE E CORRELAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO - BHRM.

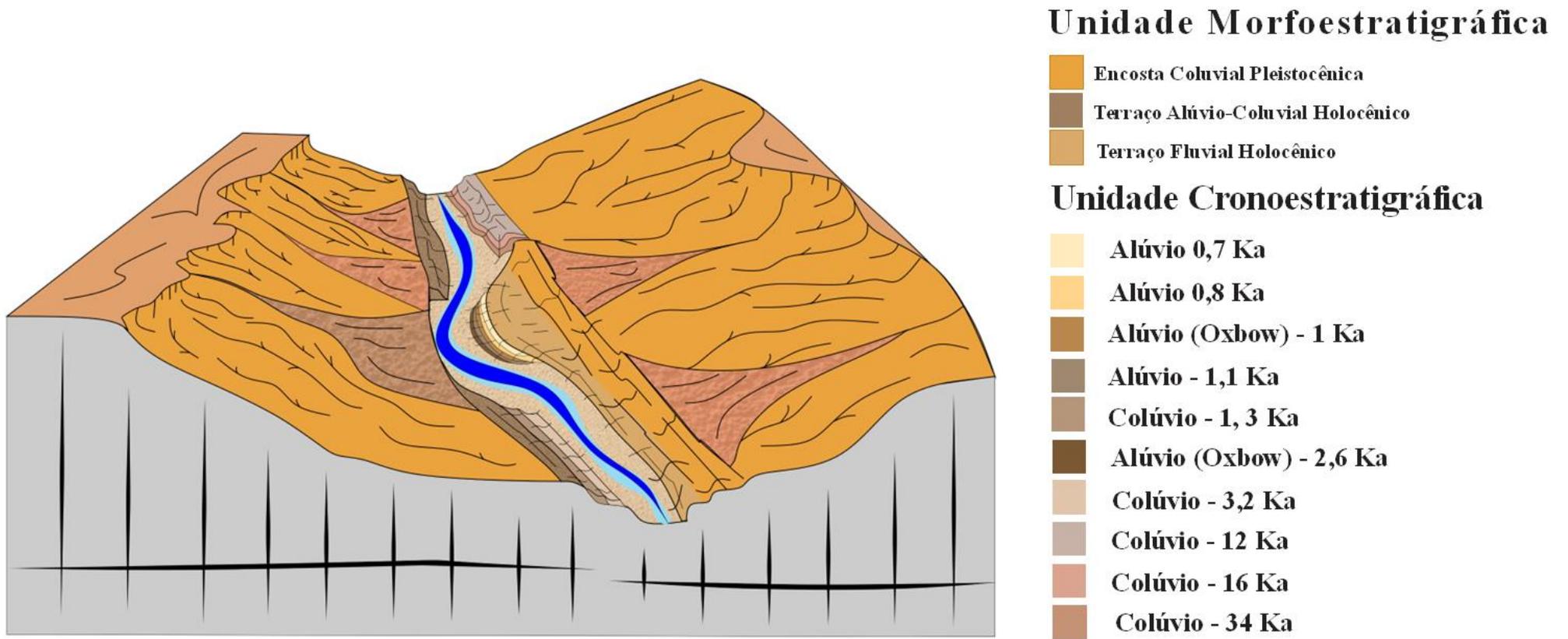
No âmbito da Geomorfologia do Quaternário de ambientes semiáridos, a datação por Luminescência Opticamente Estimulada - LOE a partir da utilização do protocolo SAR e análise dos grãos de quartzo e feldspato de colúvios, teve como precursor no Brasil Corrêa (2001), que, ao utilizá-la em conjunto com a morfoestratigrafia, demonstrou sua relevância para a reconstrução paleoambiental do Nordeste brasileiro, sendo posteriormente utilizada por diversos autores (Mutzenberg, 2007; Silva, 2007; Melo, 2008; Mutzenberg, 2010; Tavares, 2010; Missura, 2013; Silva, 2013; Lima, 2014; Cabral, 2014; Lira, 2014; Galvão, 2019; Lima *et al.*, 2023; Fonseca *et al.*, No prelo).

A datação por LOE a partir da análise dos grãos de feldspato não é muito usual nos trabalhos acadêmicos, devido à problemática do desvanecimento anômalo, perda natural do sinal luminescente em temperatura ambiente. Entretanto, a datação por meio da Luminescência Opticamente Estimulada a partir da análise dos grãos de feldspato realizada nos sedimentos localizados no baixo curso da BHRM, revelou resultados bastante satisfatórios e que comungam com outros registros paleoambientais da região a partir do emprego da LOE.

Neste sentido, as datações obtidas nos sedimentos do baixo curso da BHRM, assinalaram a ocorrência de eventos erosivo-deposicionais no período da transição do Último Máximo Interstadial para o Último Máximo Glacial – UMG (34.114 ± 2.124 anos AP), Último Máximo Glacial – UMG (16.304 ± 1.513 anos AP), na transição Pleistoceno/Holoceno (12.677 ± 689.00 anos AP) e no Holoceno Superior (3.279 ± 229.00 anos AP, 2.627 ± 149.00 anos AP, 1.286 ± 120.00 anos AP, 1.020 ± 33.00 , 1.095 ± 80.00 anos, 880 ± 42.00 anos AP e 777 ± 44.00 anos AP), totalizando três unidade morfoestratigráficas (Figura 53) e 10 registros cronoestratigráficos (Figura 53 e Tabela 8).

Os trabalhos mais recentes de caráter paleoambiental desenvolvidos no Nordeste brasileiro, dentre eles o de Fonseca *et al.*, (No prelo), têm evidenciado uma forte teleconexão com os Isótopos de Oxigênio Marinhos – MIS, eventos Dansgaard-Oeschger e principalmente os eventos Heinrich. Assim, baseado em Fonseca *et al.*, (No prelo), as idades da presente pesquisa foram plotadas em um gráfico que apresenta a correlação de idades de múltiplas fontes e idades de sedimentação continental em relação ao setor Norte do Nordeste do Brasil (Figura 54), com o intuito de averiguar as teleconexões dos sedimentos do baixo curso da BHRM com esses eventos e suas correlações com idades já consagradas no Nordeste brasileiro.

Figura 53: Bloco Diagrama do baixo curso da BHRM destacando as Unidades Morfoestratigráficas e as Unidades Cronoestratigráficas.



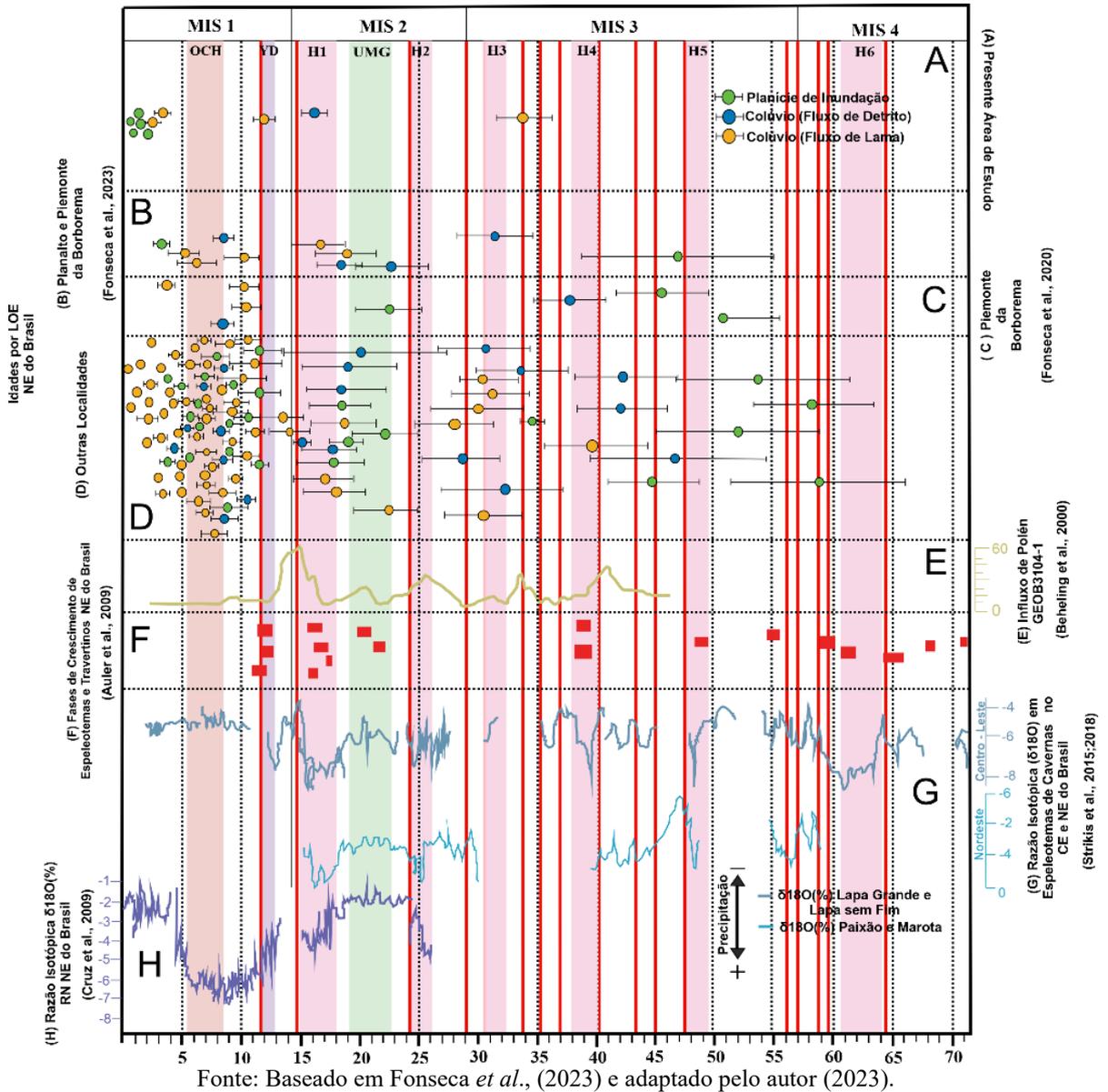
Fonte: O autor (2023).

Tabela 8: Tabela evidenciando o Teor de Isótopos Radioativos, valores da Dose Acumulada, Taxa de Dose Anual e as Idades dos sedimentos.

Amostras	Profundida de (m)	Teor de Isótopo Radioativo			Dose Acumulada (Gy) Eq 1-Linear	Desvio (Gy) Eq 1-Linear	Taxa de Dose Anual (μ Gy/ano)	Desvio (μ Gy/ano)	Idade (anos)	Desvio (anos)
		U-238 (ppm)	Th-232 (ppm)	K-40 (%)						
RMTOPO	0.3	7.53	33.96	5.37	126.45	1.98	9974.30	519.60	12677.00	689.00
RMMEIO	0.9	6.58	34.66	5.38	159.67	12.16	9792.70	521.10	16304.00	1513.00
RMBASE	1	5.95	33.65	5.59	334.44	10.76	9803.50	523.00	34114.00	2124.00
P2RM6	0.6	16.07	108.6	12.61	25.33	1.08	32627.20	1245.90	777.00	44.00
P2RM7	1.1	14.63	151.96	17.81	28.20	0.78	32022.90	1250.20	880.00	42.00
P2RM9	1.95	6.71	63.08	10.85	18.41	0.08	16803.30	1236.80	1095.00	80.00
OXBOW 1	2	15.40	182.04	12.34	44.83	0.23	22417.20	1211.90	1020.00	33.00
OXBOW 2	2.7	7.08	94.73	14.23	58.90	1.07	28105.00	1190.80	2627.00	149.00
P3RM11	0.6	24.09	103.82	11.80	30.63	2.40	23380.00	1203.60	1286.00	120.00
P3RM12	1.55	28.134	56.083	8.676	58.13	0.95	17725.10	1203.60	3279.00	229.00

Fonte: O autor (2023).

Figura 54: Gráfico baseado em Fonseca et al., (2023), o qual segundo os autores, os eventos Dansgaard-Oeschger são indicados por linhas vermelhas verticais (Boers et al., 2018), os Estádios de Heinrich (HS) são marcados por sombreamento rosa (Sanchez Goñi and Harrison, 2010), o Último Máximo Glacial (LGM) é marcado por sombreamento verde (Mix et al, 2001), o Younger Dryas é marcado por sombreamento roxo (Rasmussen et al., 2014) e o Ótimo Climático do Holoceno é marcado por sombreamento bege (Walker et al., 2018).



O setor (A) do gráfico (Figura 54), adaptado pela presente pesquisa, corresponde aos sedimentos da presente área de estudo. Enquanto os outros setores, baseado em Fonseca *et al.*, (No prelo), refere-se a (B) sedimentos datados por LOE no Planalto e no Piemonte da Borborema Fonseca *et al.*, (No prelo) (C) sedimentos datados por LOE no Piemonte da Borborema (Fonseca *et al.*, 2020). (D) sedimentos datados por LOE em outras localidades do NE brasileiro (Bezerra *et al.*, 2008; Corrêa, 2001; Tavares, 2015; Lira, 2014; Mützemberg, 2007; 2010; Lima *et al.*, 2016; Lima *et al.*, 2023; Guergel et al., 2013; Mutzemberg et al., 2013;

Lima *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2021). (E) Influxo de pólen no núcleo marinho GEOB3104-1 (Behelling *et al.*, 2000). (F) fases de crescimento de espeleotemas e travertinos no NE do Brasil (Auler *et al.*, 2009). (G) razão isotópica $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de cavernas no Centro-Leste (CE) e Nordeste (NE) do Brasil (Stríkis *et al.*, 2015, 2018). (H) Razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de cavernas no NE do Brasil (RN = Rio Grande do Norte) (Cruz *et al.*, 2009).

Visto isso, a idade referente ao período de transição entre Último Máximo Interstadial e o Último Máximo Glacial (RMBASE-34.114 \pm 2.124 anos AP), corresponde a um depósito coluvial com características de fluxo de lama. No gráfico (Figura 54), encontra-se dentro do Interstadial do MIS 3, na transição entre o evento Dansgaard-Oeschger 9 (quente) e entrada do evento Heinrich 3 (frio). Sua formação está relacionada a um aumento de precipitação e remobilização de materiais de encosta por fluxo de lama. Em consonância com essa interpretação, um depósito de idade próxima ao do RMBASE foi datado por Fonseca (2018), a qual assinalou para este período um aumento de precipitação com remobilização de elúvio e colúvio associado à teleconexão climática entre um evento Heinrich e o aumento da torrencialidade no Nordeste oriental. Além disso, Mutzemberg (2007), em estudos realizados na Serra da Capivara – Piauí, encontrou depósitos do mesmo período e relacionou sua gênese a um aumento de precipitação após uma fase seca, enquanto a cobertura vegetal ajustava-se às novas condições climáticas torrenciais, culminando na remobilização dos materiais de encosta, tanto por fluxo de detritos como de lama.

A amostra RMMEIO (16.304 \pm 1.513 anos AP) (Tabela 8), encontra-se dentro do Último Máximo Glacial ou Glacial MIS 2, evento Heinrich 1 e, novamente, posterior a um episódio de aquecimento nas altas latitudes do Hemisfério Norte, o evento Dansgaard-Oeschger 2 (Figura 54). Esta amostra é correspondente a um depósito coluvial com características de fluxo de detritos, localizado sobre o depósito do Interstadial MIS 3. De acordo com Fonseca *et al.*, (No prelo), os eventos Heinrich repercutem em períodos de flutuações climáticas abruptas para o Nordeste brasileiro. Assim, a formação do presente depósito está atrelada às condições climáticas mais frias do Último Máximo Glacial, sob eventos pluviométricos de alta magnitude na transição para o evento Heinrich 1, um momento de maior umidade, que desencadeou processos de encostas como fluxo de detritos, conforme assinalado por Mutzemberg (2007), Melo (2008), Tavares (2010), Lira (2014), Galvão (2019) e Fonseca (2018).

A amostra RMTPOPO (12.677 \pm 689.00 anos AP) (Tabela 8), encontra-se entre o *Younger Dryas* e o Ótimo Climático do Holoceno (Figura 54), ou seja, transição Pleistoceno/Holoceno. Refere-se a um depósito coluvial com características de um fluxo de lama, o qual se encontra localizado sobre os depósitos do Interstadial MIS 3 e do Glacial MIS 2. Quanto à sua formação,

está atrelado a uma intensa e rápida reumidificação que ao atingir o semiárido do Nordeste oriental desencadeou processos de coluvionamento, como assinalado por Corrêa (2001). Segundo Mutzenberg (2007) e Galvão (2019), essa intensa e súbita reumidificação sucedeu a fase seca corresponde ao *Younger Dryas*, e até que a vegetação se adaptasse a esta nova configuração ambiental, foi responsável pelo desencadeamento de processos superficiais dominados por fluxos gravitacionais que resultaram em extensa deposição coluvial. Em conformidade com os dados (Figura 54), observa-se no setor (H) uma Razão isotópica de $\delta^{18}O$ em espeleotemas de cavernas no NE setentrional do Brasil (RN = Rio Grande do Norte) (Cruz *et al.*, 2009) correspondente a um aumento da precipitação.

As amostras que sucedem às anteriores são mais recentes e encontram-se no MIS 1 (Figura 54). A amostra P3RM12 (3.279 ± 229.00 anos A) (Tabela 8), corresponde a um depósito coluvial com características de fluxo de lama ocorrido no Holoceno Superior. A entrada no Holoceno Superior no Nordeste brasileiro é caracterizada por vários autores como Corrêa, (2001), Mutzenberg (2007), Lira (2014), Cabral (2014) e Fonseca (2018), pela ocorrência de uma queda na precipitação e variações de temperatura entre fases mais quentes e mais frias. Fonseca *et al.*, (No prelo), afirma que tal cenário climático tem sido compreendido como uma consequência do surgimento de teleconexões entre os controles climáticos do Nordeste do Brasil, o Pacífico tropical e o oceano Atlântico tropical Norte e Sul, com ênfase para os eventos associados à ocorrência de Paleo-ENOS. Segundo Hug *et al.*, (2001), os Paleo-ENOS de alta frequência no Holoceno começaram a ser registradas a partir dos 5.000 anos AP, com picos de atividade entre 3.500 a 2.800 anos AP. Neste sentido, podemos correlacionar o ambiente de formação do presente depósito (P3RM12 - 3.279 ± 229.00 anos AP) aos eventos de Paleo-ENOS, nos quais eventos pluviométricos de baixa recorrência e alta magnitude poderiam ocorrer durante ou logo após fases secas prolongadas.

A amostra OXBOW 2 (2.627 ± 149.00 anos AP) (Tabela 8), corresponde a um depósito fluvial localizado na unidade de um terraço fluvial, suas características evidenciam ser um *Oxbow Lake* ou lago em ferradura, assinalando a existência de um meandro abandonado. A gênese deste depósito está atrelada a uma possível reumidificação ocorrida após o período seco do Paleo-ENSO (3.500 a 2.800), responsável por gerar um maior aporte hídrico ao canal da BHRM. Esta reumidificação também foi assinalada por Silva (2013) em estudos realizado em Fazenda Nova, ao encontrar depósito coluviais com idade de 2.400 a 2.600 anos AP. Neste sentido, este período de reumidificação não só repercutiu no ambiente de encosta, como também no ambiente fluvial, no caso do baixo curso da BHRM, desencadeando uma dinâmica meândrica no canal.

Ainda dentro do Holoceno Superior, a amostra P3RM11 (1.286 ± 120.00 anos AP) (Tabela 8), corresponde a um depósito coluvial localizado sobre o colúvio da amostra P3RM12 (3.279 ± 229.00 anos AP). Este depósito também é caracterizado como um fluxo de lama e tem sua gênese a partir da reumidificação ocorrida no segundo Ótimo Climático do Holoceno (2.200 a 1.000 anos AP). Tal reumidificação também foi registrada por Mutzenberg (2010) no riacho do Boqueirão da Pedra/Serra da Capivara – Piauí. O autor assevera que este regime de reumidificação teria ocorrido de maneira menos intensa e com uma abrangência mais regional causando episódios de deposição de leques aluviais que remobilizaram mantos de intemperismo mais friáveis e profundos formados durante a estabilização do Holoceno Médio. Neste contexto, no baixo curso da BHRM, destaca-se a remobilização de materiais coluviais por fluxos de lama.

Ainda dentro do segundo Ótimo Climático do Holoceno e na mesma unidade estratigráfica (Terraço fluvial), encontra-se as amostras OXBOW 1 (1.020 ± 33.00 anos AP) e a amostra P2RM9 (1.095 ± 80.00 anos AP) (Tabela 7). A OXBOW1 corresponde a outro *Oxbow Lake*, evidenciando um outro pico de reumidificação com formação de meandro enquanto a amostra P2RM9, apresenta características de um depósito de leito, cuja gênese parece estar atrelada à mesma fase úmida do OXOBOW 1. Quanto às amostras mais jovens datadas, estas também estão no terraço fluvial, referem-se a P2RM 7 (880 ± 42.00 anos AP) e P2RM6 (777 ± 44.00 anos AP) (Tabela 8). Ambas correspondem a depósitos de leito evidenciando picos de umidade dentro do canal atrelados à dinâmica climática mais recente com chuvas torrenciais sazonais, causando cheias-relâmpago momentâneas e aumento no poder erosivo e deposicional, podendo ser correlacionados à dinâmica de El Niños contemporâneos (Lira, 2014; Barros, 2018).

5.4.5 INTERPRETAÇÃO EVOLUTIVA DA PAISAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO DO MEIO A PARTIR DA ANÁLISE DOS PARÂMETROS MORFOLÓGICO, MORFOMÉTRICOS, MAPEAMENTO FLUVIAL, GEOQUÍMICA E MORFOESTRATIGRÁFICA.

Com base nos resultados obtidos a partir das análises elencadas, foi possível estabelecer uma interpretação evolutiva probabilística da BHRM, com enfoque em seu baixo curso. Neste sentido, a partir da reativação pós-cretácea da Zona de Cisalhamento Pernambuco a área de estudo foi afetada por um regime deformacional de caráter transpressivo, evidenciando a combinação entre cisalhamento simples, tensão vertical e tensão horizontal.

Este caráter estrutural transpressivo foi responsável por desencadear o alçamento do divisor de drenagem que separa o baixo curso da BHRM do Rio Ipanema, causando

desnivelamentos de blocos representado pelas anomalias de drenagem, levando à geração de espaços de acomodação e repercussão no rearranjo fluvial, com a formação de um cotovelo de drenagem, cujo trecho invertido foi capturado por canais paralelos ao Ipanema, formando o Riacho do Meio. Somado a isso, em escala dos afloramentos de rocha, houve repercussão de fraturamentos superficiais que favoreceram o avanço do intemperismo e maior erodibilidade da paisagem.

Esta configuração morfoestrutural propiciou um contexto geomorfológico com grande relação encosta-canal, como bem evidenciado pelo mapeamento fluvial, assinalando a presença de leques coluviais, leque misto, terraço alúvio-coluvial e terraços fluviais. Estas unidades fora do canal mostram que a área evoluiu sob dinâmicas climáticas passadas, que, possivelmente atuaram apropriando-se das fraquezas das rochas fraturadas, permitindo um maior avanço do intemperismo e facilitando os processos erosivos-deposicionais encosta-canal, até chegar às condições climáticas atuais assinaladas pelas unidades dentro do canal, como as barras centrais.

Este contexto geomorfológico iniciou com a presença de um vale em V, que passou a ser preenchido por materiais coluviais, cuja entrada se deu em formatos de leques coluviais, na transição do Último Máximo Interstadial para o Último Máximo Glacial até a transição Pleistoceno/Holoceno, desencadeados por mudanças climáticas abruptas entre períodos secos e úmidos que condizem com as transições entre os eventos Dansgaard – Oeschger 9 para o Heinrich 3, como também para o evento Heinrich 1, além da transição entre o *Younger Dryas* e o Ótimo Climático do Holoceno.

Posteriormente, há um hiato sedimentar existente entre a transição Pleistoceno/Holoceno e o Holoceno Superior, o qual pode estar relacionado ao extenso período úmido que teve início no UMG e intensificou-se a partir da transição Pleistoceno/Holoceno durando até o Holoceno Médio, responsável por desencadear a estabilização da vegetação e condicionar a pedogênese em detrimento da morfogênese nas encostas, o que propiciou maior amadurecimento e alteração geoquímica, como evidenciado pela análise dos índices geoquímicos, assim como desencadeou um maior volume e constância hídrica no canal, o que fez prevalecer o transporte fluvial sedimentar, não havendo registros deposicionais deste período.

No Holoceno Superior, ocorre uma queda na umidade, e o clima torna-se mais seco, intercalando entre semiaridez severa e moderada. Neste contexto, com a vegetação mais esparsa e o solo desprotegido, ocorre a prevalência da morfogênese desencadeando novos eventos deposicionais de encosta, como exemplificado pela amostra P3RM12 (3.279 ± 229.00 anos AP), relacionada a eventos Paleo-ENOS que alternaram fases secas extremas com eventos

pluviométricos de alta magnitude e baixa recorrência durante ou na transição entre os episódios secos e o retorno às condições normais. Após este período seco, ocorreu uma reumidificação que repercutiu no comportamento fluvial meandrante, formando o primeiro lago em ferradura representado pela amostra OXBOW 2 (2.627 ± 149.00 anos AP).

Posteriormente, novos picos de reumidificação, influenciados pelo segundo Ótimo Climático do Holoceno (2.200 a 1.000 anos AP), são registrados entre 1.200 a 1.000 anos AP, causando a deposição de materiais de encosta (amostra P3RM11 - 1.286 ± 120.00 anos AP), como também trazendo repercussões no ambiente fluvial, com a deposição de leito (amostra P2RM9 - 1.095 ± 80.00 anos AP) e formação de outro lago em ferradura (amostra OXBOW 1 - 1.020 ± 33.00 anos AP), ambos depósitos cronocorrelatos. Após os 1.000 anos AP, o ambiente fluvial do baixo curso da BHRM é marcado por deposição de carga de fundo e enchentes (amostras P2RM7-880 ± 42.00 anos AP e P2RM 6 - 777 ± 44.00 anos AP) e pela fase final de incisão com deposição de barras.

6 CONCLUSÕES

A análise morfológica e morfométrica constata que a Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio exibe um forte controle morfoestrutural influenciado pelas reativações pós-cretáceas da Zona de Cisalhamento Pernambuco, que no contexto da área de estudo repercutiu em esforços tectônicos de caráter transpressivo.

O mapeamento fluvial apresentou morfologias fluviais atípicas para ambientes semiáridos, influenciadas pelo contexto morfoestrutural da área de estudo, evidenciando um possível rearranjo fluvial e a criação de espaço de acomodação causando o entrincheiramento dos sedimentos que passaram a ser modelados pela dinâmica climática quaternária resultando na atual configuração fluvial.

A análise morfoestratigráfica assevera que a dinâmica climática quaternária no baixo curso da BHRM iniciou durante a transição do Último Máximo Interstadial para o Último Máximo Glacial – UMG, chegando a uma reumidificação intensa durante a transição Pleistoceno/Holoceno e adentrando a períodos mais secos no Holoceno Superior assinalando teleconexões com os eventos Heinrich e Dansgaard - Oeschger. Tal dinâmica desencadeou o amadurecimento geoquímico dos materiais sedimentares, assim como processos erosivo-depositacionais no setor de encosta, provocando o transporte de materiais coluviais por fluxos de detritos e de lama, assim como no ambiente fluvial, por dinâmica de enchente e de canal, hora semiárido, hora mais compatível com regime perene.

Os registros cronoestratigráficos permitiram reconstruir o quadro climático da Bacia Hidrográfica do Riacho do Meio, evidenciando uma variação entre fases secas e úmidas no Último Interstadial, Último Máximo Glacial e transição Pleistoceno/Holoceno, onde houve uma reumidificação que durou até o Holoceno Médio (Ótimo Climático do Holoceno). A entrada no Holoceno Superior foi marcada por uma queda de umidade e a prevalência de uma semiaridez variando de severa a moderada.

Tais registros, contribuem para o aprofundamento da compreensão da gênese dos conjuntos morfoestratigráficos fluviais e de encosta sob condições semiáridas do Planalto da Borborema, como também corroboram o comportamento hidrológico da área de estudo, fornecendo material básico para o assessoramento na gestão e manejo dessas unidades de paisagem, como também para o gerenciamento dos recursos hídricos e ocupação das terras.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. São Paulo: **Ateliê editorial**, 2003. 159 p.
- AB'SABER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, São Paulo, v. 3, p.45-48, 1967.
- AB'SABER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. 7 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011, p.71-106.
- 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.40, 1969.
- AB'SABER, A. N. Posição das superfícies aplainadas do Planalto Brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, São Paulo, v.5, n.3, p.52-54, 1960.
- AIN, M.; ANKJAERGAARD, C. Towards a non-fading signal in feldspar: insight into charge transport and tunnelling from time-resolved optically stimulated luminescence. **Radiation Measurements**. v. 46, pp. 292 – 309, 2011.
- AITKEN, M.J., 1998, An Introduction in Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon- Stimulated Luminescence: Oxford, UK, **Oxford University Press**, 267 p.
- ALMEIDA, J. D. M. (Des)conectividade da Paisagem e Compartimentação Fluvial na Bacia do Riacho Grande, Sertão Central Pernambucano. **Dissertação de Mestrado**: Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2017.
- ALMEIDA, J. D. M; Dinâmica fluvial no sertão central pernambucano: morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande. **Tese de Doutorado**: Universidade Federal de Pernambuco, Recife, p167, 2021.
- ANDREOLI, R.V; KAYANO, M.T. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over northeastern Brazil. **International Journal of Climatology**, 26: 1895 – 1912, 2006.
- ASFORA, V. K. Contribuição metodológica para datação de seixos e sedimentos integrando termoluminescência, espectroscopia RPE e luminescência opticamente estimulada. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Tecnologias Energéticas e Nucleares), 157 p., 2014.

AULER, A. S; SMART, P. L; WANG, X; PILO, L. B; Edwards, R. L.; Cheng, H. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. **Geomorphology**, 2009, 106: 142 – 153.

AZAMBUJA, R. N. Dinâmica superficial em uma bacia de drenagem semiárida: um estudo de caso da bacia do riacho Salgado – PE. **Tese de Doutorado**: Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.

BARROS, A. C. M. Tipologia e Dinâmica de Paisagens Não Canalizadas no Nordeste Semiárido. **Tese de Doutorado**: Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2018.

BECKER R. A; TIKOFF, B; RILEY, P. R; IVERSON, N. R. Preexisting fractures and the formation of an iconic American landscape: Tuolumne Meadows, Yosemite National Park, USA. **GSA Today** 24: 4–10, 2014.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climatic dynamic in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v.19, n.10, p.981-994, 2000.

BEHLING, H.; HOOGHMESTRA, H. Neotropical savanna environments in space and time: late Quaternary interhemispheric comparisons. In: MARKGRAF, V. **Interhemispheric climate linkages**. San Diego, Ca: Academic Press, p.307-323, 2001.

BULLARD, J. Dryland landscapes. Published by **Royal Geographical Society** (with the Institute of British Geographers), v. 34, n. 1, p. 1-12, 2002.

BUYLAERT, J.P., MURRAY, A.S., THOMSEN, K.J., JAIN, M., 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. **Radiation Measurements**, v. 44, pp. 560 - 565, 2009.

CABRAL, C. J. Caracterização paleoclimática e paleoambiental do campo de dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para a reconstrução do submédio São Francisco. **Dissertação de Mestrado**: Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 152p, 2014.

CARVALHO, Iasmin Teles. Geomorfologia da paisagem através da quimioestratigrafia dos depósitos de encosta e fluviais do maciço da Serra Negra e áreas circunvizinhas, Sergipe. Universidade Federal de Sergipe, Itabaiana, **Dissertação de Mestrado** (Ciências Naturais), 112 p., 2022.

CHAVES, R.R; CAVALCANTI, I.F.A. Atmospheric Circulation Features Associated with Rainfall Variability over Southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review** 129, 2614 – 2626, 2001.

CLARK, G; LEVERINGTON, D; TELLER, J.; Dyke, A. Superlakes, megafloods, and abrupt climate change. **Science**, 301:922-923, 2003.

CLARK, P. U; DYKE, A. S; SHAKUN, J. D; CARLSON, A. E; CLARK, J; WOHLFARTH, B; MITROVICA, J. X; HOSTETLER, S. W; MCCABE, A. M. The Last Glacial Maximum. **Science**, 325(5941):710–714, 2009.

COLETTI, A. J; DECONTO, R. M; BRIGHAM-GRETTE, J; MELLES, M. A. GCM comparison of Pleistocene super-interglacial periods in relation to Lake El'gygytgyn, NE Arctic Russia. **Climate of the Past**. 11(7):979–989, 2015.

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

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfolgia E Morfoestrutura Do Planalto Da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), p.35-52, 2010.

CORRÊA, A.C.B; FONSECA, D.N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do rio preto, serra do espinhaço meridional – MG. **Revista de Geografia**, Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, set, 2010.

CORRÊA, Antônio Carlos De Barros; et al. The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: *The Physical Geography of Brazil*. **Springer**, Cham, 2019. p. 119-150.

CORRÊA, I. C. S. Variações Climáticas no Quaternário. **E-Book**. Porto Alegre: CECO/PGGM/IGEO/UFRGS. Edição do autor, 2021.

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

CURTI, D. K. Tipologia e origem das fraturas sub-horizontais em basaltos da Formação Serra Geral, São Paulo, 2011. **Dissertação de Mestrado**. Universidade de São Paulo – USP.

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.

DARBY, D.; BISCHOF, J; CUTTER, G; VERNAL, A; HIIRE-MARCEL, C; DWYER, G; MCMANUS, J; OSTERMAN, L; POLYAK, L; POORE, R. New record shows pronounced changes in Arctic ocean circulation and climate. **EOC**, 892(49):601-607, 2001.

DIBIASE, R. A; ROSSI, M. W; NEELY, A. B. Fracture density and grain size controls on the relief structure of bedrock landscapes. **Geology** 46: 399–402, 2018.

DÜHNFORTH, M; ANDERSON, R. S; Ward D; Stock, G. M. Bedrock fracture control of glacial erosion processes and rates. **Geology** 38: 423–426, 2010.

DULLER, G. A. T. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. **Radiation Measurements**, v. 37 pp. 161- 165, 2003.

DULLER, G. A. T. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances, **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n.2, pp. 183 - 192, 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.

FELIS, T.; LOHMANN, G; Kuhnert, H; Lorenz, S.J; Scholz, D; Pätzold, J; Al-Rousan, S.A; Al-Moghrabi, S.M. Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period. **Nature**. 429:164-168, 2004.

FERREIRA, A.G; MELLO, N.G.S. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes Sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**, vol.1, nº 1, p 15, 2005.

FLEMMING, B.W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis ternary diagrams. **Continental Shelf Research**, n. 20, p. 1125-1137, 2000.

FOLK, R. L.; WARD, W. Brazos. 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; TAVARES, B. A. C; LIRA, D. R; BARROS, A. C. M., MÜTZENBERG, D. S. Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface, Processes and Landforms**. 45(14):1-15, 2020.

FONSECA, 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. **No prelo**.

FONSÊCA, D.N. Evolução Geomorfológica e Sedimentação Quaternária no Setor Oriental do Piemonte da Borborema. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 195 p. 2018.

FONSÊCA, D.N., CORRÊA, A.C.B., LIRA, D.R., TAVARES, B.A.C. Chemical, physical and mineralogical attributes as markers in the identification of depositional events in the Eastern Northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Science**. 104:1-14, 2020.

FONSÊCA, D.N., CORRÊA, A.C.B; TAVARES, B.A.C; LIRA, D.R; BARROS, A.C.M; MÜTZENBERG, D.S. Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface, Processes and Landforms**. 45(14):1-15, 2020b.

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; CORRÊA, A.C.B; LIRA, D.R; TAVARES, B.A.C. Chemical, physical and mineralogical attributes as markers in the identification of depositional events in the Eastern Northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Science**. 104:1-14, 2020a.

FRISSEL, C. A.; LISS, W. J.; WARREN, C. E.; HURLEY, M. D. A Hierarchical Framework for Stream Habitat Classification: Viewing Streams in a Watershed Context. **Environmental Management**, v. 10, n. 2, p. 199-214, 1986.

GAGAN, M. K. G; HENDY, E. J; HABERLE S. G; HANTORO; W. S; Post-glacial evolution of the Indo-Pacific Warm Pool and El Niño-Southern oscillation, **Quaternary International**, Volumes 118–119, 2004, Pages 127-143, ISSN 1040-6182.

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

GALVÃO, D. C. Evolução do Paleoambiente e da paisagem quaternária no sudeste do Piauí. **Tese de Doutorado**: Universidade Federal de Pernambuco, Recife, pag145, 2019.

GALVÃO, D. C. Reconstrução paleoambiental a partir dos colúvios do entorno da lagoa do Puiú, município de Ibimirim – Pernambuco, Recife (PE). Recife, PE. 2012. 127f. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2012.

GONÇALVES, R. B., Fonseca, D. N., & Correa, A. C. de B. Padrões de Fotolineamentos Aplicados à Análise Morfoestrutural da Bacia do Rio Mamanguape, Paraíba. **Revista Do Departamento De Geografia**, v 34, 43-54 p, 2017.

GOUDIE, A. Arid and semi-arid geomorphology. Cambridge: **Cambridge University Press**, 2013. 454 p.

GRAF, W. L. Fluvial Processes in Dryland Rivers. Berlim: **Springer**, 1988.

GROTHER, P. R; COBB, K. M; LIGUORI, G; DI LORENZO, E; CAPOTONDI, A; LU, Y. Enhanced El Niño–Southern oscillation variability in recent decades. **Geophysical Research Letters**, 46, 2019.

GUPTA, A. Tropical Geomorphology. Cambridge: **Cambridge University Press**, 2011.

HACK, J. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HASTENRATH S. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. **Progress in Oceanography**, 70, 407–415.

HAUG, G. H; HUGHEN, K. A; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C; RÖHL, U. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. **Science**, 293:1304-1308, 2001.

HEINRICH, H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. **Quaternary Research**, 29:142-152, 1988.

HUGHEN, K. A; OVERPECK, J. T; LEHMAN, S. J; KASHGARIAN, M; SOUTON, J; PETERSON, L. C; ALLEY, R; SIGMAN, D. M. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. **Nature**, 391(6662):65-68, 1998.

HUGHES, D.A; SAMI, K. Transmission losses to aluvium and associated moisture dynamics in a semi-arid ephemeral channel system in southern Africa. **Hydrological Processes**, v 6, 45–53 p, 1992.

HUNTLEY, D.J., LAMOTHE, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. **Canadian Journal Earth Science**, v.38, pp. 1093 – 1106, 2001.

JILLAVENKATESA, A., DAPKUNAS, S.J., LUM L.H.; GOETZEL, G.C. (2001). Particle size characterization, NIST recommended practice guide. **Special publication**.

KNOX, J.C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. **Annals of the Association of American Geographers**. 62(3):401-410, 1972.

KOUTAVAS, A; LYNCH-STIEGLITZ, J; MARCHITTO Jr, T. M; SACHS, J. P. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. **Sciences**, 297:226-230, 2002.

LEBEDEVA, M. I; BRANTLEY, S. L. Weathering and erosion of fractured bedrock systems. **Earth Surf. Process. Landforms**, 42: 2090–2108. doi: 10.1002/esp.4177, 2017.

LEE-THORP, J. A; HOLMGREN, K; LAURITZEN, S. E; LINGE, H; MOBERG, A; PARTRIDGE, T. C; STEVENSON, C; TYSON, P. D. Rapid climate shifts in the southern African interior Thought the mid to late Holocene. **Geophysical Research Letters**, 28(23):4507-4510, 2001.

LI, B.; LI, S. H. Luminescence dating of K-feldspar from sediments: A protocol without anomalous fading correction. **Quaternary Geochronology**, v. 6, pp. 468 – 479, 2011.

LI, B.; LI, S.H. Investigations of the dose-dependent anomalous fading rate of feldspar from sediments. **Journal of Physics D-Applied Physics** v. 41, 2008.

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

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

LIMA, F. J; CORRÊA, A. C. B; LIMA, G. G; MARÇAL, M. S; PAISANI, J. C; PONTELLI, M. E. Late Quaternary Geomorphological evolutionary dynamics of the Araripe sedimentary Plateau, Northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. 124:1-13, 2023.

LIMA, M.G.C; GIRÃO, O. Considerações teóricas sobre a dinâmica superficial em ambientes tropicais áridos e semiáridos: Aplicação ao semiárido do nordeste brasileiro. **Espaço Aberto**, Rio de Janeiro, V. 10, N.2, p. 9-26, 2020.

LIRA, D. R. Evolução geomorfológica e paleoambiental das bacias do riacho do pontal e GI-8 no sub-médio São Francisco/PE. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 234 p., 2014.

LIU, C. C. Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro. Universidade de São Paulo, São Paulo, **Tese de Doutorado (Geologia)**, 175 p., 1984.

MABESOONE, J. M. Sedimentologia. Recife: **Editora Universitária**, 1983.

MAHAN, S. A; RITTENOUR, T. M; NELSON M. S; ATAEE, N; BROWN, N., et al. Guide for interpreting and reporting luminescence dating results. **Geological Society of America Bulletin**, v 2, 24 p, 2022.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo do Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n.1, p.133-147, 2014.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar, nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.15, n.1, p.61-74, 2014.

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.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordeste. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, p. 32-42, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento. **Revista de Geografia** (Recife), v.27, p.6-19, 2010.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. Condicionamento Estrutural do Relevo do Nordeste Setentrional Brasileiro. **Revista Mercator**, Fortaleza, v.13, n. 1, p. 127-141, 2014.

MAIA, R.P; BEZERRA, F.H.R. Potiguar Basin: Diversity of Landscapes in the Brazilian Equatorial Margin. In: Vieira B., Salgado A., Santos L. (eds) Landscapes and Landforms of Brazil. World Geomorphological Landscapes. **Springer**, Dordrecht, 2015.

MARSHAK, D. S; THOMSON, S. Geological implications of Valley Rebound. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 10: 961 – 978, 1973.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7,000 years recorded in beach-ridge plains associate dwith rivermouths: example from the central Brazilian coast. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.99, p.119-160, 1992.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, M. J. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica dos deltas brasileiros. **Boletim de Geociências – USP**, publicação especial, v.15, p.1-186, 1993.

McKEEVER, S. W. S. Thermoluminescence of solids. Cambridge: **Cambridge University Press**, 1985.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, v. 284, p. 241-254, 1984.

MELLES, M; BRIGHAM-GRETTE, J; MINYUK, P.S; NOWACZYK, N.R; WENNRICH, V; DECONTO, R.M; ANDERSON, P.M; ANDREEV, A.A; COLETTI, A; COOK, T.L; HALTIAHOVI, E; KUKKONEN, M; LOZHKIN, A; V; ROSEN, P; TARASOV, P; VOGEL, H; WAGNER, B. 2.8 Million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. **Science**, 337(6092):315–320, 2012.

MELO, J. S. Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: uma análise e abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos colúviais. Recife, PE. 2008. 126f. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2008.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA. **Diagnóstico do Município de Pesqueira**.

MISSURA, R. Bacia do riacho Pioré/PE: análise morfotectônica e morfoestratigráfica. Recife, PE. 2013. 196f. **Tese de Doutorado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

MIX, A.C; Morey, A.E; Piasias, N.G; Hostetler, S.W. Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature. **Paleoceanography**, 14:350-359, 1999.

MONTEIRO, K. A. Análise Geomorfológica da Escarpa oriental da Borborema a partir da Aplicação de Métodos Morfométricos e Análises Estruturais. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 222 p., 2015.

MONTEIRO, K. A. Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais. Recife, PE. 2015. 223f. **Tese de doutorado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

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**, v. 103, p. 1-28, 2020.

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**. 103:1-15, 2020.

MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. **GSA Bulletin**, v. 109, n. 5, p. 596-611, 1997.

MORTHEKAI, P., JAIN, M., MURRAY, A.S., THOMSEN, K.J., BOTTER-JENSEN, L. Fading characteristics of martian analogue materials and the applicability of a correction procedure. **Radiation Measurements**. V. 43, pp. 672 - 678, 2008.

MURRAY, A. S; WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single aliquot regenerativedose protocol: **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57– 73, 2000.

MURRAY, A.S; OLLEY, J.M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review: **Geochronometria**, v. 21, p. 1–16, 2002.

MURRAY, A.S; ROBERTS, R.G. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol: **Radiation Measurements**, v. 29, no. 5, p. 503–515, 1998.

MURRAY, A.S; WINTLE, A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability: **Radiation Measurements**, v. 37, p. 377–381, 2003.

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

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. Recife, PE. 142f. 2007. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2007.

MÜTZEMBERG, D; CÔRREA, A. C. de B; CISNEIROS, D; ÁSON VIDAL, I; FELICE, G. D; Silva, D. G. KHOURY, H; LIBONATI, R. Sítio arqueológico Lagoa Uri de Cima: Cronostratigrafia de eventos paleoambientais no semiárido nordestino. **FUMDHAMentos**, 2013, 10:51-67.

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.

NEVES, S. P; TOMMASI, A; VAUCHEZ, A; CARRINO, T. A; The Borborema Strike-Slip Shear Zone System (NE Brazil): Large-Scale Intracontinental Strain Localization in a Heterogeneous Plate. **Lithosphere**, 2021 (Special 6): 6407232.

NICHOLSON S. Dryland Climatology. **Cambridge University press**, Cambridge, 516 p, 2011.

NOBLET, N.I; Prentice, I.C; Joussaume, S; Texier, D; Botta, A; Haxeltine, A. Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. **Geophysical Research Letters**. 23(22):3191-3194, 1996.

OLIVEIRA, G.P. Evolução Morfoestrutural e Morfotectônica Pós-Rifte de Divisores de Drenagem em Ambientes de Margem Passiva: o caso do Nordeste Oriental brasileiro. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado**, (Geografia), 163 p., 2019.

OLIVEIRA, M. A. T; LIMA, G. L. Classificação de sedimentos quaternários em cabeceiras de vale através da aplicação do diagrama de Flemming: município de Campo Alegre, Norte de Santa Catarina. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 23, n. 1/2, p. 67-78, 2004.

OLIVEIRA, V. R. M. G. O ambiente fluvial: perspectiva geomorfológica e sedimentológica: exemplos na bacia do rio Neiva. **Dissertação de Mestrado**: Ciências do Ambiente, Qualidade Ambiental, Universidade do Minho, 2007.

PAPINI, C.J. (2003). Estudo comparativo de métodos de determinação do tamanho de partícula. 129f. Universidade de São Paulo, São Paulo, **Dissertação de Mestrado** (Ciências na Área de Tecnologia Nuclear), 130 p., 2003.

PECHARSKY, V. K.; ZAVALIJ, P. Y. Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials. **Springer**. 2009. 744p.

PEIFER D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas Modernas para Extração de Métricas de Gradientes Fluviais a partir de MDEs: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, nº 1, 2020.

PEIFER D.; CREMON, E. H.; VAL, P.; FERNANDES, N.F. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. **Revista Brasileira de geomorfologia**, v.23, nº2, nota técnica, 2022.

PEIFER, D.; PERSANO, C.; HURST, M. D.; BISHOP, P.; FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, v. 9, p. 167-181, 2021.

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, 1988, p. 289-300.

PELECH, A. Classificações Geomorfológicas de rios: uma breve discussão teórica. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 2, n. 2, 15 de dezembro de 2021, p. 127. DOI: <https://doi.org/10.48025/ISSN2675-6900.v2n2.2021.170>. Pernambuco, 2005.

PETERSON, L.C; HAUG, G. H; HUGHEN, K. A; RÖHL, U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. **Science**, 290:1947-1951, 2000.

PINHEIRO, P. O; ARANTES, L. A; PEREIRA, E. L; FERREIRA, L. D; GOMES, R. C. Proposta de utilização do granulômetro a laser para a determinação da distribuição granulométrica de rejeitos finos de mineração. XIX Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica Geotecnia e Desenvolvimento Urbano. **COBRAMSEG 2018** – 28 de agosto a 01 de setembro, Salvador, Bahia, Brasil.

PILOTO (Temporada 2, ep. 8). Dark (Série). Direção: Baran bo Odar. Produção: Baran bo Odar e Jantje Friese. Alemanha: Netflix, 2019. 1 DVD (57 min).

POLLARD, D. D; AYDIN, A. Progress in understanding jointing over the past century. **Geological Society of America Bulletin**, 100: 1181 – 1204, 1988.

POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Climate of Brazil's nordeste and tropical atlantic sector: preferred time scales of variability. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 9, n. 2, p. 153-160, 2014.

PRICE, N. J; COSGROVE, J. W. Analysis of Geological Structures. **Cambridge University Press**, Cambridge, New York, 502p, 1990.

RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, 419(6903):207–214, 2002.

RAMSAY, J. G; HUBER, M. I. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Fold and fractures. **Academic Press**, London, 700p, 1987.

RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 39:1, 461-488, 2011.

ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. **Catena**, v. 22, p. 169-199, 1994.

RUTHERFORD, S. & D'Hondt, S. Early onset and tropical forcing of 100,000-years Pleistocene glacial cycles. **Nature**, 408:72-75, 2000.

Ruxton, B. P. Measures of the degree of Chemical Wathering of Rocks. **Journal of Geology**, 1968, 76:518-527. <https://www.jstor.org/stable/30066179>.

RYZARK, M; BIEGANOWSKI, A. Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v 174, 624-633 p., 2011.

SANTANA, S.T. Caracterização de feldspato para aplicação na datação por técnicas luminescentes. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Tecnologias Energéticas e Nucleares), 104 p., 2011.

SANTOS, L. A; LATRUBESSE, E. M. The Vaza-Barris River: A late Quaternary decoupled accumulation-erosion model for rivers of the NE Brazil Atlantic passive margin. **Journal of South American Earth Sciences**, Volume 120, 2022, 104077, ISSN 0895-9811.

SATYAMURTY P, NOBRE CA, SILVA DIAS PL. South América. Chapter 3C. **In: Meteorology of the Southern Hemisphere**, Karoly DJ, Vincent DG (eds), Meteorological Monographs, v. 27(49). American Meteorological Society: Boston, p. MA; 119–139, 1998.

SCHEFUB, E; SCHOUTEN, S; SCHNEIDER, R. R. Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. **Nature**, 437:1003-1006, 2005.

SCHEIDEGGER, A. E. & AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, v.126, p.285-300, 1986.

SCHNEIDER, T., BISCHOFF, T., HAUG, G.H.: Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, 513, 7516, 45-53, <https://doi.org/10.1038/nature13636>, 2014.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short Communication: TopoToolbox 2 – MATLAB-SCOTT, D. N; WOHL, E. E. Bedrock fracture influences on geomorphic process and form across process domains and scales. **Earth Surf. Process. Landforms**, 44: 27–45, 2014.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v.92, p.335-467, 1983.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, p.151-158, 1954.

SIGMAN, D.M.; HAIN, M.P.; HAUG, G.H. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. **Nature**. 466(7302):47–55, 2010.

SILVA, D. G. Evolução Paleoambiental dos Depósitos de Tanques em Fazenda, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 155p.

SILVA, D. G. Reconstrução da dinâmica geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de uma abordagem multiproxy. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal de Pernambuco, 2013. 270p.

SILVA, G. P. Expressão geomorfológica da queda do nível de base no Baixo São Francisco. Universidade Federal de Alagoas, Maceió, **Dissertação de Mestrado** (Geografia) 125 p., 2022.

SILVA, W. F.; ALMEIDA, J. D. M.; SANTOS, L. D. J.; SOUSA, S. G.; LISTO, F. L. R. GIRÃO, O. A proposta de estilos fluviais na análise da morfodinâmica em rio semiárido: Rio Ipanema, Pernambuco. **Revista OKARA: Geografia em debate**, v. 13, n. 1, p. 252-272, 2019.

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. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 170 p., 2022.

SOUZA, J. O. P. Modelos de Evolução da Dinâmica Fluvial em Ambiente Semiárido – Bacia do Riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco. **Tese de Doutorado**: Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2014.

STRÍKIS, N. M; CRUZ, F. W; BARRETO, E. A. S; NAUGHTON, F; VUILLE, M; CHENG, H; VOELKER, A. H. L; ZHANG, H; KARMANN, I; EDWARDS, R. L. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. **Proc. Natl. Acad. Sci**, 2018, 115, 3788– 3793. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717784115>.

SUGUIO, K. Introdução. **In**: SOUZA et al (Orgs). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto/SP: Holos, 2005. p. 21-27.

TAVARES, B. A. C. A Participação da Morfoestrutura na Gênese da Compartimentação Geomorfológica do Gráben do Cariatá, Paraíba. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 137 p., 2010.

TAVARES, B. A. C. Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no Planalto da Borborema. Recife, PE. 251f. 2015. **Tese de Doutorado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

TAVARES, K. C. O. Relações quimioestratigráficas entre os sedimentos quaternários do maciço Serra da Baixa Verde e seu significado geomorfológico. **Dissertação de Mestrado**: Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 142p, 2020.

THOMAS, M. F. Understanding the impacts of late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology**. 101(1-2):146-158, 2008.

THOMAS, M. F; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hidrologic changes during the Late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. **Quaternary Science Reviews**. 14(2):193-207, 1995.

THOMSEN, K.J., MURRAY, A.S., JAIN, M., BØTTER-JENSEN, L. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. **Radiation Measurements**, v. 43, pp. 1474 – 1486, 2008.

TOOTH, S. Dryland Fluvial Environments: Assessing Distinctiveness and Diversity from a Global Perspective. **Elsevier**, Aberystwyth University, Aberystwyth, UK, 2013.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth Science Reviews**, v. 51, p. 67 – 107. 2000.

TOOTH, S; NANSON, G.C. Distinctiveness and diversity of arid zone river systems. **In:** THOMAS, D. S. G. T. (Org.). Arid zone geomorphology: process, forms and change in drylands. Hoboken: Ed. John Wiley & Sons, 2011. p. 3-16.

TURNER, J. E. Atoms, Radiation, and Radiation Protection. New York: **John Wiley & sons**, 2° ed., 1995.

UTIDA, G., CRUZ, F. W., VUILLE, M., AMPUERO, A., NOVELLO, V. F., MAKSIC, J., SAMPAIO, G., CHENG, H., ZHANG, H., ANDRADE, F. R., and Edwards, R. L. Spatiotemporal ITCZ dynamics during the last three millennia in Northeastern Brazil and related impacts in modern human history. **Climate of the Past**, p 38, 2023.

WANG, X., EDWARDS, R.L., AULER, A.S., CHENG, H., KONG, X., WNAG, Y., CRUZ, F.W., DORALE, 838 J.A., CHIANG, H.-W Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. **Nature**, 541, 204-207, <https://doi.org/10.1038/nature20787>, 2017.

WHEATON M. J; FRYIRS, K.A; BRIERLEY, G; BANGEN, S.G; O'BRIEN, N.G. Geomorphic mapping and taxonomy of fluvial landforms, **Geomorphology**, Volume 248, Pages 273-295, 2015.

WHIPPLE, K. X; SNYDER, N. P; DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. **Geology** 28: 835–838, 2000.

XU, K; ZHU, C; HE, J; Linkage between the dominant modes in Pacific subsurface ocean temperature and the two type ENSO events. **Chin. Sci. Bull.**, 57, 3491–3496, [doi:10.1007/s11434-012-5173-4](https://doi.org/10.1007/s11434-012-5173-4), 2012.

ZOMER, R. J.; TRABUCCO, A. Version 3 of the "Global Aridity Index and Potential Evapotranspirations (ET0) Database": Estimation of Penman-Monteith Reference Evapotranspiration, 2022.