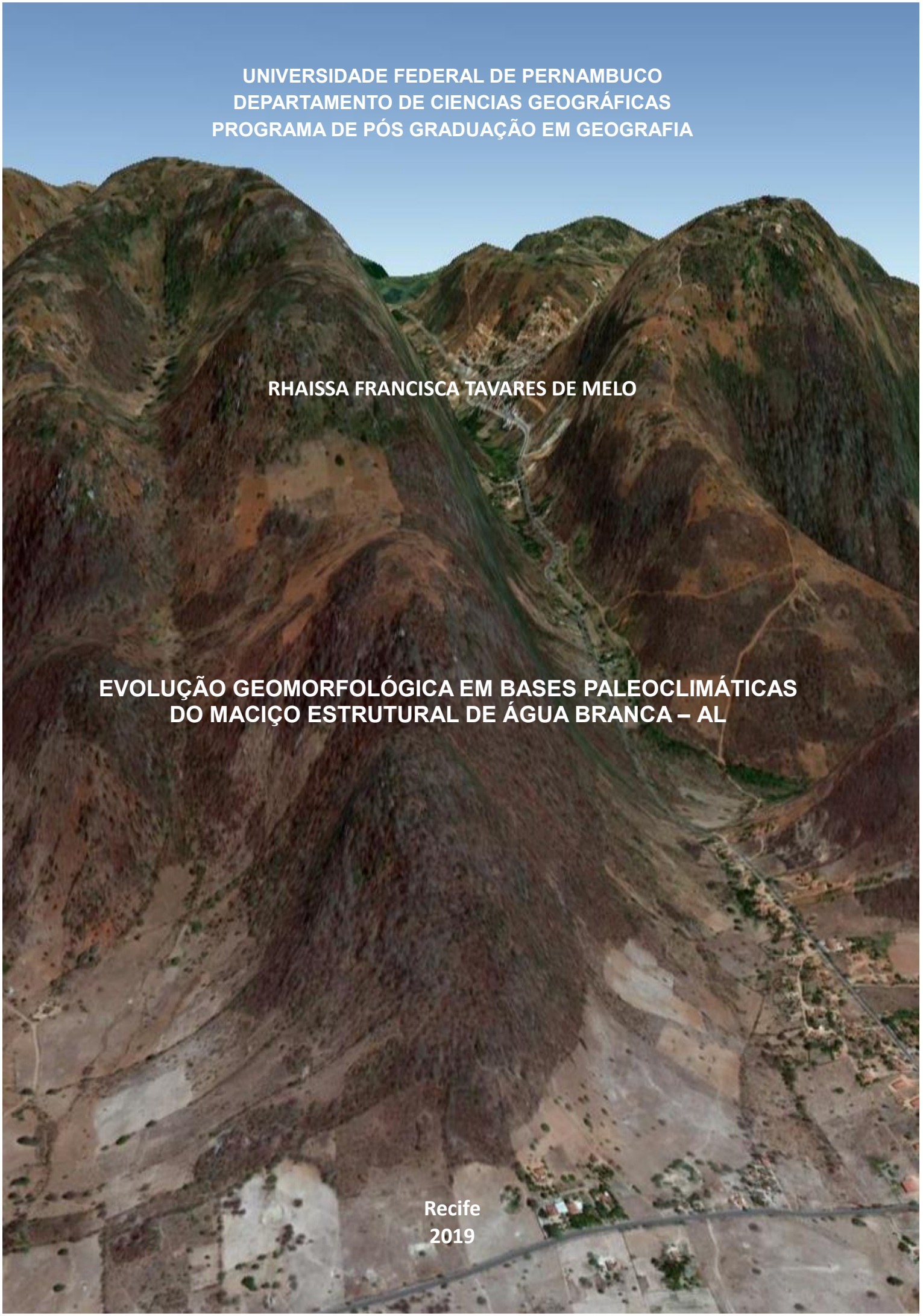
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



RHAISSA FRANCISCA TAVARES DE MELO

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM BASES PALEOCLIMÁTICAS DO MACIÇO ESTRUTURAL DE ÁGUA BRANCA – AL

Recife
2019

RHAISSA FRANCISCA TAVARES DE MELO

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM BASES PALEOCLIMÁTICAS DO MACIÇO ESTRUTURAL DE ÁGUA BRANCA – AL

Tese de Doutorado elaborada junto ao Programa de Pós-graduação em Geografia na área de concentração de Dinâmica das paisagens naturais e ecossistemas, linha de pesquisa em Dinâmica superficial e climática das paisagens naturais tropicais úmidas e semiáridas - como requisito para obtenção do Título de Doutor (a) em Geografia.

Área de concentração: Regionalização e análise regional

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife
2019

Catalogação na fonte
Bibliotecária Maria do Carmo de Paiva, CRB4-1291

M528e Melo, Rhaissa Francisca Tavares de.
Evolução geomorfológica em bases paleoclimáticas do maciço estrutural de Água Branca - AL / Rhaissa Francisca Tavares de Melo. – 2019.
205 f. : il.; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-graduação em Geografia, Recife, 2019.
Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Relevo (Geografia). 4. Paleoclimatologia – Água Branca (AL). 5. Geocronologia. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Título.

910 CDD (22. ed.) UFPE (BCFCH2019-114)

RHAISSA FRANCISCA TAVARES DE MELO

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA EM BASES PALEOCLIMÁTICAS DO MACIÇO ESTRUTURAL DE ÁGUA BRANCA – AL

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

Aprovada em: 25/02/2019.

BANCA EXAMINADORA

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

Profa. Dra. Flávia Jorge de Lima (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Alagoas

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

Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro (Examinador Externo)
Universidade Federal de Alagoas

Profa. Dra. Cristiana Coutinho Duarte (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus, pois sem ele nada seria possível.

Aos meus pais, Gildete e Milton, por todo o amor, esforço, carinho, incentivo, e por terem me guiado ao alcance dos meus objetivos!

Ao meu amor, Pedro Balder, por todo amor, carinho, dedicação e estímulo, e por apoiar e compreender toda minha empreitada para chegar até aqui.

A Marlene (naninha), minha segunda mãe, pelo amor, carinho e cuidados ininterruptos.

À minha avó Francisca, por suas orações e por sempre me mostrar o que é realmente importante na vida.

Aos meus irmãos, Milton Neto, Leonia e Joana, por se fazerem presentes em cada momento desta pesquisa.

Ao meu sobrinho Miguel, por seu amor sincero e alegria constante.

Ao meu querido orientador, Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, por ter me apresentando a Geografia Física de forma tão apaixonante, e por ser este exemplo de profissional e orientador fantástico! Agradeço pela confiança, paciência e apoio para a conclusão desta pesquisa.

As amigas de peripécias geográficas Danielle Gomes e Débora Meira, por galgarem comigo este caminho e sentirem na pele as dores e delícias, mais delícias do que dores, de se trabalhar com geomorfologia.

À Dona Lourdes e Seu Eriosmar (*in memorian*), por abrirem sua casa e cuidarem de mim como filha, muito obrigada por todo carinho.

As minhas amigas, Richelly Penha e Vivian Lacet, que apesar da distância, sempre estiveram presentes, e me ensinaram que o poder da amizade vai muito além do que qualquer pedra que se ponha no caminho.

A minha dupla de dois mais amada, Larissa e Marcelo, não tenho palavras para descrever o quão importante foi o apoio de vocês!

Aos meus amorecos da MM Engenharia, em especial a Milton, Natália, Wilma, Ingride e Gisele, por apoiarem minhas jornadas triplas.

Aos amigos professores da FALUB, em especial Aninha, Aline, Sandra, Cícero e Patrocínio, por todo incentivo.

Ao Prof. Dr. Osvaldo Girão por toda contribuição dada na qualificação, estas foram inestimáveis.

Aos médicos Dr. Luiz Carlos Albuquerque e Dr. Gláucio Uchoa, pelo diagnóstico rápido e preciso, a ponto de me reestabelecerem para a conclusão deste trabalho.

Ao Laboratório de Tecnologia Mineral - LTM, em especial ao técnico Marcelo, por toda colaboração e boa vontade em ajudar.

Aos Coordenadores e Secretários do Programa de Pós-graduação em Geografia (PPGEO), pelo auxílio sempre que necessário, especialmente à Eduardo, por sempre resolver as questões burocráticas com tanta eficiência.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de Doutorado.

À todos o meu muito obrigada!

“As coisas tangíveis tornam-se invisíveis a palma da mão. Mas as coisas findas, muito mais que lindas, essas ficarão.” (ANDRADE, 1951, p.10)

RESUMO

O estudo do relevo, sobretudo dos modelados deposicionais, vem permitindo identificar eventos desestabilizadores da estrutura superficial da paisagem, de grande magnitude, capazes de reorganizar o comportamento dos processos geomórficos. Por conseguinte, a paisagem geomorfológica e sua evolução dependem da atuação em conjunto de diversos fatores, representados em diferentes escalas de espaço e tempo, que influenciam os processos superficiais tendendo a gerar uma multiplicidade de resultados complexos e interconectados na morfologia da paisagem. A análise das formas do relevo, na busca da compreensão dos aspectos morfológicos da topografia e da dinâmica responsável pela esculturação da paisagem, ganha relevância mediante o auxílio que oferece ao entendimento do modelado terrestre, como elemento do sistema natural e condicionante da atividade humana e seus arranjos espaciais. Desta forma, fazendo-se uso dos aspectos morfológicos e geomorfológicos presentes no Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno, esta pesquisa tem como objetivo a reconstrução da dinâmica geomorfológica dos depósitos sedimentares estruturadores de morfologias de encosta, fluvial e pedimentar, buscando elucidar sua gênese, com vistas a elaborar uma proposição de evolução geomorfológica em bases cronológicas. Para esses fins, a pesquisa utilizou-se de uma série de procedimentos, a exemplo de mapeamento geomorfológico direcionados à análise da distribuição espacial e morfológica dos compartimentos de relevo associados à estocagem de sedimentos, bem como à caracterização sedimentológica e geocronológica dos depósitos encontrados. A partir destes, foi possível inferir que a estrutura superficial da paisagem na área do Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno apresenta um tipo de registro de sedimentação condicionada a uma dinâmica climática contínua atuando a partir do Holoceno médio, apresentando descontinuidades contemporâneas à atuação de Paleo-ENOS e à Pequena Idade do Gelo.

Palavras-Chave: Quaternário. Holoceno. Paleoclimatologia. Geocronologia. Colúvio. Maciço Estrutural de Água Branca – AL.

ABSTRACT

The study of the relief, especially of the depositional models, has allowed to identify destabilizing events of the landscape structure, of great magnitude, able to reorganize the behavior of the geomorphic processes. Therefore, the geomorphological landscape and its evolution depend on the joint action of several factors, represented in different scales of space and time, that influence the surface processes tending to generate a multiplicity of complex and interconnected results in the landscape morphology. The analysis of the forms of relief, in the search for an understanding of the morphological aspects of the topography and of the dynamics responsible for the sculpture of the landscape, gains relevance through the aid that it offers to the understanding of terrestrial modeling, as element of the natural system and conditioner of human activity and its spatial arrangements. In this way, using the morphological and geomorphological aspects present in the Structural Massif of Água Branca and its surroundings, this research aims to reconstruct the geomorphological dynamics of the sedimentary deposits of slope, fluvial and pediment morphologies, seeking to elucidate their genesis, with views to elaborate a proposition of geomorphological evolution in chronological bases. For these purposes, the research used a series of procedures, such as geomorphological mapping directed to the analysis of the spatial and morphological distribution of the relief compartments associated with the sediment storage, as well as to the sedimentological and geochronological characterization of the deposits found. From these, it was possible to infer that the surface structure of the landscape in the area of the Structural Massif of Água Branca and its surroundings presents a type of sedimentation record conditioned to a continuous climate dynamics acting from the middle Holocene, presenting a discontinuity between the Paleo-ENSO and the Little Ice Age.

Keywords: Quaternary. Holocene. Paleoclimatology. Geochronology. Colúvio. Structural Massif of Água Branca - AL.

LISTA DE DIAGRAMAS

Diagrama 1 – **Grau de arredondamento e esfericidade proposto por Tucker (1995)..... 104**

Diagrama 2 – **Diagrama triangular de Shepard (1954), para as áreas de coleta..... 166**

Diagrama 3 – **Diagrama triangular de Pejrup (1988), para as áreas de coleta..... 170**

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização do Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno..... 27

Figura 2 – Arranjo de mudanças climáticas em intervalos de tempo no Quaternário..... 30

Figura 3 – Modelo cíclico de processo de modificação na paisagem..... 33

Figura 4 – Mapa de precipitação da média histórica normal aproximada da área de estudo e seu entorno (mm/ano)..... 42

Figura 5 – Climograma do ano de 2016 (ano sem influência de El Niño ou La Niña)..... 44

Figura 6 – Climograma do ano de 2015 (forte El Niño)..... 45

Figura 7 – Climograma do ano de 2011 (forte La Niña)..... 46

Figura 8 – Mapa Pedológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE..... 50

Figura 9 – Classes de uso da terra predominantes no Maciço Estrutural de Água Branca para os anos de 2013 e 2017..... 53

Figura 10 – Modelo Clássico de Evolução do relevo, superfícies baseadas em King, 1956..... 55

Figura 11 – Distribuição dos compartimentos regionais proposta por Corrêa et al. (2010) com marcação do Maciço Estrutural de Água Branca..... 57

Figura 12 – Perfil SW-NE..... 59

Figura 13 – Mapa Geológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno..... 62

Figura 14 – Mapa Geomorfológico Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno..... 68

Figura 15 – Unidade Cimeira..... 69

Figura 16 – Encosta sem Cobertura Coluvial..... 70

Figura 17 – Unidade Pedimentar..... 71

Figura 18 – Unidade Residual..... 71

Figura 19 – Encosta com Cobertura Coluvial..... 72

Figura 20 – Planície Aluvial..... 73

Figura 21 – Plaino Aluvial..... 74
Figura 22 – Distribuição espacial dos pontos de análise e coleta..... 110
Figura 23 – (A) Propriedade Malaquias; (B) Ênfase para os pontos de coleta no Leque e Plaino..... 111
Figura 24 – Perfil Longitudinal do Leque Malaquias..... 112
Figura 25 – Perfil Longitudinal do Plaino Malaquias..... 113
Figura 26 – Leque Malaquias com marcação de seu cone, zona de espraiamento e corte promovido pela drenagem..... 115
Figura 27 – Trincheira do Leque Malaquias, com marcação da zona de espraiamento e drenagem..... 115
Figura 28 – Seção Vertical do Leque Malaquias..... 116
Figura 29 – Plaino Malaquias com marcação do ponto de coleta..... 117
Figura 30 – Plaino Malaquias, com zoom na área de coleta..... 118
Figura 31 – Seção Vertical do Plaino Malaquias..... 119
Figura 32 – Lagoa das Pedras em imagem de 360º, com marcação da área de coleta..... 120
Figura 33 – Perfil Longitudinal da Lagoa das Pedras..... 121
Figura 34 – Escavação realizada pelo proprietário na Lagoa das Pedras, com marcação da área de coleta..... 123
Figura 35 – Trincheira Lagoa das Pedras..... 123
Figura 36 – Seção Vertical da Lagoa das Pedras..... 124
Figura 37 – Vista frontal da Encosta do Colúvio Engenho..... 125
Figura 38 – Vista frontal do Colúvio Engenho..... 126
Figura 39 – Perfil Longitudinal do Colúvio Engenho..... 126
Figura 40 – Colúvio Engenho, com zoom na área de coleta..... 127
Figura 41 – Seção Vertical do Colúvio Engenho..... 128
Figura 42 – Colúvio São Bento..... 129
Figura 43 – Perfil Longitudinal do Colúvio São Bento..... 130
Figura 44 – Ponto de coleta, Colúvio São Bento..... 131
Figura 45 – Seção Vertical do Colúvio São Bento..... 132
Figura 46 – Área de influência do Colúvio Preguiçoso..... 133
Figura 47 – Ponto de coleta Colúvio Preguiçoso..... 134

Figura 48 – Perfil Longitudinal do Colúvio Preguiçoso..... 135
Figura 49 – Colúvio Preguiçoso, zoom na área de coleta..... 136
Figura 50 – Seção Vertical do Colúvio Preguiçoso..... 137
Figura 51 – Proposta de legenda aplicada a Província Borborema..... 140
Figura 52 – Mapeamento Geomorfolológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno..... 141
Figura 53 – Histograma por amostra..... 144
Figura 54 – Curvas cumulativas..... 145
Figura 55 – Modelo de subdivisão de escala de tempo longo, médio e curto..... 177
Figura 56 – Integração entre depósitos e idades..... 181
Figura 57 – Integração de resultados..... 193

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Constituição litológica do complexo Belém do São Francisco.... 61
Tabela 2 – Hierarquização Geomorfológica..... 67
Tabela 3 – Procedimentos metodológicos realizados na pesquisa..... 97
Tabela 4 – Morfoscopia – Leque Malaquias..... 147
Tabela 5 – Morfoscopia – Plaino Malaquias..... 148
Tabela 6 – Morfoscopia – Lagoa das Pedras..... 150
Tabela 7 – Morfoscopia – Colúvio Engenho..... 152
Tabela 8 – Morfoscopia – Colúvio São Bento..... 154
Tabela 9 – Morfoscopia – Colúvio Preguiçoso..... 155
Tabela 10 – Grau de Seleção..... 160
Tabela 11 – Assimetria..... 162
Tabela 12 – Curtose..... 164
Tabela 13 – Diagrama Triangular de Shepard (1954) 165
Tabela 14 – Diagrama Triangular de Pejrup (1988)..... 170
Tabela 15 – Integração entre idades, eventos e escalas..... 180

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – **Inter-relação entre temperatura (mínima, média e máxima – média) e precipitação (média) do Maciço Estrutural de Água Branca (período 01/2008 à 12/2018), estação Água Branca – INMET..... 41**

Gráfico 2 – **Inter-relação entre idades encontradas no Maciço Estrutural de Água Branca e Temperatura (Petit,. et al 1999)..... 182**

Gráfico 3 – **Gráfico de desvio de temperatura global para o período compreendido entre 9.000 e 4.700 anos AP e marcações das amostras CE 30 e PM 10..... 183**

Gráfico 4 – **Gráfico de desvio de temperatura global para o período compreendido entre 4.700 e 2.300 anos AP e marcações das amostras CP 50, LM 20, CE 90, CBS 10, LP 23, CBS 80, LP 53, CE 140 e CP 140..... 186**

Gráfico 5 – **Gráfico de desvio de temperatura global para o período compreendido entre 1.700 e 220 anos AP e marcações das amostras LM 125, LM 110, LM 85 e LM 60..... 189**

SUMÁRIO

1	**INTRODUÇÃO**	**18**
1.1	OBJETIVOS	21
1.1.1	**Objetivo Geral**	**21**
1.1.2	**Objetivos Específicos**	**21**
2	**CONFIGURAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**	**22**
2.1	PAISAGEM E ESCALA DE ANÁLISE	22
2.1.1	**Área de Estudo**	**26**
2.2	ESCALA DE TEMPO, MUDANÇAS CLIMÁTICAS E CLIMA REGIONAL	28
2.2.1	**Tempo Cíclico**	**30**
2.2.2	**Tempo como Variável Aleatória**	**33**
2.2.3	**Inter-relação de Escalas de Tempo**	**34**
2.2.4	**Mudanças Climáticas**	**35**
2.2.5	**Clima Regional**	**37**
2.2.6	**Condições Climáticas da Área de Estudo**	**40**
2.3	PEDOLOGIA, USO E OCUPAÇÃO DA TERRA	47
2.3.1	**Aspectos Pedológicos da Área de Estudo**	**47**
2.3.2	**Uso e Ocupação da Terra (Área de Estudo)**	**51**
2.4	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	54
2.4.1	**Água Branca um Maciço Estrutural**	**58**
2.4.2	**Aspectos Geológicos da Área de Estudo**	**60**
2.5	EVOLUÇÃO GEOMORFOLOGIA DE ÁREAS SEMIÁRIDAS	63
2.5.1	**Geomorfologia da Área de Estudo**	**66**
2.6	PALEOAMBIENTES E DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS	75
2.6.1	**Paleoambientes e a Paleoclimatologia**	**73**
2.6.2	**Depósitos Quaternários**	**83**
2.6.2.1	A Fácie Eluvial	84
2.6.2.2	A Fácie Coluvial	85
2.6.2.3	Processos Formadores dos Depósitos Coluviais	87
2.6.2.4	A Importância dos Colúvios para os Estudos Quaternários	89
2.6.3	**Depósitos em Depressões Fechadas**	**90**
2.6.4	**O Ambiente Aluvial Semiárido do Nordeste**	**92**

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS..... 9.
3.1 TRABALHOS DE GABINETE..... 98
3.1.1 Mapa de Solos..... 98
3.1.2 Mapa Geológico..... 98
3.1.3 Mapeamento Geomorfológico..... 98
3.1.4 Mapa de Uso e Ocupação da Terra..... 99
3.1.5 Mapa de Precipitação da Média Histórica Normal (Aproximada)..... 99
3.1.6 Demarcação do Roteiro de Atividades de Campo..... 100
3.1.7 Editoração Gráfica das Secções Verticais..... 100
3.2 TRABALHOS DE CAMPO..... 101
3.2.1 Chave para Catalogação de Amostras..... 101
3.2.2 Coleta para Análises Sedimentológicas..... 101
3.2.3 Coleta para LOE..... 102
3.3 TRABALHO DE LABORATÓRIO..... 103
3.3.1 Sedimentologia..... 103
3.3.2 Morfoscopia..... 104
3.3.3 Datação Absoluta Através da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)..... 105
4 RESULTADOS..... 108
4.1 PONTOS DE ANÁLISE E COLETA..... 109
4.1.1 Leque Malaquias e Plaino Malaquias..... 111
4.1.2 Lagoa das Pedras..... 120
4.1.3 Colúvio Engenho..... 125
4.1.4 Colúvio São Bento..... 129
4.1.5 Colúvio Preguiçoso..... 133
4.2 RESULTADOS PRE-CAMPO..... 138
4.2.1 Mapeamento Geomorfológico..... 138
4.3 RESULTADOS LABORATORIAIS..... 142
4.3.1 Sedimentologia..... 142
4.3.2 Morfoscopia..... 146
4.4 RESULTADOS ESTATÍSTICOS..... 158
4.4.1 Seleção, Assimetria e Curtose..... 159

4.4.2 Diagrama Triangular de Shepard (1954)..... 164
4.4.3 Diagrama Triangular de Pejrup (1988).....
4.5 RESULTADOS CRONOLÓGICOS..... 175
4.5.1 A Província da Borborema, o Maciço Estrutural de Água Branca e suas Escalas Temporais..... 177
4.5.1.1 Fim do Ótimo Climático..... 183
4.5.1.2 Paleo-ENOS..... 185
4.5.1.3 Pequena Idade do Gelo..... 188
5 CONCLUSÕES..... 190
REFERÊNCIAS..... 194

1 INTRODUÇÃO

O estudo do relevo, sobretudo dos modelados deposicionais, vem permitindo identificar eventos desestabilizadores da estrutura superficial da paisagem, de grande magnitude, capazes de reorganizar o comportamento dos processos geomórficos. Desta forma, a paisagem geomorfológica e sua evolução dependem da atuação em conjunto de diversos fatores, representados em diferentes escalas de espaço e tempo, que influenciam os processos superficiais tendendo a gerar uma multiplicidade de resultados complexos e interconectados na morfologia da paisagem.

A análise das formas do relevo, na busca da compreensão dos aspectos morfológicos da topografia e da dinâmica responsável pela esculturação da paisagem, ganha relevância mediante o auxílio que oferece ao entendimento do modelado terrestre, como elemento do sistema natural e condicionante da atividade humana e seus arranjos espaciais.

Neste mesmo âmbito, a utilização de marcadores e índices de ordem geomorfológica permite definir as ciclicidades atuantes dentro dos sistemas morfogenéticos, sobretudo aquelas de cunho climático e entender como as paisagens respondem às mudanças regionais e globais da circulação atmosférica.

Os estudos paleoambientais constituem atualmente uma importante ferramenta para compreensão das mudanças ambientais. Conhecer a evolução da paisagem geomorfológica ocorrida ao longo do Pleistoceno Superior/Holoceno e o nível de interferência que a atividade humana esta promovendo sobre a paisagem é a chave para a compreensão desta dinâmica.

Este tipo de abordagem tem a virtude de possibilitar reconstruir com fidedignidade a dinâmica dos sistemas de superfície terrestre, viabilizando a modelagem de taxas e magnitudes de operação dos processos geomórficos, assim permitindo o prognóstico mais realista de cenários futuros e, portanto, servindo de instrumento básico para o próprio planejamento ambiental.

O Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno, tendo em vista sua localização espacial, gênese e a influência desta em seus espaços deposicionais, aguçou a premissa norteadora desta pesquisa, que consiste em analisar se as

evidências geomorfológicas encontradas na área de estudo estão associadas a flutuações climáticas do Quaternário superior, cujas pulsações de maior energia alcançaram até mesmo o Holoceno médio e superior, com repercussões notáveis sobre o registro sedimentar e arranjos paleoambientais da região.

A pesquisa tem como objetivo geral definir os elementos, que possibilitam a reconstrução da dinâmica geomorfológica dos depósitos sedimentares situados no Maciço Estrutural de Água Branca, buscando a elucidação da sua gênese, desenvolvimento, estabilização e conexão com os demais sistemas de superfície terrestre presentes na área, buscando elaborar uma proposição de evolução geomorfológica em bases cronológicas.

Diante dessa assertiva, a análise da evolução do relevo através dos depósitos correlativos, a morfoestratigrafia, caracteriza-se como um importante recurso para se identificar a dinâmica geomorfológica atual e pretérita. A importância desta abordagem reside na sua ênfase morfogenética, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

A partir de um enfoque voltado à dinâmica geomorfológica, a pesquisa utilizou-se de uma série de procedimentos, a exemplo de mapeamento geomorfológico, direcionados à análise da distribuição espacial e morfológica dos compartimentos de relevo associados à estocagem de sedimentos, bem como à caracterização sedimentológica e geocronológica dos depósitos encontrados.

A partir destes, foi possível inferir que a estrutura superficial da paisagem na área do Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno apresenta um tipo de registro de sedimentação condicionada a uma dinâmica climática contínua atuando a partir do Holoceno médio, apresentando descontinuidades contemporâneas à atuação de Paleo-ENOS e à Pequena Idade do Gelo.

Afim de explanar a pesquisa de forma mais inteligível, esta foi dividida em capítulos, tendo em seu primeiro capítulo a introdução e seus objetivos. O segundo capítulo é destinado ao resgate bibliográfico dos assuntos tratados no trabalho, assim como em inter-relacioná-los com as características da área de estudo. O terceiro capítulo tem por objetivo explanar acerca dos métodos, metodologias e técnicas utilizadas no trabalho afim de gerar resultados que possibilitem uma melhor

interpretação dos dados colhidos em campo. O quarto capítulo traz os resultados encontrados, e por fim, o quinto capítulo apresenta as conclusões deste trabalho.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

O presente trabalho de tese tem como objetivo principal definir os elementos, que possibilitam a reconstrução da dinâmica geomorfológica dos depósitos sedimentares situados no Maciço Estrutural de Água Branca, buscando a elucidação da sua gênese, em bases cronológicas, a partir da correlação com eventos desencadeadores climaticamente condicionados, associados à cronologia e propriedades sedimentológicas dos materiais analisados.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Realizar mapeamento geomorfológico, em escala de detalhe, do Maciço Estrutural de Água Branca, buscando identificar os modelados de acumulação e degradação.

- Identificar e analisar áreas-tipo, sob forma de depósitos sedimentares que integram as coberturas superficiais na área do Maciço Estrutural de Água Branca;

- Analisar as propriedades sedimentológicas dos depósitos sedimentares que integram as coberturas superficiais na área do Maciço Estrutural de Água Branca, de forma a caracterizar os ambientes e processos de sedimentação;

- Realizar análise geocronológica, a partir da Datação absoluta dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada do quartzo e do feldspato, integrando as análises geocronológicas às sedimentológicas, com vistas a definir os episódios deposicionais formadores dos modelados de agradação, correlacionando-os com a dinâmica paleoclimática própria para cada evento;

- Estabelecer uma tentativa de reconstrução cronogeomorfológica para a área de estudo, integrando diferentes escalas de tempo e processos formativos, a partir da correlação entre as idades absolutas e características sedimentares das unidades deposicionais analisadas.

2 CONFIGURAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 PAISAGEM E ESCALA DE ANÁLISE

O conceito de paisagem configura-se como um dos conceitos-chave do conhecimento geográfico, sendo para a Geografia física e, de forma mais específica, para a leitura geomorfológica das múltiplas realidades que nos cercam, seja elas paisagens naturais, antrópicas ou mesmo, um amálgama de ambas, fundamental como meio de descrição, análise e proposições (MOURA-FÉ, 2006).

A noção de paisagem está presente na memória do ser humano antes mesmo da elaboração do conceito. A ideia embrionária já existia baseada na observação do meio, uma vez que a sobrevivência dos seres humanos sempre dependeu de sua relação com este. As expressões desta memória e da observação podem ser encontradas nas artes e nas ciências das diversas culturas, que retratavam inicialmente elementos particulares como animais selvagens, um conjunto de montanhas ou um rio.

A formulação do conceito de paisagem ocorreu ao longo de muito tempo, começando a se manifestar mais claramente a partir das observações de pintores, artistas e poetas, tanto no oriente quanto no ocidente. Na antiguidade, o ambiente fora do controle humano era observado com desconfiança e entendido como elemento hostil, desta conjuntura emerge a ideia dos jardins fechados. Mais tarde, em cada época, a compreensão deste tema foi influenciada pela filosofia, estética, política e religião. Assim, sociedades distintas em termos geográficos desenvolveram suas noções de paisagem sobre fundamentos diferentes, apesar de haver certas confluências de ideias.

Apenas a partir do século XVIII com Humboldt, iniciam os estudos mais sistemáticos que levariam à compreensão de paisagem como resultante de um complexo de interações entre elementos naturais e humanos (ROUGERIE e BEROUTCHATCHVILI, 1991). Ratzel também contribuiu para a inserção da paisagem como elemento da discussão geográfica, com sua linha de pensamento acerca das relações causais existentes na natureza. Na virada do século, suas ideias foram assimiladas pela *Landschaftskunde*, uma ciência das paisagens, considerada sob ótica territorial, ou seja, uma expressão espacial das estruturas da natureza,

organizadas por leis cientificamente observáveis. Neste momento histórico, Dokoutchaev (Rússia), definiu o “Complexo Natural Territorial” (CNT), que era também uma forma de identificar as estruturas da natureza. A partir destas abordagens, surgiram outras variações, particularmente na Alemanha e países do Leste Europeu.

Em meados do século XIX, estudos de vegetação para análise da paisagem partiam da definição de tipologias de unidades de vegetação com vistas a alcançar uma tipologia maior de unidades paisagísticas. Em níveis diferentes, as unidades paisagísticas foram assimilando progressivamente componentes físicos e até sociais. Na ótica soviética, a análise da paisagem prendeu-se mais ao sistema físico do que à vegetação, e reuniu os conceitos da *landschaft* alemã e do CNT de Dokoutchaev. A noção de paisagem designada com o termo alemão *landschaft* tinha uma forte acepção natural, expressando a ideia de interação entre todos os componentes naturais e um espaço físico concreto.

No século XX, as pesquisas acerca da paisagem como sistema físico-químico eram oriundas da URSS (ROSS, 1990), e entre estas foi elaborado o conceito de “geossistema”, que surgiu em parte a partir da assimilação da ideia de *landschaft* alemã. Dessa forma, a paisagem passa ser concebida como uma formação sistêmica, formada por cinco atributos fundamentais: estrutura, funcionamento, dinâmica, evolução e informação.

A ênfase da geografia corológica e determinista despertou uma nova ótica entre alguns pesquisadores. O. Schlüter, no início do século XX, propôs que a descrição fisionômica associasse elementos tanto da natureza quanto elementos da cultura, que, em sua totalidade corresponderiam à paisagem. Em 1942, Schmitüssen escreveu que a Geografia deveria considerar e estudar o fenômeno da paisagem como um todo. Para C. Sauer (1925) a paisagem “tem uma forma, uma estrutura, um funcionamento e uma posição dentro de um sistema, e este sistema está sujeito a desenvolvimento, transformação, aperfeiçoamento.” (apud ROUGERIE e BEROUTCHATCHVILI, 1991; SAUER, 1998).

Até meados de 1960, a paisagem em si não chegava a ser alvo de pesquisas na França. Na Alemanha, a paisagem era enfocada pela corrente naturalista, bem como era o geossistema na URSS e Leste Europeu. Fica evidente a dificuldade de

aplicar conceitos unificados de paisagem à prática ou à uma finalidade concreta, com tal amplitude de concepções.

Em meados da década de 70, a visão da paisagem foi ampliada para a geografia física, com a incorporação de elementos da sociedade. Nesta discussão, gradativamente o termo “paisagem” é substituído por “ecossistema”, focalizando mais nos elementos funcionais, integrativos, e menos na parte descritiva. Esta percepção da unidade da paisagem por meio das relações dos ecossistemas contribuiu, em muito, durante os anos 80, a incorporar as ideias de desenvolvimento sustentável, permanecendo assim um entendimento da paisagem como sistema ecológico.

Na geografia ocidental contemporânea a paisagem é entendida como a interface da Natureza com a Sociedade. Para Passos (2000), se aceitarmos a existência de uma estrutura, um conjunto próprio de corpos naturais (paisagem natural), e a existência de um *status* paisagístico desses corpos naturais, determinado pelo sistema de produção econômica e cultural, teremos assim, a paisagem como um produto visual de interações entre elementos naturais e sociais, uma noção diagonal, transdisciplinar, não é o mesmo que espaço, mas parte deste.

A geomorfologia representa um dos mais importantes pilares do estudo da paisagem em geografia física, que podem ser sumarizados através das teorias genéticas do relevo, as escalas taxonômicas, a cartografia geomorfológica, a abordagem integrada e sistêmica e a relação espaço-tempo.

Conforme visto até o momento, a paisagem não é a simples adição de elementos geográficos disparatados, é, em uma determinada porção do espaço, o resultado da combinação dinâmica, e portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos, que reagindo dialeticamente, uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpetua evolução.

De acordo com Bertrand (1972), embasado nas escalas temporo-espaciais propostas por Cailleux e Tricart (1952) a noção de escala é inseparável do estudo das paisagens, visto que para estes a escala cartográfica, articulada com a escala taxonômica, possui a capacidade de ajustar a generalização ou o detalhamento da representação do relevo, permitindo ser usada como elemento de delimitação e hierarquização de unidades de paisagem. O sistema geomorfogenético, com os seus

componentes bioclimáticos e dinâmicos, determina o sistema de evolução geral da paisagem. Os levantamentos geomorfológicos fazem parte do inventário geográfico para a delimitação e caracterização fisionômica, ecológica e dinâmica das unidades de paisagem. A representação da compartimentação morfológica e do conjunto de informações sobre as coberturas superficiais permitem discutir a estrutura da paisagem.

A magnitude, frequência e intensidade dos processos morfogenéticos, atuantes nas vertentes, auxiliam na análise da fisiologia ou funcionamento da paisagem, enquanto que o conjunto de informações sobre as heranças, os depósitos correlativos, a idade do relevo e as etapas de transformação no tempo, favorece a reconstituição da dinâmica da paisagem. E, por fim, a relação do relevo com o clima, controlada pela intermediação da vegetação e do solo, contribui para a representação da paisagem enquanto conjunto homogêneo.

Dessa forma, a escolha da área de trabalho teve primordialmente bases geológicas e geomorfológicas, e tais características físicas se associam de forma sinérgica a condicionantes climáticas e vegetacionais. Todavia, a delimitação das unidades de paisagem de uma área de estudo, sobretudo visando aplicações geomorfológicas, não deve ser considerada como um fim, e sim como um meio de aproximação em relação a realidade geográfica.

Diante da escolha da categoria paisagem como elemento chave para a compartimentação fisiográfica, e tendo por base a ideia de escala de análise da paisagem proposta por Cailleux e Tricart (1952), Sorre (1984) e Brunet (1965), o Maciço Estrutural de Água Branca encontra-se na unidade de paisagem Geossistema.

Para Bertrand (1972) e Cailleux e Tricart (1952), o geossistema situa-se entre a 4º e 5º grandeza temporo-espacial, tratando-se portanto de uma unidade dimensional compreendida entre alguns quilômetros quadrados à algumas centenas de quilômetros quadrados, tendo como característica ser o resultado de fatores geomorfológicos, climáticos, vegetacionais, hidrológicos e etc, possuindo uma atarefada dinâmica interna, formando paisagens diferentes que representam os diversos estágios de sua evolução. Para o entendimento da evolução desta paisagem, é imprescindível compreender este geossistema, seus aportes de energia e em consequência sua dinâmica sedimentar interna.

2.1.1 Área De Estudo

A área de estudo consiste no Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno (Figura 1), este que se localiza entre os estados de Alagoas e Pernambuco, inserido quase que completamente no Município de Água Branca e uma pequena parte no Município de Pariconha – Alagoas.

Possui cerca de 400 km², com uma altitude máxima aproximada de 800 m, limitando-se a norte com Mata Grande e Tacaratu (PE), a sul com Delmiro Gouveia e Olho D' Água do Casado, a leste com Inhapi e Olho D' Água do Casado, e a oeste com Pariconha.

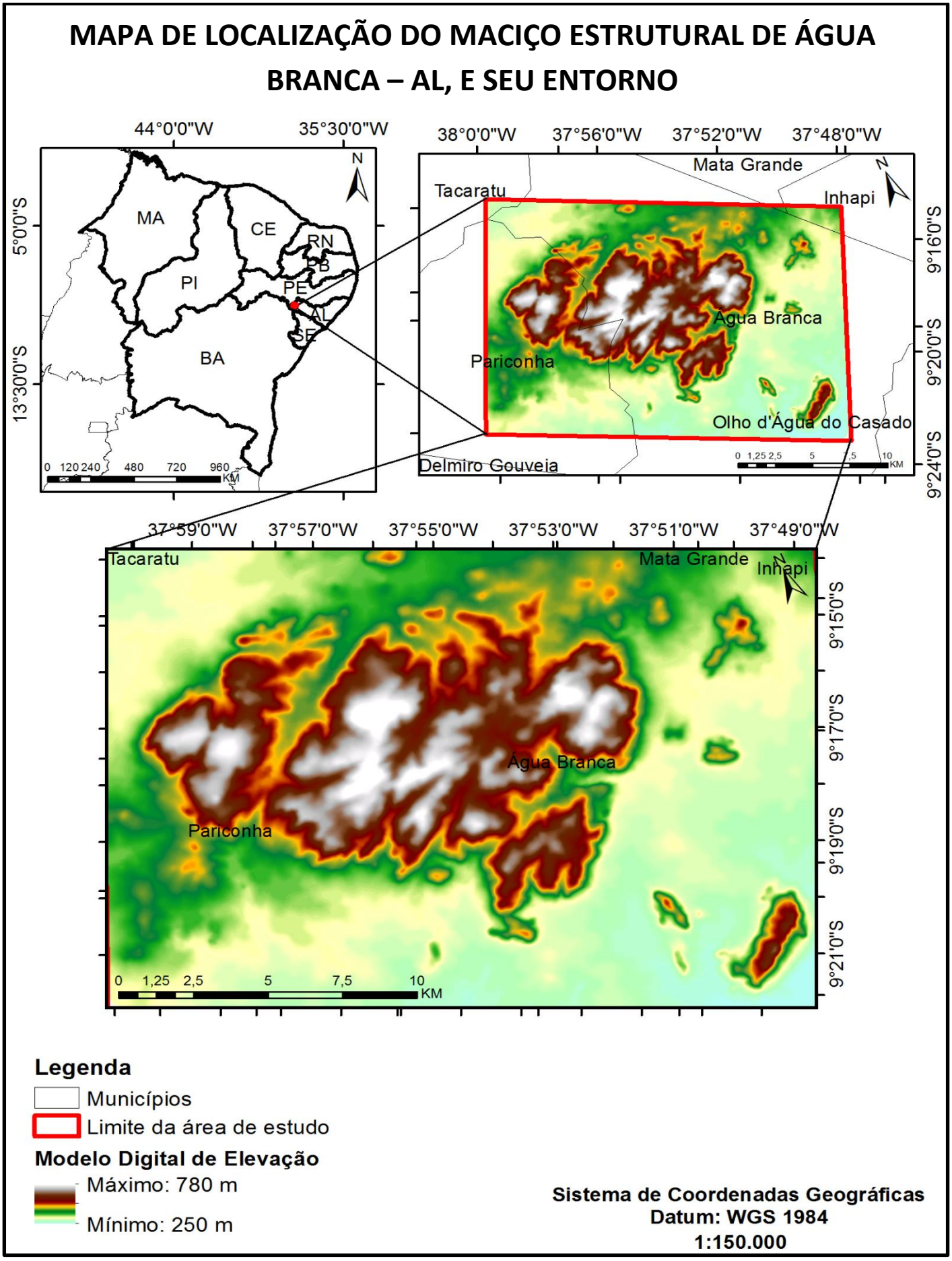
O Maciço Estrutural de Água Branca foi caracterizado inicialmente como um maciço residual, entretanto, de acordo com Gurgel (2012) comparando-se a definição clássica de relevos residuais introduzida por Cailleux e Tricart (1956), com a exposta no Dicionário Geológico-Geomorfológico brasileiro por Guerra (1966), fica claro que esta terminologia é evidentemente brasileira, resultante da adaptação da aplicação do conceito de "relevo tectônico residual", tendo em seu escopo uma sintetização realizada pelo autor como resquícios de superfícies antigas, peneplanícies ou pediplanos, geralmente relacionados com rochas mais resistentes como granito ou sienito. O autor também comparou maciços residuais a verdadeiros "monadnocks" ou "inselbergs", embora com áreas de afloramento significativamente maiores.

Diante do exposto, foi possível perceber que tal conceito precisa ser revisto e ajustado aos critérios morfogenéticos contemporâneos, sugerindo-se, portanto, a introdução ou resgate do termo Maciços Estruturais ou Tectônicos, fazendo-se assim, também um resgate da proposição original.

Sendo assim, o Maciço Estrutural de Água Branca classifica-se como um maciço estrutural de aspecto romboédrico em planta, delimitado por falhas, sem grandes deformações internas, basculhado para noroeste.

Ecologicamente, apresenta características de brejo de altitude, tendo uma condição climática diferenciada do seu entorno com relação à umidade, temperatura e vegetação, o que também favoreceu uma evolução geomorfológica distinta.

Figura 01 – Mapa de Localização do Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno.



2.2 ESCALA DE TEMPO, MUDANÇA CLIMÁTICA E CLIMA REGIONAL

A escala de tempo sempre constituiu um fator importante para o estudo das mudanças climáticas no planeta, contudo, inicialmente pensava-se que estas ocorriam gradualmente ao longo de séculos ou milênios, logo imperceptíveis no intervalo de tempo da vida humana. A proposta de Taylor *et. al.* (1993) de que as maiores mudanças climáticas ocorreriam no máximo na escala de séculos, décadas e talvez anos, revolucionou o estudo da geomorfologia, e trouxe consigo um novo parâmetro de observação. Entretanto, o entendimento das mudanças ambientais na paisagem só é possível quando a escala de tempo é conhecida ou entendida, principalmente quando se trata da análise de formas recentes.

Nos trabalhos geomorfológicos, todavia, a escala de tempo tem sido pouco abordada, o que resulta em investigações sem definição nítida do intervalo temporal envolvido na explicação do processo ou feição em análise (AMORIM, 2016).

O conceito de tempo em geomorfologia consolidou-se a partir de Davis (1899) e sua concepção de ciclo geográfico (ou ciclos de denudação), onde para este, o relevo é uma função de três variáveis quantitativas: estrutura, processo e tempo. Para o autor, o tempo era considerado um evento cíclico, que ocorria em períodos contínuos e imutáveis, expresso na paisagem por meio da elevação do relevo, e da denudação. Segundo Davis (1899), escalas de tempo entre décadas e séculos seriam irrelevantes, e deveriam ser negligenciadas quando utilizadas para a compreensão do seu ciclo geográfico, visto que, este teria sua expressão em ciclos geológicos.

Apesar de sua teoria ter sido veementemente rechaçada por contemporâneos como: Penck (1924) e Lester King (1956), ainda assim, sua concepção acerca da inclusão do tempo à abordagem geomorfológica continuou sendo utilizada. De acordo com Abreu (1983), até meados de 1940 a visão de Davis acerca do tempo alicerçou a investigação geomorfológica.

Entretanto, com a evolução tecnológica e metodológica a análise do relevo através de estudos paleoclimáticos, geocronológicos e neotectônicos, trouxeram uma nova perspectiva acerca do conceito de tempo, incluindo esta perspectiva em novas escalas espaciais, assim como a ideia de tempo cíclico. Em relação à ideia de ciclicidade dos eventos formativos, merecem destaque os Ciclos Tectônicos, Ciclos

Orbitais de Mylankovitch, Ciclos de Dansgaard Oeschger, Ciclo do ENOS, e Variação Anual das Estações.

Em relação ao tempo como variável aleatória é preciso destacar a importância dos eventos extremos de alta magnitude e baixa recorrência, dentro dos diversos contextos morfoclimáticos em diferentes escalas espaciais, tendo em vista que esta dinâmica interfere na estabilidade geomorfológica da paisagem e respectivamente em suas taxas de sedimentação.

A escala de tempo também está intimamente relacionada com a intensidade dos processos geomorfológicos. As escalas longas estão associadas às mudanças climáticas de nível global, movimentações na crosta terrestre, dentre outras. Dessa forma, presume-se que as magnitudes dos eventos em longa escala sejam muito superiores aos eventos máximos de agora, já que estes eventos foram capazes de deixar seus vestígios como depósitos por muito tempo na paisagem, e apesar da ocorrência de eventos subsequentes de grande intensidade, capazes de removê-los, suas feições permanecem. Já nas escalas curtas têm-se os sistemas de erosão, os quais estão relacionados à atuação da dinâmica climática regional média, agindo sobre diferentes unidades de relevo (AMORIM, 2016).

É preciso frisar que ao analisar a paisagem geomorfológica torna-se perceptível a necessidade de estabelecer inter-relações entre escalas de tempo, visto que as dinâmicas geomorfológicas atuantes em longo prazo criam espaços de acomodação que poderão ser preenchidos por sedimentos remobilizados oriundos de eventos de menor duração, principalmente aqueles de alta magnitude e baixa recorrência que se apresentam na paisagem de forma catastrófica, alterando processos e formas.

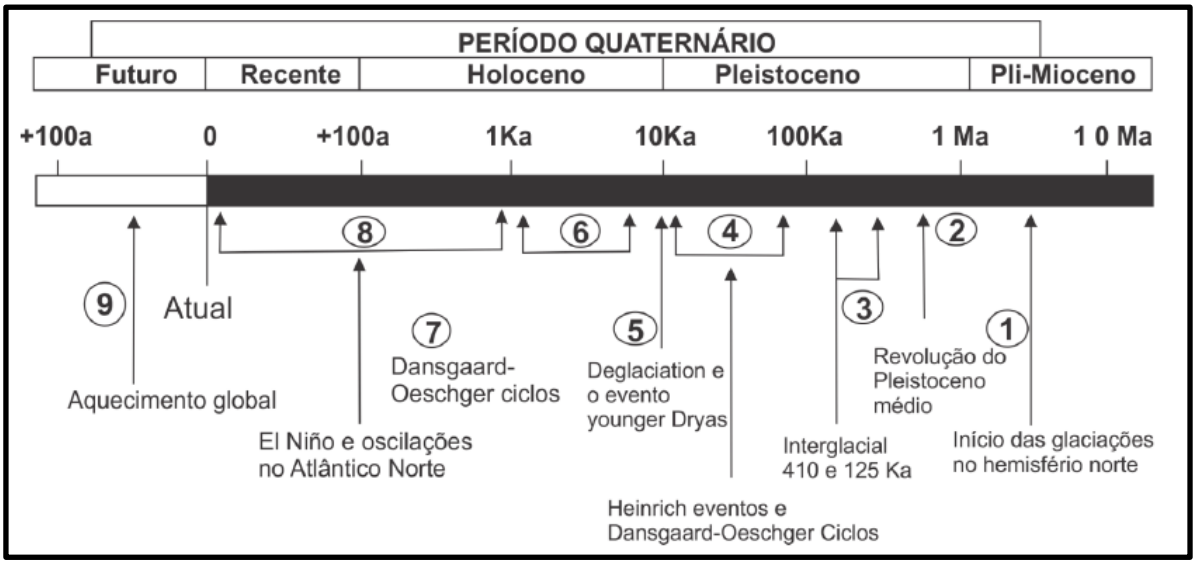
Diante do exposto, analisar as Escalas de Tempo atuantes, torna-se condição *sine qua non* para a análise da paisagem e compreensão efetiva da geração, transporte e deposição dos sedimentos, sendo estes de extrema importância para a construção do passado “recente”.

2.2.1 Tempo Cíclico

A ideia de tempo cíclico, conforme pautado anteriormente, foi incorporada à geomorfologia à medida que se dava sua evolução como ciência, contudo, adquiriu novas interpretações a partir do momento que se compreendia mais profundamente as mudanças climáticas quaternárias. Tais mudanças tornaram-se mais palpáveis com o advento dos métodos de datação absoluta, como os utilizados nos projetos GRIP e GRIP 2 (Datação dos núcleos de gelo do lago Vostok (Antártida) e fundo do oceano, buscando uma cronologia de eventos). Neste sentido, o trabalho de THOMAS (2004); ADAMS et al. (1999) e DANSGAARD, et al. (1993) demonstraram haver uma grande variabilidade climática de curto prazo no planeta com importantes implicações sobre as formas de relevo.

A partir dessas novas contribuições a cerca da dinâmica climática recente (Cenozóico Superior) tornou-se possível escalonar 9 (nove) importantes eventos ocorridos no planeta terra nos últimos 10 milhões de anos (Figura 02), sendo estes: Início das glaciações no hemisfério norte; Revolução do Pleistoceno médio; Interglacial entre 410 e 125 mil anos; Eventos cíclicos Heinrich e Dansgarrd-Oeschger; Deglaciação e o evento Younger Dryas; ENOS e as ocilações no Atlântico Norte, e por fim um futuro aquecimento global.

Figura 2 – Arranjo de mudanças climáticas em intervalos de tempo no Quaternário.



Fonte: Adaptado de Amorim (2016) apud Adams et al. (1999)

Para Adams et al. (1999) e Thomas (1994), dos eventos elencados acima, destacam-se 5 (cinco), os quais ocorrem em escalas distintas, cujo o intervalo de tempo varia do presente até 10 milhões de anos. São estes: Ciclos tectônicos; Ciclos orbitais de Mylankovitch; Evento Dansgarrd-Oeschger; Ciclo do ENOS e ciclo anual.

Para Selby (1992), os **ciclos tectônicos** são os responsáveis pela formação das maiores feições terrestres (Placas Tectônicas, cadeias de montanhas etc.), com escala de duração acima de 10 milhões de anos. Sua dinâmica processual está relacionada à migração de placas tectônicas e diante da escala de atuação seu resultado só é observado na escala de milhões de anos.

Os **Ciclos orbitais de Mylankovitch** são relacionados às variações no formato da orbita terrestre, e inclinação do eixo de rotação do planeta em relação ao sol, apresentando 3 (três) ciclos; Excentricidade, o maior, com aproximadamente 10 mil anos; Obliquidade, com 41 mil anos; e Precessão com 18 mil anos (ADAMS et al., 1999; DANSGAARD, et al., 1993).

Os **Ciclos Dansgarrd-Oeschger** (*"Interstadials" e "Heinrich Events")* ocorreram após o fim do Eemian (ultimo interglacial), últimos 120 mil anos, com ciclicidade de 15.000 anos, com intervalos de aproximadamente 1.470 anos. Apresentam-se na forma de mudanças subidas de temperatura, cerda de 5°C a 10°C, em escala global, ou ao menos regional, com duração de 10 a 15 anos.

Suas fases quentes são denominadas de *"Interstadials",* ocorreram entre 110 e 10 mil anos, e surgiram fortemente nos registros de gelo da Groelândia, e entre 115 e 14 mil anos atrás. Os *"Heinrich Events"* são conhecidos como o oposto aos *"Interstadials"*, ou seja, são eventos extremos de frio e de curta duração. Ocorreram no contexto geral do clima glacial, mas também se apresentam como intervalos frios e áridos. Para Adams et al. (1999), os *"Heinrich Events"* podem ter sido globais, embora a variação climática tenha sido maior no Atlântico Norte.

De acordo com este mesmo autor, até o momento há 25 eventos comprovados, tendo o ultimo evento sido registrado no Pleistoceno Superior (15.000 A.P.) As analises dos registros de gelo sugerem que os Ciclos Dansgarrd-Oeschger tiveram início e fim abruptos, embora seja comprovado que apesar da ciclicidade, estes tendiam ao resfriamento.

O **El-Niño-Oscilação Sul (ENOS)**, chama atenção neste contexto haja vista sua imprecisão cíclica e conceitual. A literatura metodológica trata este fenômeno como anomalia que altera o padrão climático (NÓBREGA e SANTIAGO, 2014). Entretanto, a literatura geomorfológica o considera como um sistema de circulação perturbada que atua de forma cíclica na escala de décadas, com evidencias de sua ocorrência no Pleistoceno Inferior (ADAMS et al., 1999). Acerca do efetivo inicio de sua atuação, alguns trabalhos apontam para o Pleistoceno Superior (últimos 130.000 anos), outros propõe que o inicio de sua atividade coincide com as oscilações no Atlântico Norte há cerca de um milhão de anos. Apesar de imprecisão de seu início o ENOS se apresenta atualmente com uma variabilidade cíclica de 2 a 8 anos (SARACHIK e CANE, 2010). É importante destacar a influencia do ENOS para o semiárido brasileiro, local de inserção da área de estudo, já que este tem por característica aumentar ou diminuir as médias pluviométricas regionais, interferindo diretamente no padrão de transporte e sedimentação.

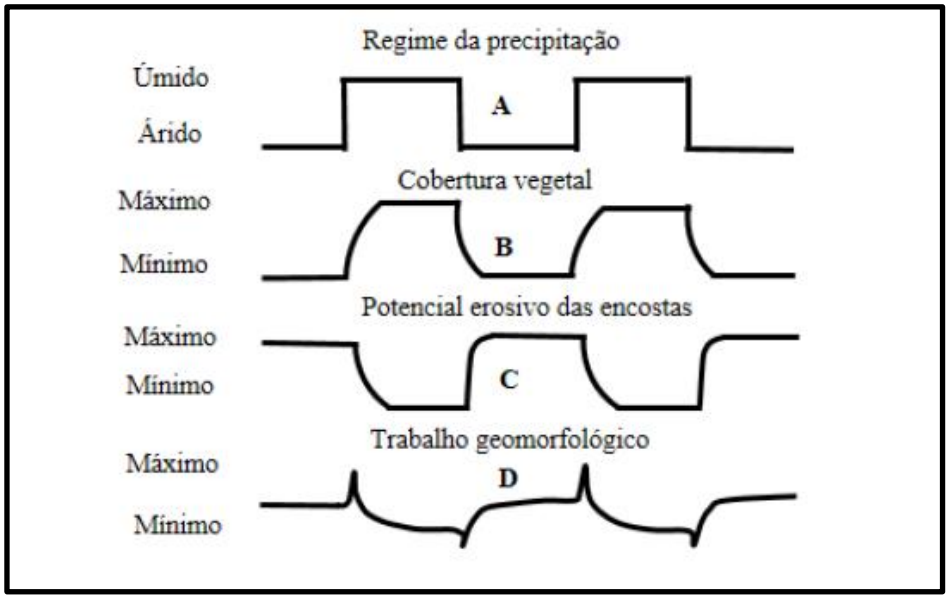
O **ciclo anual** consiste na variação de inclinação da terra ao longo do ano, resultando em alteração do balanço de energia no planeta, tal ciclicidade é a mais frequente e menos variante (AMORIM, 2016).

Para Gutierrez (2005), nas escalas de curto prazo, dentro das aplicações geomorfológicas, as mudanças ambientais estão relacionadas à atuação combinada e/ou isolada de três dinâmicas: geológica, climática e antrópica. Sendo necessário compreender que tais dinâmicas não necessariamente se comportam como cíclicas, ou atuam isoladamente, bem como é necessário compreender o tempo como uma variável passiva, que não adiciona nem remove matéria ou energia do processo geomorfológico.

Knox (1972) expõe a ideia de ciclicidade não atrelada a uma escala de tempo definida na evolução da paisagem, e apresenta que a ocorrência de tais ciclos desencadeia um padrão de resposta da cobertura vegetal e dos processos geomorfológicos relacionado a mudanças climáticas repetitivas, mas não necessariamente obedecendo a uma sequência de intervalos de igual duração. O modelo prevê que um aumento na precipitação provoca um aumento relativo da cobertura vegetal e, portanto, uma diminuição no potencial de erosão das encostas, e vice-versa (Figura 3).

No entanto, Araújo (2013) ressalta que as transições de úmido para seco e de seco a úmido são assimétricas em relação a uma quarta variável, qual seja, o trabalho geomórfico relativo, ou a produção de sedimentos. Em condições normais, a produção de sedimentos em áreas vegetadas é menor do que em áreas semiáridas devido à falta de proteção do solo contra chuvas torrenciais nestas últimas. A transição de um período seco para úmido irá produzir um pico na produção de sedimentos porque o solo estaria desprotegido, e a precipitação seria alta. Esta situação vai perdurar até que a vegetação se ajuste às novas condições. A situação oposta, de úmido para seco, tende a produzir uma diminuição na produção de sedimentos, uma vez que o solo já se encontra recoberto e a precipitação torna-se baixa. Mais uma vez, esta situação vai perdurar até que a nova vegetação (ou falta dela) prevaleça, e a produção de sedimentos, normalmente elevada em ambientes semiáridos, seja estabelecida.

Figura 3 – Modelo cíclico de processo de modificação na paisagem.



Fonte: Knox (1972)

2.2.2 Tempo como Variável Aleatória

Apesar de se buscar definir um intervalo de tempo adequado para as análises dos processos geomorfológicos, é preciso compreender a aleatoriedade dentro dos intervalos de observação. Nesse sentido, Thomas (2014) afirma que ao contrário do que a geomorfologia tradicional dispõe, os pulsos climáticos na escala de décadas,

dentro de um intervalo de 1.000 anos proporcionam reafeiçoamentos na paisagem incompatíveis com os dados médios das condições do clima em todo o período.

Dessa forma, o autor demonstra a necessidade de incluir na análise dos processos geomorfológicos o tempo aleatório, para que se tenha um parâmetro de regulagem das alterações do sistema de paisagem, afinal o sistema geomorfológico tende a se reorganizar em resposta aos seus próprios arranjos internos.

A exemplo do exposto pode-se citar o processo de formação de calcretes. Estes, segundo Bigarella (2009), têm sua formação associada a fases climáticas mais secas do Pleistoceno. No entanto, a depender das condições internas dos sistemas morfologicos, a exemplo das marmitas de dissolução, sua formação ocorre mesmo em períodos menos secos, como o Holoceno inferior, desde que as condições mesológicas locais sejam favoráveis (SILVA, 2013).

2.2.3 Inter-relações de Escalas de Tempo

Quando uma paisagem é visualizada, o que está em evidencia, ao mesmo tempo, são unidades espaciais que evoluíram em escalas de tempo distintas, mas que continuam a evoluir em conjunto formando um palimpsesto (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Para a geomorfologia, nesta perspectiva, destacam-se as bacias hidrográficas que quando visualizadas dentro de uma escala generalista, holística, têm suas unidades morfológicas evoluindo em escalas de longo prazo. Contudo, quando visualizadas a partir da funcionalidade dos seus segmentos formadores, interdependentes, suas unidades estão sujeitas a modificações decorrentes de processos de intensidades e temporalidades distintas. Neste último caso, tem-se por exemplo as barras de canal em relação ao terraço fluvial e as encostas; e no caso dessas últimas suas relações com os próprios maciços estruturais onde se alojam. De fato, é necessário visualizar o encadeamento das diferentes escalas de tempo e sua sobreposição eventual sobre a magnitude das respostas geomorfológicas, tornando-se fundamental visualizar como o tempo cíclico se materializa nas mudanças ambientais de forma sistêmica, para que se possa compreender como se dá sua imbricação com os eventos em diferentes ordens cronológicas, até mesmo aqueles não cíclicos e aleatórios.

Para Amorim (2016), também é importante visualizar o intervalo de tempo no qual as respostas às mudanças climáticas se propagam no espaço, pois um mesmo evento cíclico não atua homogeneamente sobre o planeta em um mesmo espaço de tempo, bem como com a mesma intensidade. O autor ainda destaca os eventos cíclicos em escalas regionais, visto que estes podem desencadear eventos aleatórios em outras regiões, o que implica na necessidade de observação do seu desdobramento no espaço.

2.2.4 Mudanças Climáticas

Conforme já pautado anteriormente, no decorrer da história da terra, diversas foram as mudanças climáticas ocorridas, para Corrêa (2001) tais mudanças atuam diretamente sobre os ambientes, operando em variadas escalas que vão desde oscilações planetárias estabelecidas por condicionamentos astronômicos (Ciclos de Mylankovitch), até eventos locais condicionados por mudanças sutis no albedo e na evapotranspiração de áreas pequenas.

Todavia, é no período Quaternário que tais mudanças podem ser analisadas com mais precisão, haja visto ser este período o mais próximo ao “presente”. Para Salgado – Labouriau (1994) e Suguio (2010), a importância do período Quaternário vai além, pois foi neste que ademais das grandes mudanças climáticas, deu-se a “homonização” do homem e a compreensão da gênese da paisagem atual. Este período geológico iniciou-se à aproximadamente 2,5 M.a (a partir dos estudos de datação com potássio-argônio e paleomagnetismo) de acordo com a União Internacional para o Estudo do Quaternário (INQUA), e divide-se em dois períodos, o Pleistoceno com cerca de 2,4 M.a e o Holoceno, que inclui apenas os últimos 11,5 mil anos.

Para Gutierrez (2005), sob a perspectiva geomorfológica, as mudanças ambientais são devidas a três causas básicas: geológica, climática e antrópica. A mudança ambiental geológica está relacionada à atividade neotectônica, principalmente em áreas de margem ativa, onde a compensação isostática e o deslocamento relativo entre as placas da litosfera produzem modificações de alívio significativas. Já os seres humanos, considerados agentes geomorfológicos por terem a capacidade de modificar a superfície terrestre, tem sua parcela nas mudanças

ambientais, principalmente durante o ultimo milênio. Quanto às interferências climáticas, estas como visto anteriormente, atuam em diversas escalas, desde intervalos de dezenas de anos até a escala de tempo geológico.

Todavia, tais processos (provenientes da atividade tectônica, antrópica e climática) podem interagir, e para se compreender as mudanças ambientais, é necessário discernir o impacto de cada um sobre a paisagem.

Outro ponto importante consiste no tempo de resiliência da paisagem para se adaptar às novas condições climáticas, já que muitas formas de relevo se encontram em equilíbrio dinâmico (Hack, 1960). Dessa forma, a persistência ou modificação da forma de relevo diante de uma mudança climática está diretamente ligada ao seu contexto morfoclimático. Para Gutierrez (2005), as melhores áreas para analisar as mudanças climáticas são aquelas com longa história de estabilidade crustal e habitação escassa, como as áreas desérticas e semiáridas plataformais.

A análise das formas de relevo de áreas semiáridas tectonicamente estáveis e com pouca atividade antrópica demonstram que muitas destas paisagens foram formadas sob condições geomorfológicas diferentes das atuais. Essas formas de relevo devem ser consideradas como paleoformas ou formas de relevo herdadas, originadas sob condições morfogenéticas diferentes das presentes.

As mudanças climáticas ocorridas no semiárido estão diretamente ligadas ao aporte sedimentar, e este, em consequência, está diretamente ligado às variações pluviométricas, vegetacionais e térmicas. As variações pluviométricas nos domínios semiáridos, tendem a ser escassas mas tempestuosas, e interferem diretamente no volume vegetacional, este por sua vez, interfere na cobertura do solo. Em geral, mais vegetação resulta em menor produção de sedimento, entretanto, menos vegetação, apesar de indicar menos pluviosidade, resultará em um efetivo carreamento de sedimentos durante os raros episódios torrenciais.

Para Schumm (1977) e Knox (1984), interferências climáticas que modifiquem o regime pluvial para índices inferiores a 400mm anuais, podem produzir modificações significativas na hidrologia, assim como na quantidade de solo exposto, influindo na taxa anual de sedimentação. Nestas regiões, o fluxo de corrente (turbidez) é frequente devido à precipitação torrencial, assim, a produção de sedimento atinge um valor

elevado por episódio de chuva. A vegetação é mais sensível ao clima e uma leve modificação na cobertura vegetal já pode produzir alterações hidrológicas significativas. Portanto, nessas regiões, a intensidade da erosão pode variar muito como resultado de mudanças climáticas eminentes. Contudo, para uma melhor compreensão de tais eventos, técnicas de datação são essenciais, pois possibilitam estabelecer uma sequência temporal que fornece os meios para correlações das causas e efeitos, e impressões na paisagem desencadeadas por estes.

2.2.5 Clima Regional

É sabido que toda a conjuntura global exposta acima influenciou e influencia o estabelecimento da atual morfologia encontrada no Maciço Estrutural de Água Branca, entretanto, a dinâmica climática atual também exerce sua contribuição. O clima de qualquer região é determinado em grande parte pela circulação geral da atmosfera, e essa resulta, em última instância, do aquecimento diferencial do globo pela radiação solar, da distribuição assimétrica de oceanos e terras emersas, além das características topográficas sobre os continentes. Padrões de circulação gerados na atmosfera redistribuem calor, umidade e momentum (quantidade de movimento) por todo o globo. No entanto, essa redistribuição não é homogênea, agindo algumas vezes no sentido de diminuir as variações regionais dos elementos climáticos, tais como, temperatura e precipitação, as quais, têm enorme influência nas atividades humanas (BOLETIM DE MONITORAMENTO E ANÁLISE CLIMÁTICA – CLIMA ANÁLISE – NÚMERO ESPECIAL, 1986).

Mecanismos geradores de chuva derivados dos vários sistemas meteorológicos observados na região tropical, atuam sobre o Nordeste. Tal premissa não se mostra diferente para o estado de Alagoas, que tem seu período de chuvoso entre os meses de abril a julho (Pontes da Silva et al, 2008), decorrente da atuação de diversos Sistemas Sinóticos que provocam direta, ou indiretamente, precipitações, sendo estes:

Os **Sistemas Frontais (SF)** ou suas extremidades, que são caracterizados por uma região de limite entre duas massas de ar que possuem características diferentes, como temperatura, umidade e instabilidade (KOUSKY, 1979; SOUZA E COSTA, 1994; GEMIACKI, 2005; CRUZ, 2008).

A **Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)** consiste em um sistema de atuação global, onde ocorre a convergência de ventos alísios de sudeste vindos do Hemisfério Sul, e os ventos alísios de nordeste oriundos do Hemisfério Norte, em baixos níveis atmosféricos, atuando nos trópicos. É importante ressaltar, que para a região Nordeste, a ZCIT demonstra uma variabilidade interanual em seu movimento, de acordo com o seu deslocamento norte – sul. Em anos de seca, a ZCIT inicia sua migração para norte em fins de fevereiro ou início de março, enquanto que, em anos chuvosos, a ZCIT somente inicia sua migração para posições mais ao norte em fins de abril ou início de maio (CAVALCANTI ET AL, 2009). Em alguns casos, a ZCIT consegue influenciar o tempo em Alagoas, muitas vezes indiretamente, isto é, via "pulsos" de nebulosidade que se desprendem de sua área de maior atuação e se dirigem para sul, atingindo o Estado (HUBERT ET AL., 1969; UVO E NOBRE, 1989; FERREIRA, 1996; XAVIER ET AL., 2000; COELHO-ZANOTTI ET AL., 2004).

É importante destacar que a variabilidade interanual de precipitação no Nordeste do Brasil é fortemente dependente da fase do **Dipolo do Atlântico (DA)**, tendo em vista que as anomalias positivas da **Temperatura da Superfície do Mar (TSM)** no Atlântico Norte e anomalias negativas no Atlântico Sul, ao sul do equador, estão associadas a condições mais secas no Nordeste do Brasil (Moura e Shukla, 1981). Contudo, Condições de chuva são observadas quando as anomalias de TSM opostas estão presentes.

Também devem ser mencionados os **Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)**, circulação ciclônica situada nos altos níveis da troposfera, cujos efeitos são bem evidentes nas chuvas do Nordeste, principalmente quando este se origina sobre o continente. Assim, parte da região experimenta chuva (na periferia), e parte apresenta céu claro decorrentes dos movimentos verticais subsidentes existentes no centro do VCAN. É interessante ressaltar a associação deste sistema com outros dois que atuam na América do Sul: a Alta da Bolívia e a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Essa relação de sistemas é importante para se entender o clima do continente (CAVALCANTI ET AL, 2009). Ao introduzir a variante geomorfológica neste sistema, é possível visualizar que esta é pouco significativa, visto que, a atuação do VCAN está relacionada à formação de nuvens no seu centro e precipitação em suas bordas. (GAN E KOUSKY, 1986; KOUSKY E GAN, 1981; RAO E BONATTI, 1987; MISHRA ET AL., 2007). Além dos VCANs, também podem atuar na área de estudo os **Vórtices**

Ciclônicos de Médios Níveis (VCMN); circulação ciclônica dos ventos observada somente em médios níveis da atmosfera (FEDOROVA ET AL., 2006)

A Alta ou **Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS)** tem um papel importante no regime de chuvas no leste do Estado, pois é observado que no período chuvoso dessa região, sua circulação advecta umidade do oceano em direção ao continente sul-americano, ajudando no processo de convergência do fluxo de umidade na costa nordestina, o que reforça a instabilidade na região (BASTOS E FERREIRA, 2000).

Outro sistema importante são as Ondas ou **Distúrbios Ondulatórios de Leste (OL)**, perturbações associadas a cavados (prolongamentos de uma área de baixa pressão na atmosfera), mais bem configurados em médios níveis da troposfera (700, 500 hPa), e à temperatura elevada na superfície do mar, onde sua nebulosidade é caracterizada por nuvens convectivas que se deslocam de leste para oeste nos oceanos, atingindo áreas continentais da costa leste do Estado (ESPINOZA, 1996; VAREJÃO SILVA, 2005; COUTINHO E FRITSCH, 2007).

Sistemas meteorológicos de escala menor que a dos anteriormente citados (Sistemas de Mesoescala) ainda devem ser mencionados como, por exemplo, os **Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)**, que são aglomerados de nuvens de forte desenvolvimento vertical, produtoras de precipitações intensas (MADDOX, 1980, 1983; VELASCO E FRITSCH, 1987; SILVA DIAS 1987; REEDER E SMITH, 1998; ALVES ET AL., 2001). Ainda de grande importância no regime de chuvas em Alagoas são as **Perturbações Ondulatórias no Campo dos Ventos Alísios (POAs)** (MOLION E BERNARDO, 2002). Esses distúrbios são formados pela convergência dos ventos que acompanham os Sistemas Frontais com os ventos alísios. Dão origem à grande nebulosidade ao se aproximarem de áreas costeiras, devido à convergência do fluxo de umidade e contraste de temperatura entre oceano e continente. Também sistemas mais localizados, como as brisas de terra e mar e a convecção local, não podem ser descartados como mecanismos contribuidores nos totais pluviométricos observados no Estado.

O avanço das **Frentes Frias (FF)** até às latitudes tropicais, entre os meses de novembro e janeiro, é outro mecanismo indutor de chuvas. As frentes frias são bandas

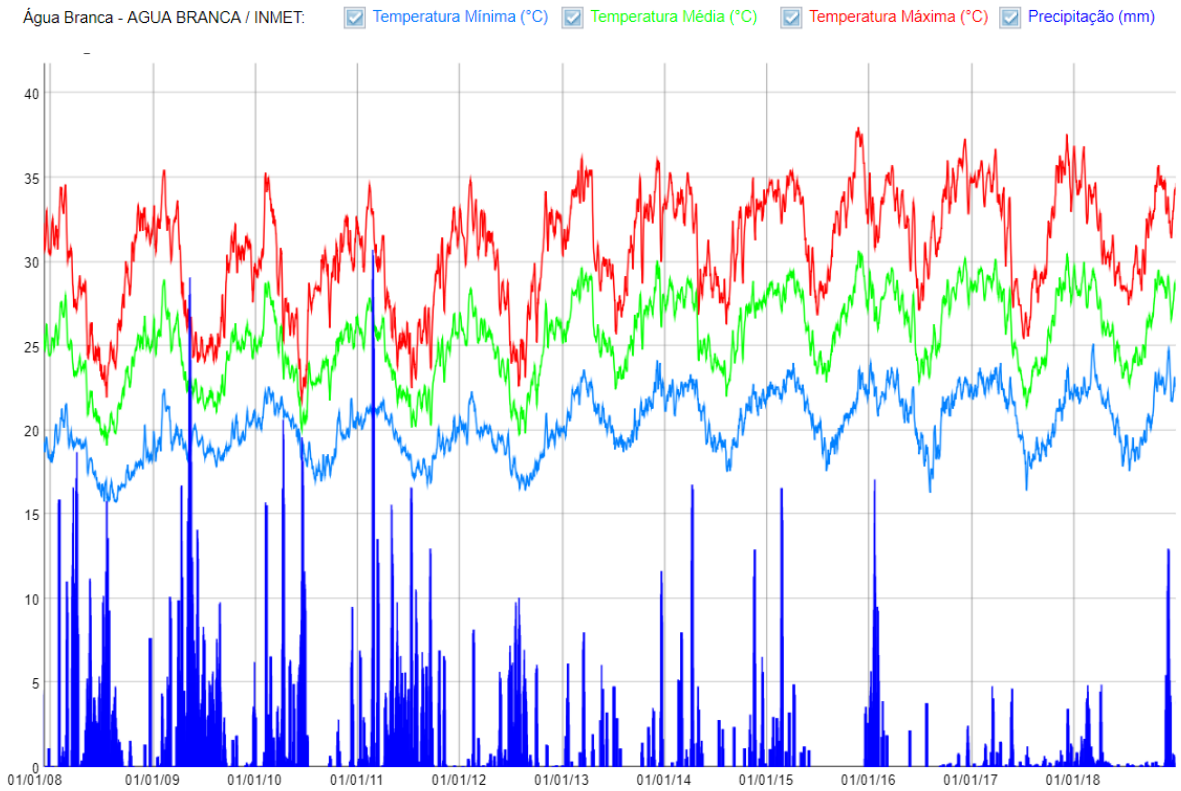
de nuvens organizadas que se formam na região de encontro entre duas massas de ar (quente e fria). Se houver umidade suficiente, a passagem da frente forma nebulosidade e causa chuvas intensas.

Torna-se ainda importante destacar uma corrente de ventos fortes, em níveis superiores, atuante no Nordeste, chamada de **Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB)**, que foi investigada por Gomes (2003). Este observou uma atuação maior da CJNEB no inverno austral. Em muitos casos, esses sistemas são vistos através de imagens de satélite, apresentando nebulosidade predominantemente cirriforme (VALOVCIN, 1968; DOSWELL E SCHAEFER, 1976; RAO ET. AL., 1990). Posteriormente, ao estudar a influência da CJNEB, particularmente em Alagoas, Campos e Fedorova (2006) encontraram 73 dias de ocorrência do fenômeno no ano de 2004, onde os valores da velocidade máxima do vento no seu eixo chegaram a 60 m/s. Também observou-se a ligação da CJNEB com VCANs, VCMNs e correntes de Jato de Baixos Níveis (CJBN), sendo que alguns sistemas sofreram mudança na sua estrutura em razão das circulações transversais da CJNEB. Quanto aos fenômenos meteorológicos gerados pela CJNEB em Alagoas, Campos e Fedorova (2006) destacam a formação de névoa úmida e seca, chuva leve intermitente, nevoeiro e pancadas de chuva. As distribuições espaciais típicas da CJNEB observadas foram: de norte para o sul, nordeste para sudoeste, sudeste para nordeste, noroeste para sudeste e zonal.

2.2.6 Condições Climáticas da Área de Estudo

Tomando-se como ponto inicial a temperatura, o Maciço Estrutural de Água Branca apresenta uma temperatura média de 23ºC, com uma altitude média de 570m, e precipitação média anual de 1021mm (01/2000 à 12/2018 - Agritempo), com o período seco durando de 5 a 6 meses, com precipitação concentrando-se nos meses de maio, junho e julho, totalizando mais de 50% da precipitação anual (Observar Gráfico 1).

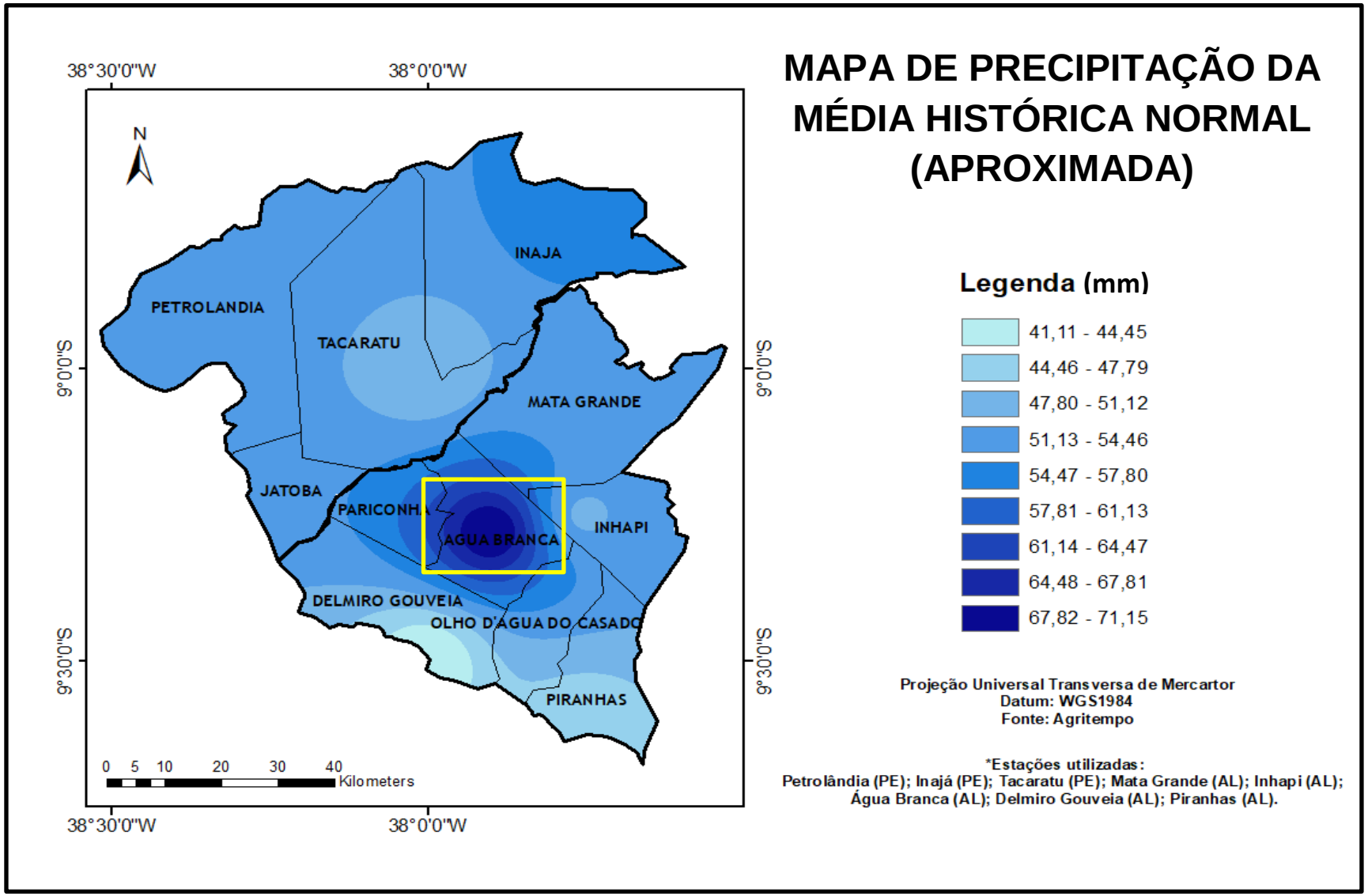
Gráfico 1 – Inter-relação entre temperatura (mínima, média e máxima – média) e precipitação (média) do Maciço Estrutural de Água Branca (período 01/2008 à 12/2018), estação Água Branca – INMET.



Fonte: Agritempo.

Entretanto, é importante destacar que, apesar da área de estudo localizar-se em zona semiárida (clima BSh), há ocorrência de condições climáticas distintas em virtude da variedade altimétrica encontrada no relevo, observando-se que nas regiões de maior altitude (serras ou brejos) são encontrados maiores índice de umidade e precipitação (Figura 4), e nas áreas localizadas a sotavento pouca precipitação e baixa umidade.

Figura 4 – Mapa de precipitação da média histórica normal aproximada do Maciço Estrutural de Água Branca e seu entorno, em amarelo, (mm/ano).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Tendo por base as análises de Pontes da Silva et al (2008) em seu trabalho acerca dos sistemas sinóticos associados às precipitações no sertão alagoano, é possível afirmar que para a área do Maciço Estrutural de Água Branca, os sistemas responsáveis pelos maiores índices de precipitação são:

- Complexo Convectivo de Mesoescala
- Extremidades de Frentes Frias + Complexo Convectivo de Mesoescala + Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
- Extremidades de Frentes Frias + Complexo Convectivo de Mesoescala
- Aglomerados de Cumulonimbos + Pertubações Ondulatórias
- Complexo Convectivo de Mesoescala + Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
- Extremidades de Frentes Frias + Aglomerados de Cumulonimbos
- Complexo Convectivo de Mesoescala + Pulsos Associados a ZCIT + Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
- Aglomerados de Cumulonimbos + Pulsos Associados a ZCIT
- Pertubações Ondulatórias

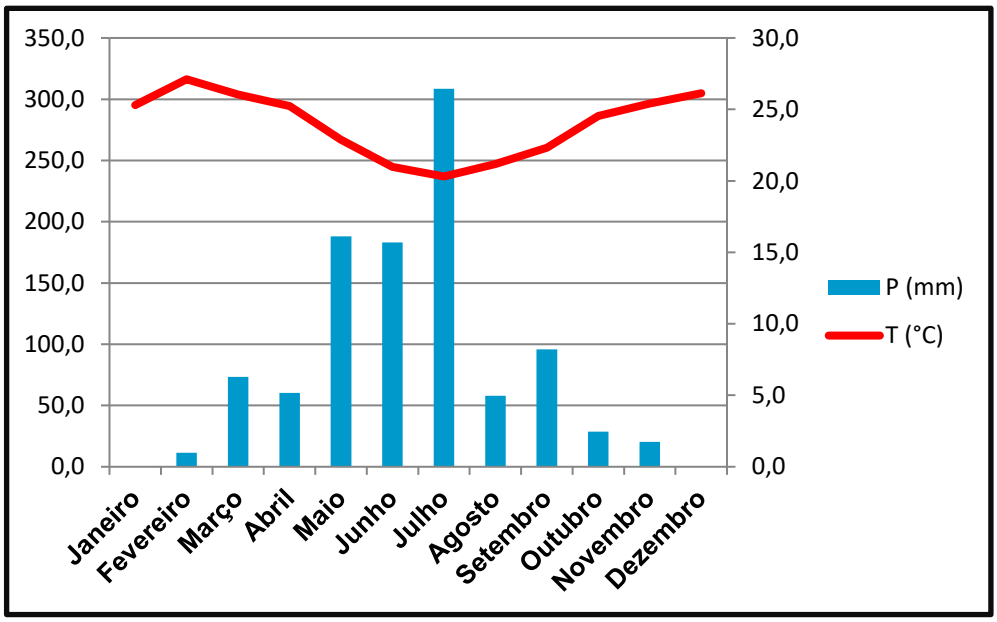
Estes eventos de precipitação expressiva podem ocorrer em qualquer época do ano, todavia a partir de uma análise histórica foi possível constatar que o mês de janeiro registra as precipitações mais intensas.

Além dos sistemas já mencionados, a área de estudo também é influenciada pelos fenômenos meteorológicos globais conhecidos como **El Niño e La Niña**. Estes influem diretamente no volume de precipitação na região, proporcionando anos bastante chuvosos ou secas severas. Quando as condições meteorológicas favorecem a formação do La Niña ocorrem baixas precipitações no Peru, Sul e Sudeste do Brasil e elevadas precipitações no Nordeste brasileiro. Quando incidem condições meteorológicas inversas, favorecem a formação do sistema El Niño, que, quando ocorre de forma intensa, provoca secas severas na região Nordeste e, em consequência, na área em estudo. Estes fenômenos são ampliados.

Desta forma, com o intuito de demonstrar o comportamento climático no Maciço Estrutural de Água Branca em anos de El Niño e La Niña, foram confeccionados climogramas com base nos dados da estação Água Branca (Lat/Long: -9,28 -37,9; Altitude: 379m) (Figura 5 à 7), referentes aos anos de 2016 (sem influência de El Niño ou La Niña) , 2015 (forte El Niño), e 2011 (forte La Niña).

A Figura 5 corresponde ao ano de 2016, ano sem influência de El Niño ou La Niña. A partir de sua análise foi possível constatar que as chuvas do Maciço Estrutural de Água Branca são de outono/inverno, como é de se esperar para a região.

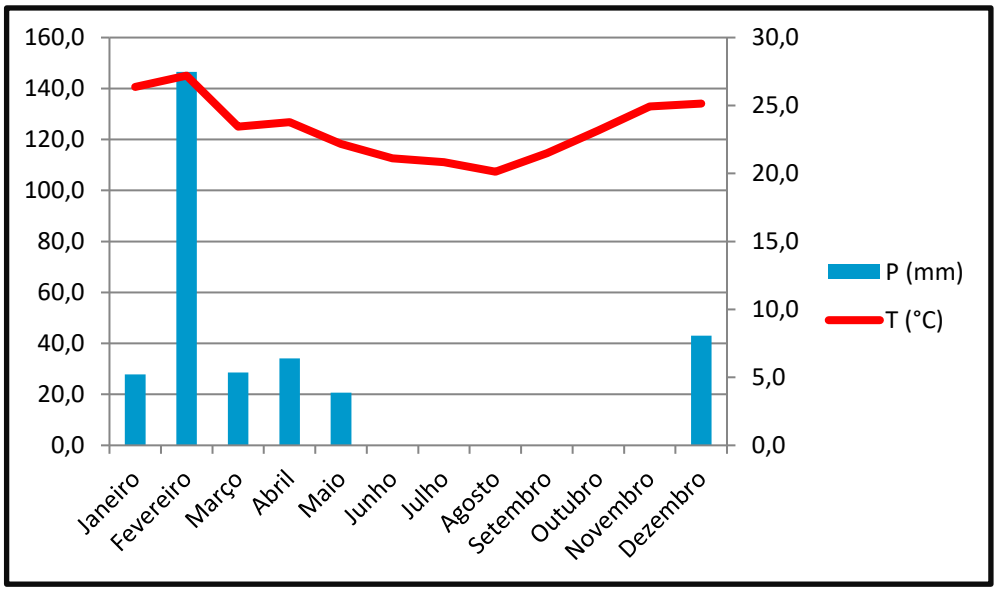
Figura 5 – Climograma do ano de 2016 (ano sem influência de El Niño ou La Niña).



Fonte: Agritempo, estação Água Branca.

Entretanto, ao analisar a Figura 6, que apresenta o climograma do ano de 2015, este com forte El Niño, foi possível observar um espaçamento do volume de chuvas, com 6 meses sem nenhuma precipitação, assim como uma redução do volume médio de precipitação em cerca de 70% (300mm), com seca concentrada a partir do mês de junho. Tais dados indicam forte circulação anticiclônica, impedindo a formação de chuvas. Dessa forma, apresenta-se uma inverno/primavera extremamente secos, e a pouca chuva ocorrendo no verão/outono.

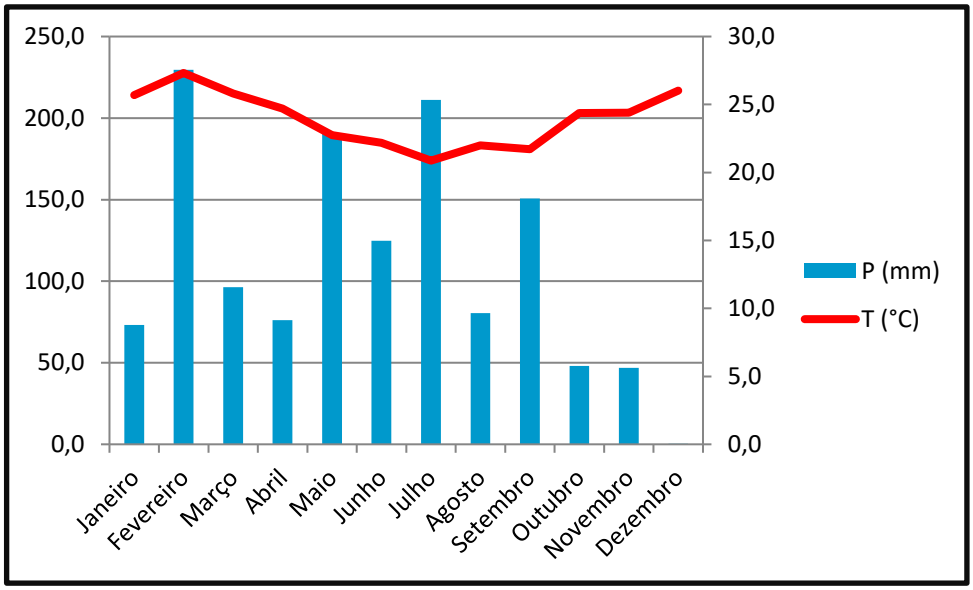
Figura 6 – Climograma do ano de 2015 (forte El Niño).



Fonte: Agritempo, estação Água Branca.

A Figura 7 apresenta o ano de 2011, ano de forte La Niña. A partir de sua análise foi possível atentar que diferentemente do ano de 2015 (forte El Niño), as chuvas do Maciço Estrutural de Água Branca apresentam-se de forma mais regular, com meses de inverno bastante chuvosos, com chuvas até setembro. Tal conjuntura indica influência do dipolo do atlântico, relaxamento da situação anticiclônica, aumento da temperatura da água do mar, mais evaporação, propiciando condições mais favoráveis para chuva.

Figura 7 – Climograma do ano de 2011 (forte La Niña).



Fonte: Agritempo, estação Água Branca.

2.3 PEDOLOGIA, USO E OCUPAÇÃO DA TERRA

Os estudos geomorfológicos têm, nas últimas décadas, incluído a interferência humana como ação geomorfológica, principalmente na alteração dos processos naturais, como a modificação das propriedades e da localização dos materiais superficiais e a interferência em vetores, taxas e balanços dos processos que geram, de forma direta e/ ou indireta, outra morfologia (RODRIGUES, 2005).

Nir (1982) discute as ações humanas na alteração dos processos geomorfológicos, considerando sua importância na configuração do relevo, visto que determinadas modificações, quando comparadas a processos naturais, são muito mais intensas e expressivas. Afora os condicionantes climáticos, o ser humano pode alterar significativamente os demais elementos do meio, como o solo e a cobertura superficial, intervindo nos sistemas naturais, retardando ou acelerando processos geomorfológicos (NIR, 1982).

Dessa forma, não apenas mudanças climáticas com eventos extremos resultam em situações catastróficas, como enchentes, deslizamento de terra e/ou formação de processos erosivos, pois dependendo da intervenção antrópica, até mesmo eventos de baixa magnitude podem promover tais situações.

2.3.1 Aspectos Pedológicos da Área de Estudo

A cobertura pedológica consiste em uma resposta à quantidade de chuvas que infiltra ou excede na superfície, o Maciço Estrutural de Água Branca reflete o clima semiárido e, portanto, seu estágio de desenvolvimento está subordinado à sua posição na superfície, que por sua situação topográfica, apresenta diferenças nos padrões fisionômicos (clima e vegetação) e estes influenciam diretamente a formação do solo.

O relevo também exerce uma função determinante para o predomínio dos processos denudacionais sobre os de intemperismo e formação do solo. Como exemplo, solos formados em encostas com declividade acima de 30° na sua linha de maior ruptura, geralmente, são considerados instáveis por estarem constantemente expostos à remoção erosiva. Ao contrário dos solos em formação, sobre encostas com pouca inclinação, mesmo sujeitos à reptação, podem permanecer tempo

suficiente na paisagem até atingirem a maturidade pedológica necessária ao seu completo desenvolvimento (CORRÊA, 1997).

Dentro da temática deste trabalho, o contexto pedológico é entendido como o resultado da relação antagônica entre intemperismo e denudação ao longo do tempo. Dessa forma, tem-se como intuito descrevê-los dentro do contexto operacional da atual estrutura da paisagem.

Tomando como base o mapa de reconhecimento de baixa e média intensidade de solos do Estado de Alagoas, Embrapa (2011), e o mapa de solos da área de estudo confeccionado com base no Zoneamento Agroecológico de Alagoas – ZAAL (Figura 8), foi possível constatar que o Maciço Estrutural de Água Branca e sua área de influência apresentam um mosaico de solos dominado pelas associações de Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos, Argissolos Vermelho-Amarelo, Cambissolos Háplicos, e Planossos Háplicos.

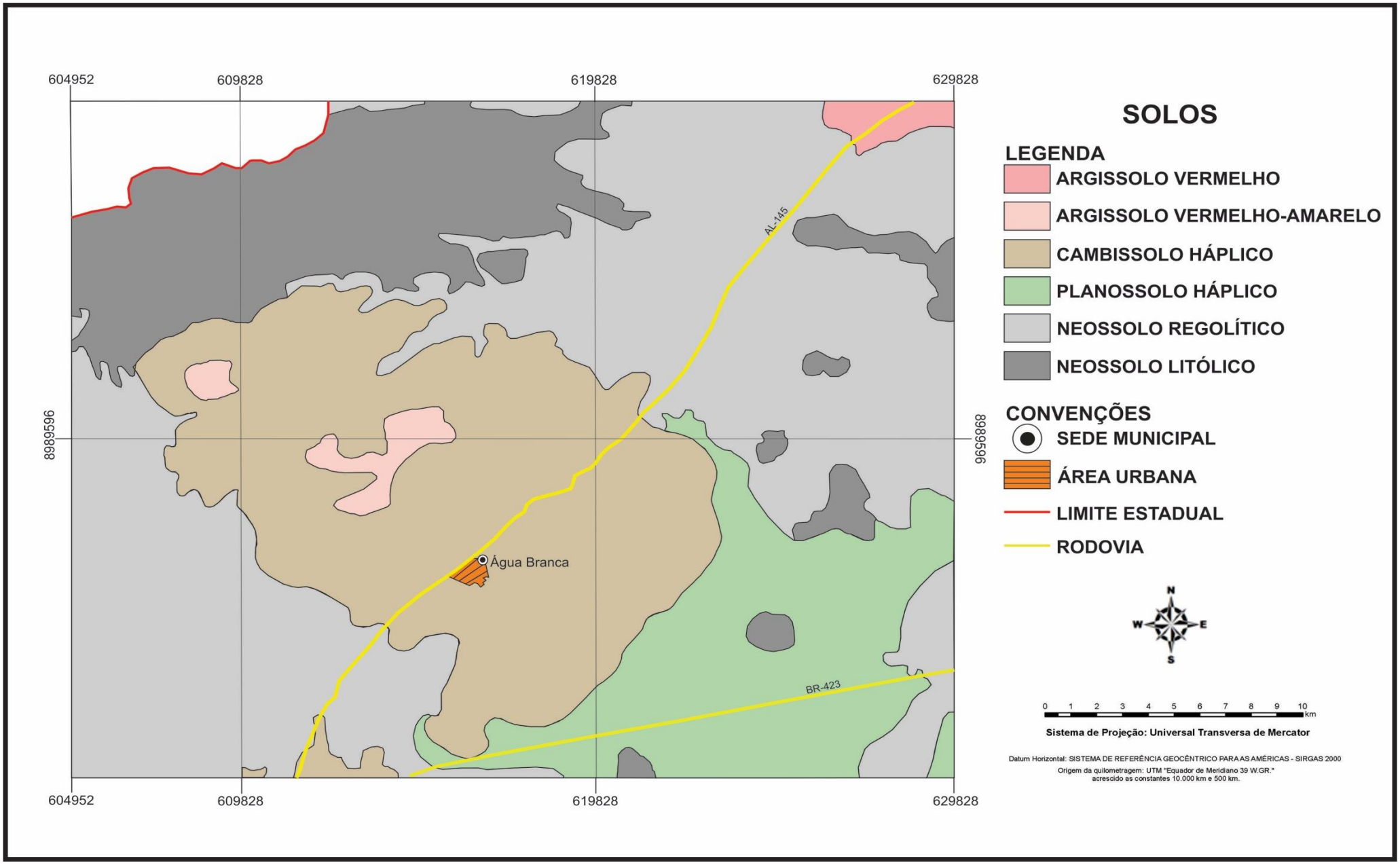
Os **Neossolos Litólicos** encontram-se a noroeste, com manchas em toda a porção leste da área de estudo; têm sua distribuição condicionada em função do substrato granítico da área. São solos rasos e apresentam textura arenosa e média, em alguns locais acompanhados de pedregosidade.

Os **Neossolos Regolíticos** apresentam-se a nordeste, sudoeste e sudeste da área de estudo. Apresenta pouca ou nenhuma evidência de horizontes pedogenéticos subsuperficiais. Surgem na região com menos de 20cm de espessura, sem qualquer tipo de horizonte B diagnóstico e se caracterizam pelo fato de apresentarem limitações de suscetibilidade à erosão. São utilizados para culturas de subsistência, e se localizam sobre as áreas pedimentares.

A sudeste ocorrem os **Planossolos**, estes perfazem quase 30% da área, são rasos a pouco profundos, apresentam mudança textural abrupta, horizonte Bt adensado, com baixa permeabilidade e muitas vezes com presença de sódio. Estas características constituem fortes limitações ao uso agrícola, porém, são usados na área de estudo para pastagens. Também são encontrados em formas de antigas barras de canal em canais retilíneos intermitentes, tal conjuntura se dá em função de modificações paleoclimáticas.

Sobre as cimeiras do Maciço Estrutural, encontram-se os **Argissolos Vermelhos-Amarelos** e sobre toda a estrutura do batólito neoproterozóico os **Cambissolos Háplicos**. Os primeiros se apresentam pouco profundos a profundos, com textura média/argilosa. Possuem horizonte “A” moderado a proeminente, com fertilidade natural média a alta. Podendo ser eutróficos e distróficos nos horizontes subsequentes, se caracterizam ainda pela alta intemperização, apresentando diferenças marcantes de horizontes, com um B textural com acúmulo de argila e imediatamente abaixo de um horizonte A ou E. Já os Cambissolos Háplicos ocorrem na parte mais elevada e movimentada da área de estudo, com relevo suave ondulado a forte ondulado, são pouco profundos a profundos, com fertilidade natural média a alta, porém com a presença de rochosidade superficial e na massa do solo. O relevo, profundidade efetiva e a alta suscetibilidade à erosão, constituem as principais limitações para seu uso agrícola.

Figura 8 – Mapa Pedológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno.



2.3.2 Uso e Ocupação da Terra (Área de Estudo)

Contemporaneamente, a partir da interpretação de produtos de sensoriamento remoto, obtidos por sensores imageadores a bordo de satélites artificiais, mediada pela aplicação do estado da arte das técnicas de geoprocessamento, tem-se obtido um conhecimento atualizado e sinótico do uso e cobertura da Terra, que constituem uma importante ferramenta e subsídio à orientação e tomada de decisão sobre o manejo de áreas.

A análise do uso e ocupação da terra indicam a distribuição espacial das tipologias derivadas da ação antrópica, que podem ser identificadas pelos seus padrões homogêneos característicos na superfície terrestre através de imagens remotamente sensoriadas. O conhecimento e o monitoramento do uso e ocupação da terra é primordial para a compreensão dos padrões de organização do espaço, e para que suas tendências possam ser analisadas. Este monitoramento consiste em buscar a diferenciação de todos os tipos de uso por parte do homem, inclusive as tipologias de conservação e abandono, assim como a caracterização de tipos de vegetação natural e suas respectivas localizações. De forma sintética, a expressão “uso da terra ou uso do solo” pode ser entendida como sendo a forma pela qual o espaço está sendo ocupado pelo homem (ROSA, 2007).

A análise ora proposta tomou por base o trabalho de Nascimento e Oliveira (2016) que propõem uma contextualização do uso e ocupação da terra, com base na sustentabilidade geoambiental, aplicada à área do baixo São Francisco Alagoano, que apresenta aspectos físicos-ambientais com diferenciações acentuadas. A diversidade vai desde as condições bioclimáticas, onde há variações desde os 90 dias biologicamente secos (dbs) no topo do Maciço Estrutural de Água Branca, até pouco mais de 300, em partes do vale do rio Moxotó. Tal diferenciação condicional a ocorrência de Florestas Ombrófilas e Estacionais Deciduais e Semideciduais; além de Caatingas em vários níveis de comportamentos fitoambientais. Ocorrem, ainda: Cerrados, Refúgios Fitoecológicos, Formações Pioneiras (de várias classes) e Rupestres, e, Transição Fitoecológica (ecotonos).

Analisando isoladamente a área correspondente ao Maciço Estrutural de Água Branca foi possível identificar 4 classes de uso da terra, sendo estas: Área Agrícola, Área Urbana, Pastagem e Remanescente Florestal. A Figura 9, a fim de ratificar o

exposto no trabalho de Nascimento e Oliveira (2016), apresenta as mudanças no uso e ocupação para a área em estudo entre os anos de 2013 e 2017.

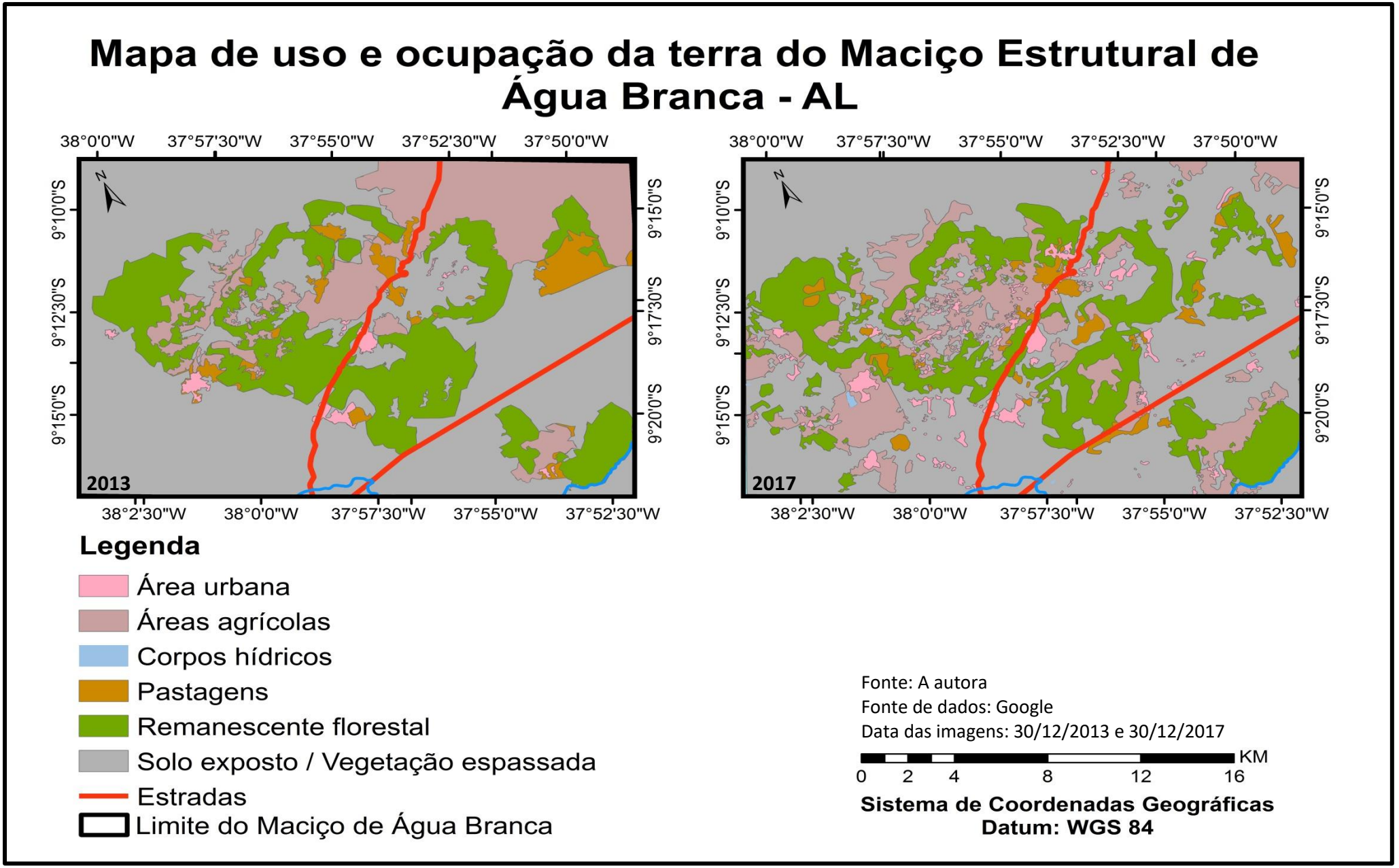
As áreas consideradas **Agrícolas** consistem nas principais representações do conjunto. São dedicadas ao cultivo de subsistência na sua grande maioria. Todavia, há a predominância de lavouras anuais de milho, feijão e mandioca. Estas têm como áreas de preferência os chamados "pés-serra" e as faixas marginais aos canais de drenagem, quando em solos jovens e ricos em nutrientes. Quando, se estendem sobre os pediplanos em solos mais antigos, e em propriedades maiores, há o plantio de culturas comerciais, embora sem alterações nos tipos de lavouras, mas já com algumas práticas menos rudimentares. Analisando a Figura 9 é possível detectar um avanço nas áreas agrícolas, todavia, também é possível identificar que muitas destas se transformaram em solo exposto em decorrência de seu manejo incorreto.

No contexto da classe sob a denominação de **Área Urbana**, esta é formada por habitações de baixa renda, padrão habitacional predominante na região.

As áreas dominadas por **Pastagens** têm sua distribuição atrelada aos pedimentos, e galgam as serras nas fases mais rigorosas das estiagens, especialmente no caso daqueles pecuaristas cujas terras estendem-se às áreas serranas. Das pastagens ainda fazem parte os plantios destinados à ração animal, a exemplo da palma forrageira, assim como os currais.

Quanto à classe **Remanescente Florestal** apesar de ter a sua distribuição dispersa por toda a área, em pequenas manchas, suas maiores concentrações ocorrem preferencialmente nos topos e encostas superiores, enquanto as manchas de contato Floresta-Caatinga ocorrem nas meias encostas, e, a Caatinga, propriamente, nos sopés, ou encostas inferiores, estendendo-se aos pedimentos.

Figura 9 – Classes de uso da terra predominantes no Maciço Estrutural de Água Branca para os anos de 2013 e 2017.



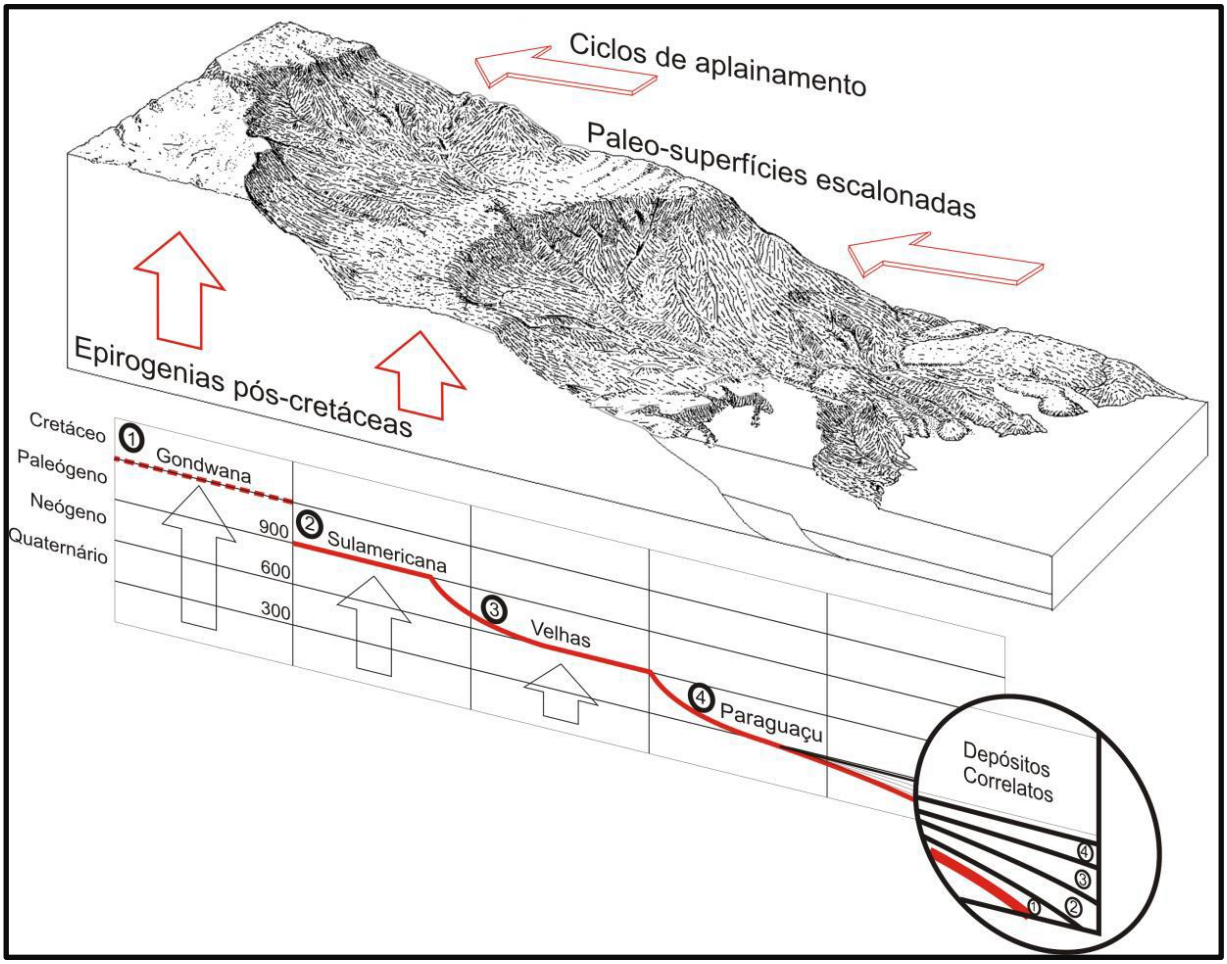
2.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

A geomorfologia do Nordeste Brasileiro é notadamente marcada por estruturas deformacionais dúcteis e rúpteis impressas em embasamento cristalino pré-cambriano. Essas são representadas por um conjunto de morfologias desenvolvidas em zonas de falhas herdadas do Proterozóico. Em termos genéticos, essa organização geológica se inicia a partir da orogênese Brasiliana no Neoproterozóico e continua no desencadear da Tectônica Cretácia que culminou com a separação do megacontinente Pangea. A orogenia brasiliana foi responsável pela geração de extensas zonas de cisalhamento de direção predominantemente NE-SW e E-W. Essas zonas de cisalhamento foram reativadas de forma rúptil no cretáceo originando *trends* de falhamentos também de direção NE-SW e E-W. Sobre a morfologia, as zonas de cisalhamento exercem importante controle nas feições que incluem os maciços estruturais, cristas lineares e vales incisos, compondo altos e baixos topográficos orientados segundo a direção a direção dos *trends* estruturais. (MAIA e BEZERRA, 2014; BRITO NEVES, 1999; PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2003; CASTRO et al., 2008, 2012; MAIA et al, 2010).

Classicamente, a bibliografia acerca da evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro baseou-se na adaptação do modelo de King (1956). Nesta perspectiva, os trabalhos de Ab'Sáber e Bigarella (1961), Bigarella (1994, 2003), Andrade e Lins (1956), Mabesoone e Castro (1975), dentre outros, basearam-se na ocorrência de epirogenias pós-cretáceas, acompanhadas por fases de dissecação e pediplanação ocorridas em climas secos. Estes autores reconheceram a existência de várias superfícies escalonadas resultantes de fases de aplainamento decorrentes de processos erosivos, dados a partir do soerguimento de um núcleo continental. De acordo com estes autores, as sequências sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico seriam o resultado de erosão decorrente do soerguimento e, consequentemente, rebaixamento do nível de base regional (Figura 10). A partir de um soerguimento de origem poligênica, seriam desencadeados os processos de erosão linear, originando vertentes que, submetidas à aridez, recuariam lateralmente, mantendo sua altimetria, interpretada como uma paleosuperfície. Nesta perspectiva de evolução do relevo, o papel da tectônica seria evidenciado no sentido de promover as variações dos níveis de base, induzindo à dissecação (MAIA e BEZERRA, 2014). Nesse contexto os

terraços, as superfície de aplainamento e os depósitos correlativos seriam fontes de dados essenciais para a análise geomorfológica.

Figura 10 – Modelo Clássico de Evolução do relevo, superfícies baseadas em King, 1956.



Fonte: Maia e Bezerra (2014).

Todavia, apesar desta análise fornecer importante subsídio para a compreensão da evolução geomorfológica de ênfase morfoclimática, não consideram os efeitos das deformações da crosta profunda e a exumação de zonas de cisalhamento dúcteis na morfologia da superfície.

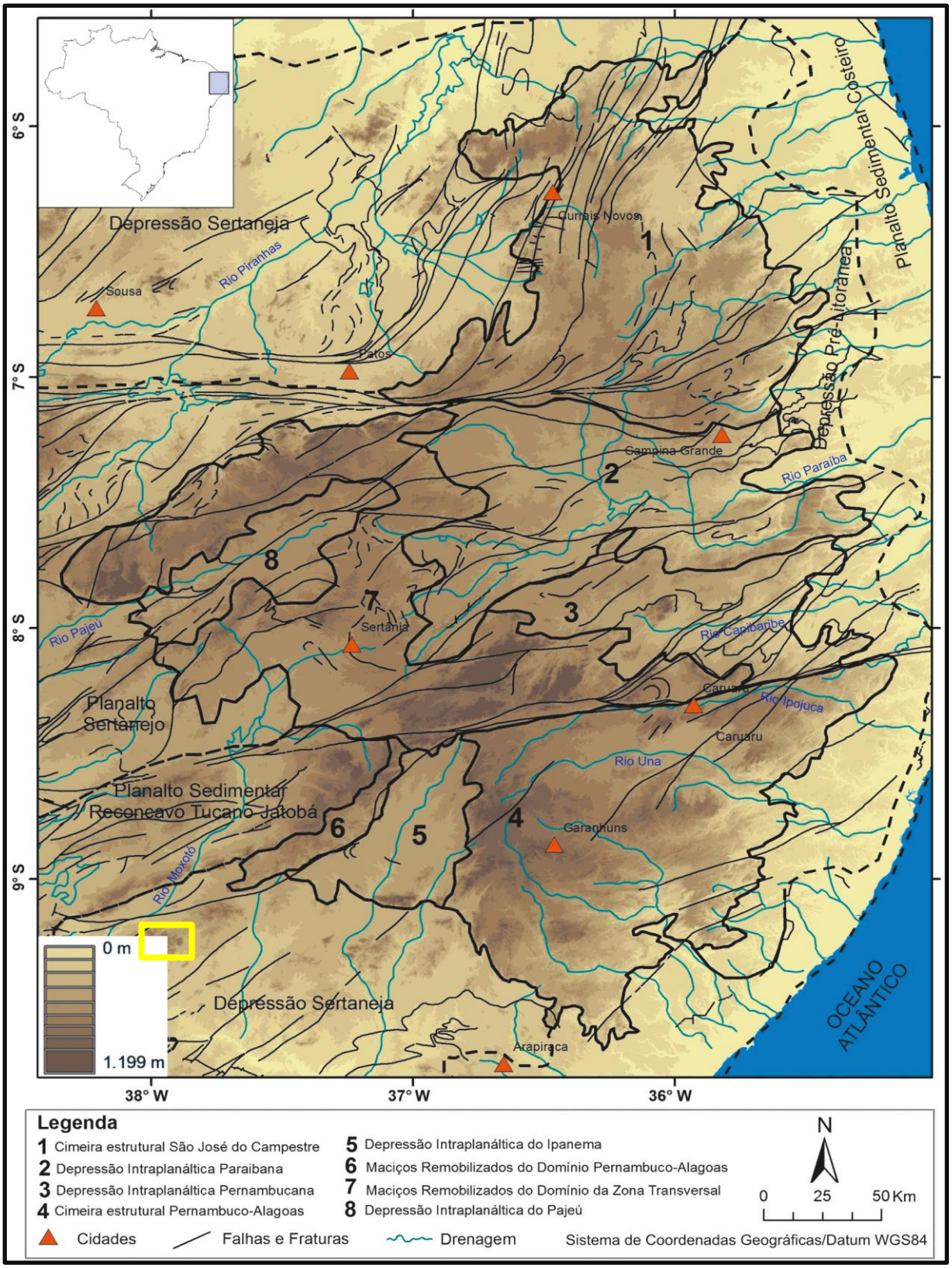
Dentre as principais morfologias encontradas no Nordeste Brasileiro está o Planalto da Borborema, cuja área de influência concerne diretamente a área de estudo deste trabalho. Segundo Corrêa et al. (2010) o Planalto da Borborema corresponde ao conjunto de terras altas que se distribuem no nordeste oriental do Brasil, compreendendo todo o setor de terras altas, acima da isolinha de 200m, situado a norte do rio São Francisco, estruturado nos diversos litotipos cristalinos

correspondentes aos maciços arqueanos remobilizados, sistemas de dobramentos brasilianos e intrusões ígneas neoproterozóicas sin-tardi e pós-orogênicas. O limite oriental do planalto é genericamente definido pela ruptura de gradiente existente entre a encosta e os patamares rebaixados do piemonte em direção à costa. A depressão sertaneja, a oeste, define o limite ocidental como um semicírculo de terras baixas semiáridas separado do topo do planalto por uma escarpa, que ressalta os controles litológicos e estruturais. Sua gênese reflete uma série de pulsos epirogenéticos, associados inicialmente ao desmantelamento do Gondwana e posteriormente ao magmatismo continental Cenozóico, que atuaram sobre estruturas herdadas, dando origem a um mosaico de subcompartimentos com características distintas do ponto de vista morfoestrutural.

Do ponto de vista da sua compartimentação, Corrêa et al. (2010) subdividiram o Planalto da Borborema nas seguinte unidades morfoestruturais: Cimeira Estrutural São José do Campestre, Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, Depressão Intraplanáltica do Pajeú, Depressão Intraplanáltica do Ipanema, Depressão Intraplanáltica Paraibana, Depressão Intraplanáltica Pernambucana, Maciços Remobilizados Pernambuco-Alagoas e Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal.

O Maciço Estrutural de Água Branca enquadra-se dentre os Maciços Remobilizados Pernambuco Alagoas, estes que se localizam em uma estreita faixa de relevo escarpado que bordeja o limite leste do Planalto Sedimentar Recôncavo Tucano Jatobá, em continuidade com a superfície cimeira deste compartimento. Estrutura-se em rochas metamórficas com intensa presença de plútons brasilianos dispostos num alinhamento NNE-SSW. A linha de plútons que define o compartimento, assim como sua encaixante metassedimentar, é limitada a leste por uma falha, no contato com a Depressão Intraplanáltica do Ipanema (Figura 11).

Figura 11 – Distribuição dos compartimentos regionais proposta por Corrêa et al. (2010), com marcação do Maciço Estrutural de Água Branca.



Fonte: Corrêa et al. (2010)

2.4.1 Água Branca um Maciço Estrutural

O posicionamento do Maciço Estrutural de Água Branca, associado às suas relações estruturais com as formas de adaptação da drenagem e com as áreas elevadas circunvizinhas, permite classificá-lo como um maciço estrutural, rejuvenescido tectonicamente e, parcialmente, destacado do seu entorno pela erosão diferencial. Embora as compartimentações recentes (Correa et al, 2010) não o apresentem como parte do Planalto da Borborema, uma avaliação das suas características morfológicas no contexto regional dessa macro-forma do relevo nordestino, com base na interposição de perfis topográficos, conforme exposto na Figura 12, releva que, embora exista de fato uma solução de continuidade entre o Maciço Estrutural de Água Branca e o Planalto da Borborema, essa não evidencia ainda um isolamento do mesmo, por todos os seus quadrantes, pela ação da dissecação ativa da rede de drenagem.

De fato, o Maciço Estrutural de Água Branca compõe um alinhamento de maciços de origem plutônica que se estende, no sentido NE-SW, desde a Depressão São Franciscana até a unidade dos Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas, que integra uma apófise, estruturalmente diferenciada, do Planalto da Borborema (Correa et al., 2010).

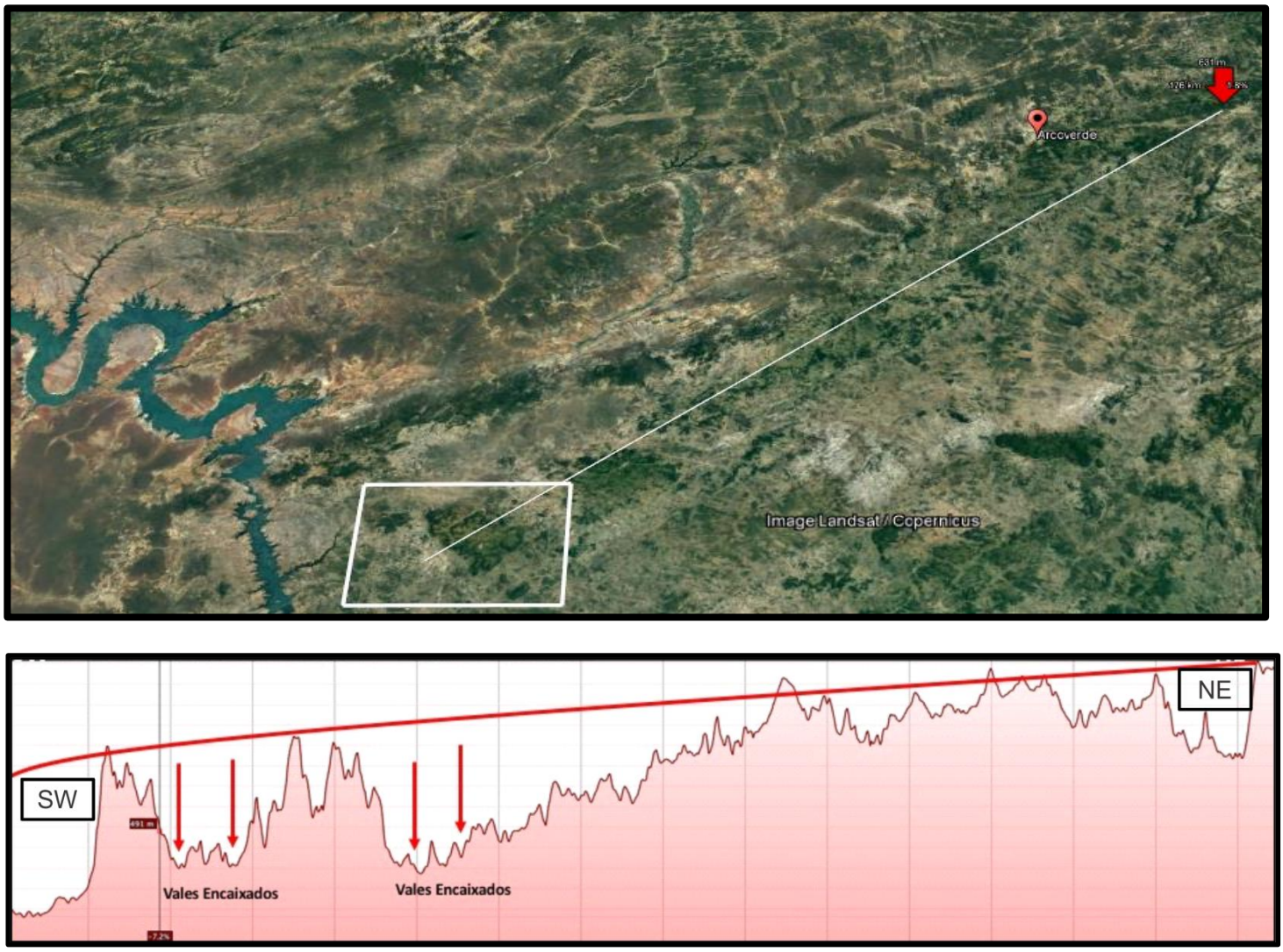
Desta forma, o Maciço Estrutural de Água Branca juntamente como Maciço de Mata Grande, situado a NE do primeiro, integram uma linha de altos divisores entre as drenagens do Ipanema a leste e Moxotó a oeste, sem que ocorram ainda entre essas duas bacias situações nítidas de capturas fluviais que indiquem uma evolução erosiva mais avançada deste conjunto em relação aos Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas.

Um perfil topográfico realizado entre esses maciços e o Planalto, obedecendo a sentido SW-NE das suas cimeiras, até a região de Arcoverde em Pernambuco, demonstra a existência de uma superfície de cimeira em abóbada, progressivamente mais rebaixada à medida que se aproxima dos limites do Maciço Estrutural de Água Branca com a depressão que o delimita a SW. A inexistência de rupturas amplas entre esses maciços marginais e a morfoestrutura principal do Planalto, com interposição de largas superfícies aplainadas, reflete o processo de adaptação da drenagem às

estruturas que interceptam o lineamento de relevo de *trend* NW-SE, criando assim uma sequência de vales ajustados às redes de fraturas e não depressões interplanálticas.

Morfotectonicamente este cenário se coaduna com os campos de tensões vigentes na área, com uma compressão de sentido SE-NW resultando no alinhamento de topos de SW-NE. Nestes termos, acredita-se que o posicionamento estrutural do Maciço Estrutural de Água Branca em relação ao Planalto da Borborema precise ser revisto de forma a corroborar as afirmações acima ou apontar para outros tipos de encaminhamentos explicativos, no entanto, este tipo de consideração foge ao escopo e objetivos primazes deste trabalho.

Figura 12 – Perfil SW-NE



Fonte: A autora.

2.4.2 Aspectos Geológicos da Área de Estudo

A descrição geológica do Maciço Estrutural de Água Branca foi realizada com base em informações contidas na Carta Geológica, Folha Aracaju NE-SC.24-X, com escala de 1:250.000, bem como na proposta de Gomes *et al.* (2001) no Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, além de dados geológicos coletados na Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, tais dados geraram a Figura 13.

A área de estudo encontra-se delimitada por falhas, sendo que a de maior expressão constitui-se a falha de Itaíba que o limita ao norte. O arcabouço tectônico da Folha NE-SC.24-X foi delineado a partir da colagem de terrenos, desenvolvidos através de dois eventos orogênicos sucessivos: o Ciclo dos Cariris Velhos, entre 950 a 1.100Ma de idade Mesoproterozóica e o Ciclo Brasiliano 550 e 750Ma. Esta colagem envolveu fragmentos de embasamentos arqueanos/paleoproterozóicos e faixas mesoproterozóicas e neoproterozóicas, culminando na congregação das unidades pré-cambrianas em dois grandes domínios tectono-estratigráficos: o Domínio da Zona Transversal e o Domínio Externo. É importante ressaltar que para a área de estudo o evento de maior impacto constitui-se o Ciclo dos Cariris Velhos, este que é representado por sequencias metassedimentares e rochas metavulcânicas intrudidas por 990 Ma a 940Ma.

O Maciço Estrutural de Água Branca, conforme descrição de Gomes *et al.* (2001), encontra-se inserido no Domínio Externo que corresponde **ao segmento da Província Borborema,** delimitado ao norte pelo Lineamento Pernambuco, e ao sul pelo Cráton do São Francisco. Baseando-se no modelo de terrenos proposto para a porção centro-sul da Província Borborema por Jardim de Sá *et al.* (1992), Jardim de Sá (1994) e Santos (1996 e 1998), a área de estudo encontra-se no Terreno Pernambuco-Alagoas, que é delimitado por marcantes estruturas tectônicas, como o Lineamento Pernambuco, além de estruturas de empurrões/transpurrões observados nos seus limite sul e oeste.

A porção do Terreno Pernambuco-Alagoas, na qual a área de estudo está inserida, consiste no Complexo Belém do São Francisco; um segmento infracrustal

caracterizado pela presença de ortognaisses mesoproterozóicos, além de vários plútons neoproterozóicos.

- **Mesoproterozóico – Complexo Belém do São Francisco (Mbf)**

Este complexo circunda toda a área do Maciço Estrutural de Água Branca, e é dominado por leuco-ortognaisses graníticos e migmatitos associados a zona de cisalhamentos transpressivas. Subordinadamente ocorrem ortognaisses tornalítico-granodioríticos e rochas supracrustais. A unidade se associa ainda a sequência metavulcano-sedimentar do complexo Cabrobó de idade mesoproterozóica presumida. Ambas as unidades estão afetadas por tectônica transpressiva de oeste para noroeste atribuída ao evento Cariris Velhos.

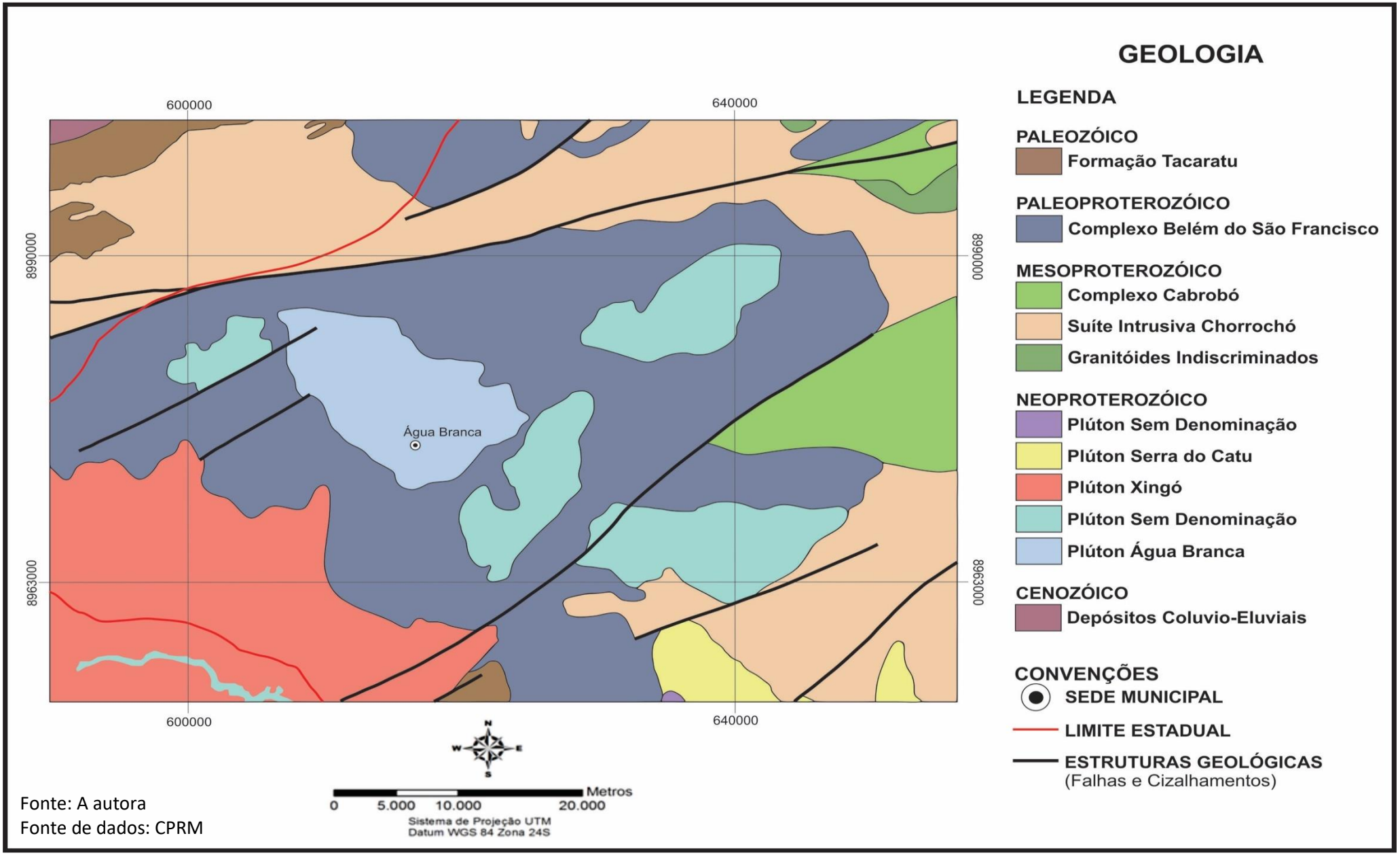
Tabela 1 – Constituição litológica do complexo Belém do São Francisco

Unidade	Descrição	Referências
Complexo Belém do São Francisco (Mbf)	Biotita ortognaisses tonalíticos/granodioríticos, leucocráticos de cor cinza, geralmente migmatizados e migmatitos com mesossoma quartzo-diorítico/tonalítico anfibólio e/ou biotita, além de porções anfibolíticas. Relíquias de rochas paraderivadas do Complexo Cabrobó, calcários/mármores, quartzitos e rochas calcissilicáticas.	Santos (1998)

- **Neoproterozóico – Granitóides (Nγ3h1)**

O domínio Pernambuco/Alagoas possui a maior ocorrência de batólitos graníticos da Província Borborema, com faixas de idade neoproterozóica e idades de cristalização que variam entre 635 Ma a 590 Ma. O Granitóide Água Branca é tratado por Gomes et al. (2001) como um granitóide neoproterozóico associado a um plutonismo *Tardi a Pós-Tectônico (Brasiliano)*, representado por uma suíte de litótipos shoshoníticos peralcalinos ametaluminosos. De acordo com Silva Filho et al. (2016), este possui uma intrusão principal e quatro satélites, intrudidos em metatexistos tonalíticos, ortognaisses tonalíticos e granitos. Apresenta quatro fácies petrográficas com diques leucocráticos e mesocráticos. A intrusão principal tem seu eixo paralelo à foliação dominante do domínio Sergipano (NW-SE), com a presença de foliação planar discreta, cortada por fraturas (NE-SW/NW-SE). Pessôa et al. (1978); Guimarães & Silva Filho (1997); Silva Filho et al. (1997b) apud Silva Filho et al. (2016), apresentaram idade-modelo de 610 Ma sugerindo uma fonte paleoproterozóica/mesoproterozóica para os litótipos desta suíte.

Figura 13 – Mapa Geológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno.



Fonte: A autora
Fonte de dados: CPRM

2.5 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE ÁREAS SEMIÁRIDAS

A geomorfologia aplicada a regiões semiáridas não difere tanto da aplicada a outras áreas morfoclimáticas, mas possui suas peculiaridades (Tricart, 1969). A complexidade climática, geológica e tectônica, assim como a intermitência pluviométrica, a vegetação arbustiva a pouco proeminente, e solos delgados, favorecem diversos tipos de eventos erosivos de extrema importância para a compreensão evolutiva destas áreas. Além deste fato, essas áreas são geralmente subdesenvolvidas ou em rápido processo de transformação econômica, o que desencadeia graves problemas geomorfológicos e ambientais, tendo em vista que muitas das formas de relevo atuais foram geradas em condições climáticas diferentes do presente.

Conforme visto anteriormente, o semiárido possui diversas características geomorfológicas, e essas são subordinadas à inter-relação entre geologia, temperatura, precipitação e umidade. Segundo vários autores como Birot (1968); Ab`Saber (1969b, 1969c e 1974); Christofoletti (1977, 1980 e 1999); Penteado (1983); Howard, e Mitchell (1985), Corrêa (2001); Gutiérrez (2005); Mutzemberg (2010); Suguio (2010); Gurgel (2012); Silva (2013); Ramos (2014); Melo (2014) a evolução do relevo sob ação de clima semiárido se dá de forma bastante específica. Nestas áreas tem-se uma morfologia caracterizada por dois elementos principais, duas formas contrastantes e relacionadas: um plano suavemente inclinado cujo declive varia em função dos processos atuantes e da litologia, e uma vertente íngreme que corresponde à zona elevada.

Os processos de intemperismo se apresentam de forma diferente em relação aos climas úmidos. O intemperismo químico e bioquímico se dá de forma muito discreta, sendo as chuvas esporádicas e o orvalho noturno as maiores fontes de contribuição para estes processos. O intemperismo físico é predominante, tendo a desagregação mecânica oriunda da amplitude térmica como expressão mais comum. É incomum a presença de rastejo, contrariamente ao deslize de rochas e detritos, dessa forma, não há o aparecimento de formas convexas.

As encostas semiáridas são constituídas de escarpas e tálus que se elevam acima de uma vertente côncava. Os processos morfogenéticos atuantes dependem do rigor do clima e, consequentemente, da cobertura vegetal e de sua proteção

exercida sobre os solos e afloramentos rochosos e, naturalmente, das características estruturais e litológicas dos afloramentos. Como dito anteriormente, uma das características das chuvas nestas áreas é a alta intensidade, ou seja, uma alta taxa de descarga pluvial em um curto lapso temporal. Esse tipo de precipitação influi diretamente na morfogênese do relevo, sendo a alteração pela erosão proporcional ao grau de proteção do solo propiciado pelas diferentes classes de vegetação e seu adensamento, gerando formas de relevo marcadas pela presença de superfícies aplainadas associadas a inselbergs.

À área aplainada é denominada de Pediplano, e se caracteriza por originar-se da coalescênciade de pedimentos, com cobertura de litossolos e/ou extensos afloramentos rochosos. Teoricamente, essas formas desenvolvem-se por processo erosivo com recuo paralelo das encostas, típico deste tipo climático, com expansão de áreas planas do piemonte que apresentam uma fina camada de material fragmentário na frente de leques aluvionares. Quando arrasada a região montanhosa, o pediplano amplia-se até sobrarem somente raros testemunhos – inselbergs – das zonas mais elevadas na superfície de aplainamento.

Para Corrêa (2001) os pedimentos consistem nas principais feições do pediplano, estes são vastos planos suavemente inclinados, cortando rochas de natureza diferente ou homogênea. O declive cresce para montante em forma de concavidade ou em ruptura brusca *(knick),* passando para uma vertente vertical ou de forte inclinação convexa. Esta superfície apresenta-se como uma superfície de transporte, uma vez que sobre ela geralmente surge uma cobertura detrítica colúvio-aluvional muito fina.

O processo morfogênico que dá origem aos pediplanos é denominado de pediplanação. Nesse processo, a desagregação mecânica e o escoamento concentrado seriam os grandes responsáveis pelo recuo das vertentes, cujos detritos, a partir da base em evolução, se estenderiam em direção aos níveis de base, provocando o entulhamento dos mesmos, formando uma bacia intermontana. A superfície da bacia consiste em leques aluviais coalescentes proporcionando o mascaramento de toda irregularidade topográfica.

O recuo das vertentes é feito por erosão regressiva e é realizado através de processos de intemperismo físico-químico provocando o fraturamento da rocha na

face rochosa das escarpas e especialmente na base (setor mais úmido). O material desagregado é evacuado por processos de transporte e as vertentes íngremes recuam, paralelamente. Esta cobertura dos pedimentos acompanha, em geral, paralelamente a superfície topográfica rochosa inferior havendo, por vezes, o preenchimento das irregularidades no assoalho.

Os inselbergs, relevos residuais deste processo de pediplanação, apresentam vertentes abruptas e silhueta de domo, que se desgastam rapidamente por processos de intemperismo físico-químico, sendo as formas residuais derivadas de erosão diferencial, pois são constituídas por material mais resistente ao intemperismo que aquele que o circunda. Assim, o inselberg é uma forma escultural, mas que reflete influências da estrutura e da litologia.

O escoamento de água gerado pelas chuvas de alta intensidade associadas à rugosidade das encostas e dos canais de drenagem, resulta em um fluxo turbulento (turbidez) que, segundo Christofoletti (1976), é caracterizado por uma variedade de movimentos caóticos e heterogêneos com correntes dissonantes ao fluxo principal. Estas enxurradas, além de transportarem o material não consolidado ou as partículas de solo desagregadas pelo impacto das chuvas, também agem como força de erosão pelo caminho no qual passam. Assim, a corrente erode e alarga as margens dos cursos d´água, depositando e removendo o material, estabelecendo um equilíbrio provisório.

Este processo produz canais fluviais com seções transversais retangulares, com margens quase verticais e leitos fluviais amplos. As margens são indeterminadas e o leito é pavimentado por detritos. Se esses canais descem de vertentes abruptas, perdem a velocidade na base e depositam leques aluviais de detritos de perfis côncavos, típicos de encostas de lavagem.

Por fim, em resumo, as formas mais encontradas nas regiões semiáridas consistem nos vastos aplainamentos, cobertos por detritos rochosos angulosos, com suaves inclinações ascendentes em direção a relevos residuais íngremes, e canais fluviais de fundo chato e cascalhento e com laterais semi-verticais, que na maior parte do ano se apresentam secos ou com escasso fluxo de água.

2.5.1 Geomorfologia da Área de Estudo

Analisando a área de estudo sob um aspecto macrorregional, de acordo com classificação proposta através do projeto RadamBrasil, na escala 1:1.000.000 e por Cavalcanti (2010) com escala de 1:80.000, o Maciço Estrutural de Água Branca encontra-se inserido no domínio da Depressão Sertaneja, no subdomínio da Depressão Sertaneja Meridional, que associa-se com a manutenção de um contexto geomorfologicamente mais baixo em relação ao bloco do nordeste setentrional do Brasil. A descrição geomorfológica seguiu os padrões do mapeamento geomorfológico exposto na Figura 14, tendo suas feições dividas em modelados de denudação e modelados de acumulação.

Domínio Morfoclimático

O domínio morfoclimático consiste no complexo de interações de processos geomorfológicos por meio de associação dos elementos constituintes, composto pelo conjunto das formas de relevo, de geometria e gênese similares que apresentam cobertura vegetal homogênea, submetidas a condições climáticas semelhantes, sendo aplicado tanto aos domínios quanto às faixas de transição definidas entre eles (AB'SABER, 1977; IBGE, 2009).

É importante frisar, que apesar da área de estudo estar completamente inserida sob condições climáticas regionais relativamente homogêneas, no caso, domínio tropical semiárido, a variação de altitude do relevo enseja a criação dos chamados "brejos de altitude" (AB'SABER, 1974), ou seja, ilhas de umidade que se inserem no conjunto do semiárido nordestino, apresentando aumento de pluviosidade, temperaturas mais baixas que o entorno, cobertura vegetal mais proeminente, e solos mais desenvolvidos, perfazendo assim, um clima mais úmido.

O Domínio Tropical Semiárido abrange o entorno da área de estudo. Possui como característica a irregularidade espaço-temporal e a intensidade da precipitação, bem como temperaturas médias anuais elevadas. Seu período seco apresenta-se entre os meses de maio à dezembro. As coberturas superficiais são caracterizadas pela presença de um manto de intemperismo pouco espesso e uma distribuição irregular de classes de solos.

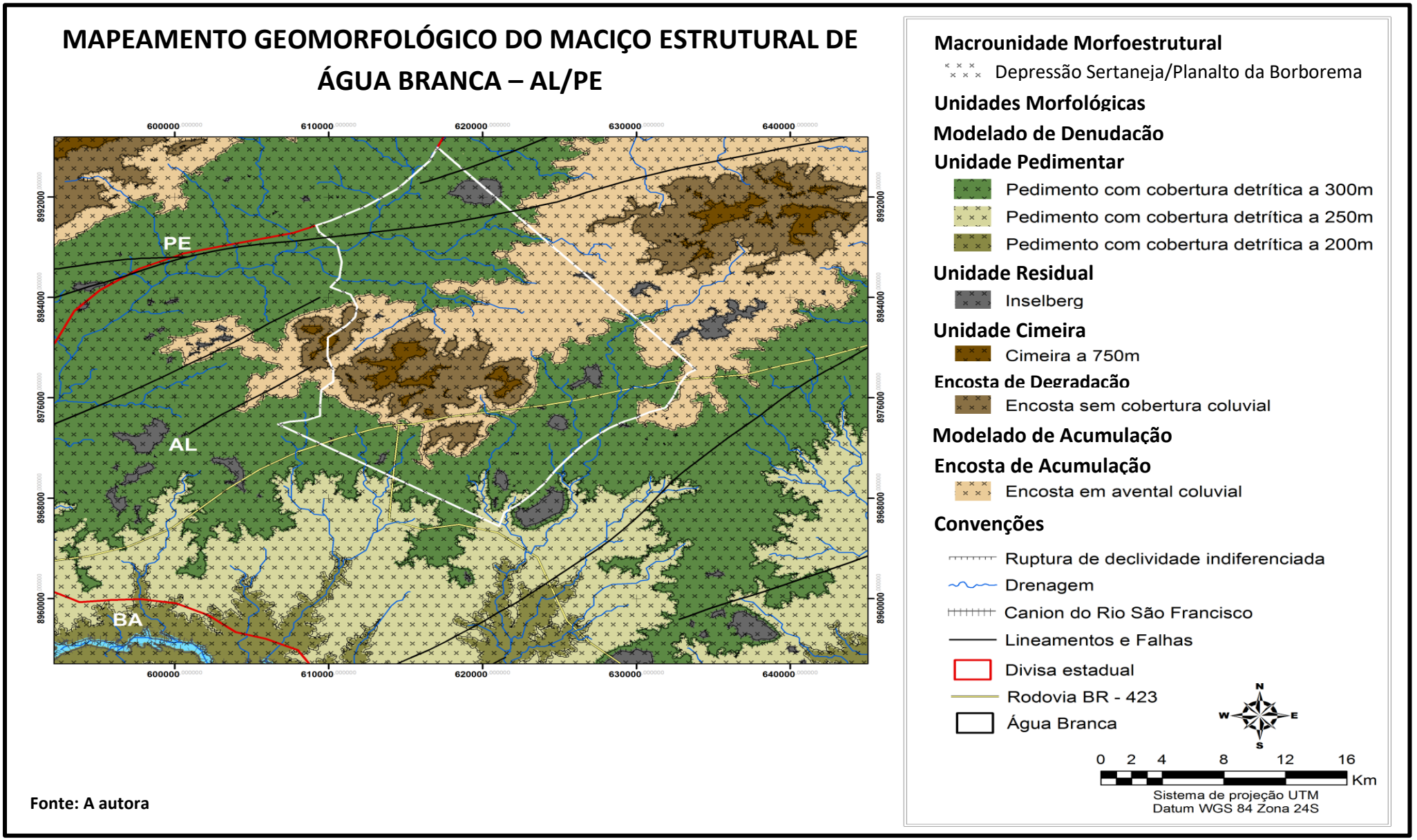
Com o objetivo de facilitar a visualização da hierarquia utilizada para descrever a compartimentação geomorfológica, segue abaixo a Tabela 02, onde apresenta-se o domínio morofoestrutural e morfoclimático, unidades geomorfológicas e tipos de modelados predominantes.

Tabela 2 – Hierarquização Geomorfológica

Domínio Morfoestrutural	Subdomínio	Domínio Morfoclimático	Unidade Morfológica	Modelado
Depressão Sertaneja	Depressão Sertaneja Meridional	Tropical semiárido	Cimeira à 680m Cimeira à 640m Encosta Pedimento a 400m Pedimento a 350m Pedimento a 250m Inselberg	Denudação
Planalto da Borborema	Maciços remobilizados do Dominio PE/AL	Tropical subúmido	Encosta Plaino Aluvial Planície Aluvial	Acumulação

Observando as unidades geomorfológicas a partir do mapeamento geomorfológico exposto na Figura 14, estas foram dividas conforme a Tabela 02 em modelados de acumulação e modelados de agradação, conforme descrição a seguir.

Figura 14 – Mapa Geomorfológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno, com marcação do município de Água Branca.



Fonte: A autora

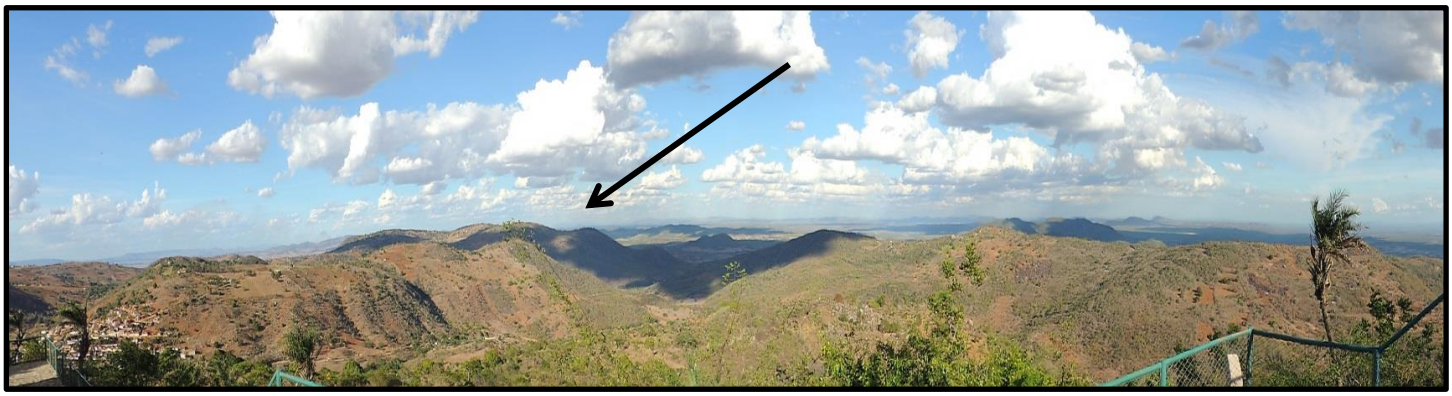
Modelados De Denudação

- **Unidade Cimeira**

Esta unidade corresponde aos níveis conservados da dissecação vertical nos topos dos compartimentos planálticos e maciços residuais. Na área em estudo apresentam-se em cotas altimétricas distintas em função do basculamento do maciço, entre 680m e 640m.

Conforme a Figura 15, apresentam morfologia de topo suavemente ondulada ou em crista, às vezes com cobertura elúvio-coluvial e fragmentos de vegetação secundária. Seus rebordos encontram-se dissecados por nascentes já na inflexão para o terço superior das unidades de encosta.

Figura 15 – Unidade Cimeira

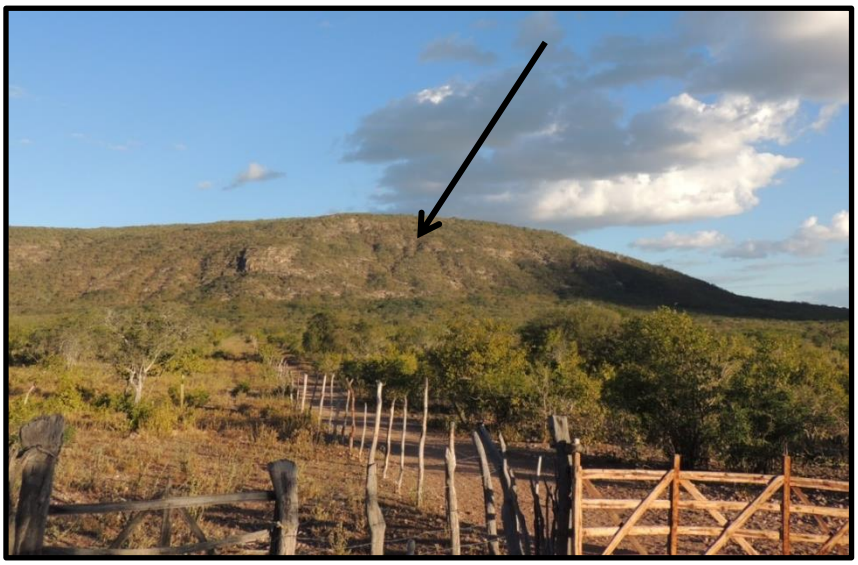


Fonte: A autora.

- **Encosta (sem Cobertura Coluvial)**

Conhecidas também como encosta de degradação, são áreas que circundam a superfície das cimeiras. Observando a Figura 16 é possível constatar que apresentam forte ondulação, com ausência de sedimentos de encosta, muitas vezes com a presença de afloramentos rochosos. No Maciço Estrutural de Água Branca, parte destas áreas são utilizadas para o uso residencial, haja vista seu apelo paisagístico.

Figura 16 – Encosta (sem cobertura coluvial)



Fonte: A autora.

- **Unidade Pedimentar**

São áreas moderadamente planas, como é possível observar na Figura 17, que se interpõe entre os sedimentos de encosta e as áreas colmatadas à jusante, constituindo setores de remoção de sedimentos.

Diante do basculamento da área em estudo, encontram-se circunscritas pelas isolinhas de 400m e 350m, as conservadas, e as dissecadas à 250m, truncando litologias distintas, com presença de neossolos litólicos e argissolos.

Apresentam ação da erosão laminar, e linear (ravinas), muitas vezes causadas pelo uso antrópico através da agricultura e pecuária.

Figura 17 – Unidade Pedimentar

Fonte: A autora.

- **Unidade Residual**

Correspondem a corpos intrusivos isolados, delimitados por encostas íngremes sob a influência, sobretudo, do intemperismo físico. Na área de estudo, conforme a Figura 18, apresentam-se como *inselbergs* de composição granítica, de formato dômico com encostas de declives entorno de 45° transitando de forma relativamente suave para as rampas de colúvios circundantes. Em virtude do gradiente de suas encostas, estas se encontram sujeitas a processos denudacionais com presença, por vezes, de depósito de tálus em sua base.

Figura 18 – Unidade Residual

Fonte: A autora.

Modelado De Agradação

- **Encosta (com Cobertura Coluvial)**

Conhecidas também como encosta de agradação, são áreas de relevo ondulado que se situam entre a encosta de degradação e os pedimentos com cobertura detrítica. Caracterizam-se por serem feições deposicionais inclinadas, associadas à coalescência de depósitos coluviais. As rampas de colúvio demonstram a variação hidrológica e de níveis de base locais, suavizando a ruptura de declividade entre o fundo plano da rampa e as encostas.

São área sujeitas a intensos processos denudacionais, como aponta a Figura 19, com formação de ravinas nas coberturas inconsolidadas *in situ.* Correlacionando tais processos com o período de ocupação histórica da área, aproximadamente entre 150 e 200 anos, observa-se que esses processos se adequam à definição de escala de tempo curta, estando relacionados a mudanças ambientais de ordem natural ou antrópica (agricultura e pecuária) (SELBY 1985).

Figura 19 – Encosta com Cobertura Coluvial

Fonte: A autora.

- **Planície Aluvial**

Esta feição corresponde às áreas baixas que margeiam canais de maior ordem. Conforme ilustra a Figura 20, apresentam formas alongadas, com deposição típica de acresção lateral, permitindo a formação de bancos sedimentares de composição variada. Seu contato com as unidades próximas pode ocorrer de forma abrupta, com rupturas de relevo, ou suave e gradual, com transição lateral de rampas de colúvio-alúvio.

Nesta unidade, a sedimentação ocorre de acordo com Brierley e Fryirs (2005), em escala de curta duração, tendo em vista que bancos aluviais podem modificar-se em 10 anos. Todavia, na área de estudo encontrou-se apenas duas planícies aluviais de curta extensão, tal fato se apresenta em virtude das condições climáticas locais.

Figura 20 – Planície Aluvial

Fonte: A autora.

- **Plaino Aluvial**

Esta unidade corresponde às áreas baixas e planas que ocorrem ao longo dos vales, englobando as formas resultantes da deposição. Conforme ilustra a Figura 21, trata-se de formas alongadas onde predominam o escoamento superficial e o entrincheiramento da drenagem pelas estruturas geológicas transversais, o que evidencia um forte controle epigênico da rede hidrográfica.

A unidade geomórfica é limitada pelas encostas, pedimentos com cobertura detrítica e, em alguns pontos, transita lateralmente para rampas de colúvio-alúvio. O compartimento subdivide-se em uma unidade de terraços erosivos composta por diferentes tipos de sedimentos depositados sob condições climáticas distintas.

A outra unidade é o leito fluvial propriamente dito onde predominam barras fluviais de areia grossa e grânulos, evidenciando a atuação de eventos climáticos contemporâneos de alta magnitude e baixa recorrência, característicos do regime semiárido.

Figura 21 – Plaino Aluvial

Fonte: A autora.

2.6 PALEOAMBIENTES E DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

2.6.1 Paleoclimatologia e Paleoambientes

A paleoclimatologia consiste no estudo das variações climáticas ao longo da história da Terra, a partir da análise e interpretação dos vestígios naturais que descrevem o clima em épocas passadas. De maneira complementar Cuadrat & Pita (1997), entende que paleoclimatologia “é a ciência que se ocupa do estudo e reconstrução dos climas do passado, tentando identificar as tendências naturais das mudanças climáticas em um longo período de tempo”. A gama de ferramentas utilizadas nos estudos paleoambientais é bem diversa e, em geral, relacionam fatos e situações a uma cronologia, constituindo-se na base das inferências paleoclimáticas.

De acordo com o NOAA (2015), os dados proxies auxiliam na interpretação das condições climáticas do passado, na medida em que preservam as características do ambiente ao longo do tempo. É possível para a Paleoclimatologia definir os eventos climáticos que ocorreram em períodos compreendidos a milhares de anos e em diversos locais através destes dados proxies, capazes de preservar as características físicas do meio ambiente, permitindo medições diretas, dos registros naturais das variações climáticas que lhes são impostas. A multiplicidade desenvolvida é extensa, e isto faz com que as pesquisas e reconstruções climáticas sejam incessantes. Os proxies podem ser encontrados de variadas maneiras, todavia, neste trabalho, o proxy utilizado serão os depósitos sedimentares quaternários.

Classificado como a última época do Quaternário, o Holoceno (“idade do homem”) corresponde, aproximadamente, aos últimos 11,5 mil anos da história da Terra, começando no fim da última era glacial ou Idade do Gelo. As mudanças paleoclimáticas do Holoceno se relacionam com os componentes bióticos e abióticos atuais, e com a distribuição da fauna e da flora.

O Brasil é um dos países com maior potencial aplicação de análises isotópicas aplicadas à reconstrução paleoclimática. Primeiro, por possuir ambientes tectonicamente estáveis, e com vastas áreas com coberturas superficiais ainda não perturbadas pelas atividades antrópicas, como o sertão nordestino. Segundo, porque, já foi constatado que o clima passado dessa região foi significativamente impactado

por mudanças paleoclimáticas de ciclo curto, especialmente os eventos de Heinrich, cujos registros podem ocorrer na paisagem como unidades deposicionais discretas.

No Brasil, os primeiros estudos de reconstrução paleoclimática foram baseados em registros de mudanças na vegetação e no nível de lagos em diversas situações ambientais do leste da Amazônia (ABSY, 1991a). A região amazônica deteve assim as primeiras evidências do impacto de mudanças que associaram dados de paleovegetação, sedimentologia e geoquímica, obtidos a partir de um testemunho de seis metros coletado em um dos lagos da Serra dos Carajás, no Pará. Em uma sequência sedimentar de mais de 60 mil anos (ka), foi observada uma alternância entre períodos de floresta úmida e de vegetação típica de clima mais seco. (PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS, 2014, p. 131-132).

Outra importante questão paleoambiental holocênica, se refere às flutuações do nível relativo marinho na costa leste brasileira durante a última transgressão holocênica. (SUGIO, 2010). Neste caso, através de estudos palinológicos, foram obtidas outras evidências da ocorrência de importantes mudanças climáticas.

Para o Nordeste Brasileiro, mais precisamente para os ambientes semiáridos, é possível destacar diversas análises paleoambientais em bases paleoclimáticas, realizadas por Barreto (1996), Corrêa (2001), Ribeiro (2002), Gouveia et al (2005), Santos (2007), Mutzenberg (2007 e 2010), Barreto (2010), Galvão (2012), Gurgel (2012), Silva (2013) e Missura (2013), Lima (2015), Amorim (2015).

Barreto (1996) pesquisou o sistema de dunas fixadas no médio São Francisco, a noroeste da Bahia, e identificou acumulações sedimentares eólicas transportadas por ventos de SE-E, que representariam um importante indicador de mudanças climáticas na região. Realizadas as datações por termoluminescência (TL), a paisagem estudada apresentou entre o Pleistoceno superior até o presente, três fases de reativação de dunas, com modificações na morfologia destes relevos e a variação dos sentidos dos ventos, bem como sua intensidade. A ausência de idades de TL entre 10.500 e 9.000 anos AP, segundo a autora, representa um indício de que neste momento não ocorreu importante atividade eólica na área, apontando que a ausência de atividade eólica nesta época corresponde ao término do último episódio glacial

mais importante do Hemisfério Norte, o que estaria relacionado a uma nova condição climática regional que foi caracterizada, sobretudo pelo aumento de umidade.

Corrêa (2001) tratou da história ambiental do semiárido nordestino em seu trabalho nos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, constatando uma história de sedimentação episódica no limiar Pleistoceno/Holoceno para a região. No maciço da Serra da Baixa Verde, foram os depósitos de encosta, os colúvios, sob a forma de rampas e aventais que foram escolhidos para a reconstrução da dinâmica geomorfológica da área, a partir da datação destes materiais pelo método da LOE. As idades obtidas pelo autor permitiram concluir que entre 10.000 e 8.500 anos AP, no limiar Pleistoceno/Holoceno, a paisagem foi marcada por uma remobilização maciça das coberturas rudáceas para os eixos de drenagem das encostas durante os períodos de maior aridez do UMG. De 7.500 a 4.500 anos AP, Holoceno Médio, com o máximo da umidificação e antes da estabilização da nova cobertura vegetal, os regolitos foram intensamente remobilizados, com ocorrência de diversos episódios de coluvionamento, possivelmente desencadeados por pequenos fluxos de detritos e corridas de lama. A fase contemporânea é caracterizada pelo intenso ravinamento dos depósitos antigos, como resposta aos padrões vigentes de uso da terra e a deposição de unidades coluviais de expressão restrita no âmbito das encostas em forma de pequenos leques de depósitos laminares decorrentes da acentuação da erosão em lençol.

Ribeiro (2002) através do estudo da matéria orgânica do solo e de plantas usando os isótopos de carbono (^{12}C, ^{13}C e ^{14}C) interpretou mudanças de vegetação e de clima do Pleistoceno tardio ao Holoceno em áreas de domínio de mata Atlântica, caatinga e cerrado de Pernambuco e Maranhão. A composição da floresta Atlântica remanescente e a mata de altitude do Brejo dos Cavalos e Serra do Catimbau em Pernambuco, segundo o autor, apresentaram tendência de similaridade florística e estrutural. Datações da fração humina indicaram que desde 6.500 anos AP até o presente não houve troca de vegetação C_3 para C_4 nestas áreas, entretanto, a ação antrópica vem ocasionando enclaves de cerrado na mata Atlântica próxima a Tamandaré há pelo menos 1.300 anos AP.

Na região de Barreirinhas, no Maranhão, os estudos de reconstrução paleovegetacional e climático indicaram que, de aproximadamente 15.000 a 9.000

anos AP, a presença de um clima mais úmido na região proporcionou uma vegetação arbórea. Entre 9.000 e 3.000 anos AP, a presença de um clima mais seco ocasionou a expansão do cerrado. De 3.000 anos AP até o presente, houve a expansão da floresta sobre o cerrado, devido ao retorno a um clima mais úmido e provavelmente similar ao atual.

Gouveia et al. (2005) aplicando a mesma metodologia de Ribeiro (2002) em 22 pontos amostrados nos estados do Ceará, Piauí e Paraíba, indicaram que entre 15.000 e 9.000 anos AP, houve um predomínio da vegetação do tipo arbóreo, relacionado a um clima mais úmido, com posterior abertura da vegetação com contribuição de plantas do tipo C_4, entre 9.000 a 3.000 anos AP, provavelmente relacionado à presença de um clima mais seco e um retorno do predomínio da vegetação arbórea foi evidenciado após 3.000 anos AP, corroborando assim as análises realizadas por Ribeiro (op. cit.) para a região Nordeste.

Depósitos do Gráben do Cariatá, Paraíba, foram analisados por Corrêa et al. (2005), sob a ótica da análise cronológica dos sedimentos, proporcionando uma boa cronologia da deposição e eventos climáticos do Pleistoceno médio. Segundo os autores, a associação entre litofácies e gênese climática aponta para uma concentração das amostras de lamito (corridas de lama) aos períodos estadiais de temperatura reduzida em até 6°C em relação ao presente com chuvas concentradas entre 160.000 e 22.000 anos AP, enquanto que as amostras de fluxo de detritos agrupam-se sobre episódios interglaciais e/ou interestadiais de temperaturas semelhantes ao presente ou de temperatura ligeiramente mais baixas, entre 224.000 e 128.000 anos AP.

Uma abordagem paleoambiental realizada por Mutzenberg (2007) para o Vale do rio Carnaúba, Rio Grande do Norte, demonstrou que os eventos deposicionais na área estão relacionados a um clima mais frio e seco que ocorreu desde o penúltimo máximo glacial até o Holoceno superior. Depósitos de encosta e aluviais datados indicaram que após o penúltimo máximo glacial, a cerca de 58.000 anos AP, ocorreu uma rápida e ampla remobilização do regolito exposto associada a um súbito aquecimento relativo ao último interestadial. As deposições sedimentares relacionadas ao UMG, entre 18.500 a 16.000 anos AP, podem estar relacionadas a

um clima provavelmente mais frio e seco, com eventos sazonais de alto grau pluviométrico capazes de remover o regolito em profundidade.

No Holoceno inferior, há 9.100 anos AP, uma súbita retomada da umidade removeu os regolitos expostos sob a atuação de fortes chuvas capazes de gerar depósitos de cascalhos. O Holoceno médio, entre 5.500 e 5.600 anos AP, pode ser caracterizado por um clima ainda provavelmente úmido e quente, com adensamento da cobertura vegetal, proporcionando processos de erosão laminar sobre as encostas. Já no Holoceno superior, oscilações climáticas decorrentes de eventos do tipo paleo-el-niño e paleo-la-niña, estão associadas a períodos longos de semiaridez seguidos de períodos com muita precipitação decorrentes da retomada da circulação normal, com vários momentos de erosão/deposição e estabilização da paisagem ligados à formação de solos aluviais rasos nos terraços fluviais a partir de 2.200 anos AP.

Para a área arqueológica do Parque Nacional Serra da Capivara (PI), Santos (2007) e Mutzemberg (2010) demonstraram a ocorrência de vários episódios de deposição na área pelo menos desde o Penúltimo Máximo Glacial.

Para Santos (op.cit), durante o Último Máximo Glacial, tanto a atividade de coluvionamento como fluvial foram intensas, com retomada das atividades de sedimentação fluvial e coluvial ocorrendo entre 15.000 e 7.600 anos, na transição Pleistoceno-Holoceno. As mudanças paleoclimáticas do Holoceno médio foram interpretadas a partir dos estudos de palinomorfos, onde os resultados sugerem que desde pelo menos 5.130 anos AP, a caatinga já estava instalada na região, ainda que na área tenham ocorrido grandes oscilações paleoclimáticas no Holoceno.

Mutzemberg (op.cit) em seus estudos constatou que no Parque Nacional Serra da Capivara durante a transição entre o Penúltimo Máximo Glacial e o último Interestadial, uma rápida e sequencial remobilização de depósitos de *tálus* decorreu de episódios vinculados a chuvas torrenciais que atingiram a região por volta de 42.000 anos AP, gerando energia para o transporte de frações rudáceas, indicando um recobrimento da paisagem por uma formação vegetal aberta após um período seco.

A deposição que ocorreu entre 23.200 a 15.000 anos AP, ligada ao Último Máximo Glacial no Parque, esteve relacionada a um clima provavelmente mais frio e

seco com eventos esporádicos de alto aporte pluviométrico. A transição Pleistoceno Holoceno e Holoceno inferior foi caracterizada por períodos ligados a uma rápida transição climática, com sinais de aumento da umidade e precipitação, e provável estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa em direção ao Holoceno médio. O Holoceno médio, entre 6.200 a 7.000 anos AP, esteve relacionado ao período hipsitérmico, caracterizado por um clima provavelmente quente e relativamente úmido, com estabilização da paisagem quanto a eventos erosivos.

A partir de Interpretações baseados nos valores de $\delta^{18}O$ em espeleotemas, Barreto (2010) realizou levantamentos paleoclimático e paleoambiental na região da Chapada Diamantina (BA) a partir de isótopos de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ em estalagmites. Segundo a autora, os valores mais baixos de $\delta^{18}O$ das estalagmites indicam aumento da paleoprecipitação e vice-versa. Dessa forma, as fases de clima mais úmido foram registrados entre 93-82 Ka e 68-57 Ka, por diminuição geral dos valores de $\delta^{18}O$. Já a predominância de condições mais secas foi verificada entre 80-69 Ka e 57-47 Ka, quando existe uma subida geral dos valores de $\delta^{18}O$, coincidindo com períodos de alta insolação de verão.

Anomalias de $\delta^{18}O$ durante o intervalo de ~45-20 Ka, ou até a transição do último máximo glacial (UMG) para o interglacial, foram dominantemente mais alto do que observado durante os intervalos de 17,5-15-5 Ka e de 13,0-3,7 Ka, o que envolveria parte do final do período interglacial e todo o Holoceno inferior e médio da região. Esses resultados, segundo a autora, sugerem que o final do período glacial foi relativamente seco na região.

O clima durante o final do último período glacial, na segunda fase da glaciação descrito por Barreto (op.cit), contrasta fortemente com condições mais úmidas observadas em grande parte do interglacial e durante o Holoceno inferior e médio, nos intervalos aproximadamente entre 17-15 Ka AP e 13-5 Ka AP, caracterizado por valores mais baixos de $\delta^{18}O$. Após esses intervalos observou-se o retorno das condições climáticas mais secas a partir de 5 Ka AP, que perduram até hoje.

Os resultados de paleopluviosidade apresentados por Barreto (2010) para a Chapada Diamantina (BA) corroboram os resultados apresentados por Santos (2007) e Mutzemberg (2010) para o Parque Nacional Serra de Capivara (PI), evidenciando

que o padrão antifásico das chuvas do Hemisfério Sul durante o Pleistoceno/Holoceno, assim como descrito para alguns trechos da última glaciação, ocorreu a partir da influência da Monção Sul-americana sobre o regime de chuvas do Nordeste em longa escala de tempo, a qual é primariamente modulada pela intensidade da insolação de verão.

Embora os estudos apontem para um clima mais seco durante o Ultimo Máximo Glacial para grande parte das áreas continentais do Nordeste brasileiro, sedimentação lacustre depositada entre 19.900 a 17.500 anos AP em Buíque (PE) evidenciou que o nível da lagoa do Puiú esteve elevado em pelo menos cinco metros em relação ao nível atual (GALVÃO, 2012).

Gurgel (2012), analisando a sedimentação quaternária ocorrida no Maciço do Pereiro, localizado na Província da Borborema, demonstrou que dentro das bacias e ao longo das escarpas há pouco armazenamento de sedimentos Quaternários. A autora, no entanto, determinou que na área o coluvionamento teria sido ativo nos últimos 46 Ka. A natureza espasmódica dos processos que moldaram a paisagem do Maciço do Pereiro demonstra os sedimentos refletem a última erosão e ciclo pedogênese/morfogênese. Isto se reflete na expressão espacial das coberturas superficiais do Maciço do Pereiro. Gurgel (2012) ainda afirma que o processo de formação de colúvios ocorreu sob condições semiáridas semelhantes as de hoje.

Estudando depósitos de preenchimento de marmitas e rampas coluviais no semiárido pernambucano, Silva (2013) considera que as sequências deposicionais constituem o único registro material preservado que explica a história evolutiva da paisagem, e a associação entre forma e depósito tem-se mostrado como um instrumento imprescindível à interpretação da dinâmica ambiental, representando o elo que une os processos ocorridos no passado e que ocorrem no presente dentro do contexto evolutivo da paisagem geomorfológica. Em seu trabalho afirma que as idades obtidas atestam que os eventos deposicionais estão na dependência de eventos climáticos regionais ocorridos desde o penúltimo estadial do Pleistoceno até o UMG para as áreas de Afrânio, e a partir do Holoceno inferior em Fazenda Nova.

Missura (2013), em seus estudos na lagoa do Puiu, Pernambuco, utilizou de evidências relacionadas à morfoestratigrafia e à morfotectonica afim de desvendar a

história evolutiva da área. Os sedimentos encontrados em extensos aventais coluviais ao longo dos sopés das escarpas permitiram visualizar sua evolução em cascata. A atuação da dinâmica quaternária na área possibilitou aventar hipóteses sobre as flutuações no nível lacustre durante o Quaternário. Os depósitos encontrados apresentaram variações significativas ficando evidente a partir das correlações que eventos significativos de reumidificação ou esporádicos de maior magnitude atuaram durante o UGM, *Younger Dryas,* a transição Pleistoceno-Holoceno e o ótimo climático do Holoceno.

Amorim (2015), analisando o Maciço da Serra da Baixa Verde, embasado em Ramos (2014), afirma que para esta área de análise, desde o início do Holoceno, sedimentos têm sido gerados e evacuados das encostas, gerando depósitos coluviais e aluviais, desde finas camadas a pacotes de 5m de espessura, por vezes intercalados por cascalheiras matriz suportadas, em escalas temporais de deposição inferiores a 10^3 anos e com intervalos de inatividade geomorfológica de 1 a 2 Ka, tendo esta configuração refletindo a intensidade de mudanças de curto prazo de origem climática na dinâmica da paisagem geomorfológica. O autor inferire que a estrutura superficial da paisagem na área de estudo apresenta os seguintes tipos principais de registro de sedimentação climaticamente condicionada: uma descontínua do final do Pleistoceno e outra início do Holoceno, contínua ao longo de todo o ótimo climático até o Holoceno médio e pulsativo no Holoceno superior. Desta forma, observa-se que os sistemas produtores de tempo operando em distintas escalas regionais e globais, produzem sedimentação e uma organização de relevos agradacionais de tamanhos diferentes, que ao serem recuperados como tradutores da processualidade da paisagem, vão indicar pulsações dentro de fenômenos de magnitudes diferentes que estão aninhados como formas embutidas, em escala decrescente de tamanho, à medida que se aproximam do presente. Concluindo que a ocorrência de processos geomorfológicos formadores de depósitos de encosta na área de estudo tem seus gatilhos vinculados às variações climáticas globais, regionais e ao contexto local.

Para o setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe, Lima (2015) expões que os registros de deposição estão estocados nesta paisagem a pelo menos 75.000 anos AP. Contudo, dois intervalos marcaram situações de maior atividade morfogenética nas encostas: 1- De 40.000 a 30.000 anos AP, período em que ocorreu uma ampla formação de depósitos por fluxos de detritos de baixa viscosidade e não

canalizados, frutos da remobilização maciça dos depósitos de tálus em resposta a possíveis eventos pluviométricos de alta energia e baixa recorrência sobre uma superfície exposta; 2 - De 30000 a 18000 AP, sucessivos fluxos de lama generalizados pela paisagem recobriram a superfície dos fluxos de detritos anteriores. Estes sinalizam a continuidade dos processos morfogenéticos na esculturação das encostas e no recuo da cimeira estrutural do planalto sedimentar, submetidas aos eventos de chuvas torrenciais comuns ao Nordeste continental, resultantes da instabilidade climática associada ao UMG com clima mais frio e seco.

Sendo assim, a interpretação da dinâmica geomorfológica através do registro sedimentar encontrado em áreas homônimas do Nordeste fornecem bases para a elucidação de interações entre as mudanças temporais de longo e curto prazo nos processos geomorfológicos no Quaternário tardio na região, cujas repercussões ainda são visíveis na paisagem.

2.6.2 Depósitos Quaternários

Os sedimentos depositados durante o Quaternário e seus modelados de acumulação resultantes, tonaram-se importantes registros dos processos geomórficos que exerceram controle sobre a evolução da paisagem, principalmente nos contextos geotectônicos plataformais da zona tropical, seja sob a forma de notáveis relevos deposicionais ou de uma sequência de estratos inumados que revele a história evolutiva da paisagem (SILVA, 2013).

Desta forma, os depósitos quaternários são hoje os melhores indicadores para os estudos paleoclimáticos em contextos semiáridos tropicais continentais, pois guardam as marcas do clima passado e dos agentes formadores, e modificadores da paisagem. Corroborando este entendimento, Suguio (2010) afirma que o valor científico de tais depósitos está no registro de grandes mudanças paleoambientais, vinculadas aos paleoclimas e as paleolinhas de costa com importantes reflexos na biosfera.

O mesmo ressalta que os depósitos quaternários possuem relação intrínseca com a topografia atual, sendo imprescindível, portanto, a distinção entre as superfícies originadas por erosão de rochas mais antigas e aquelas elaboradas pela deposição de sedimentos quaternários. A vantagem reside na possibilidade de pesquisar um

material em conexão com a superfície topográfica, aspecto possível quando ocorre o soterramento da superfície.

Com base em uma abordagem sistêmica, Mabesoone (1983) expõe que os modelados de acumulação poderiam ser bem explanados a partir de um modelo processo-resposta, onde os processos seriam definidos pelo tipo de energia que opera no sistema, e este seria regulado pelas características fisiográficas da área. Deste modo, os sedimentos apresentariam as características dos elementos que possibilitaram a sua formação. Entretanto, para o autor, a geometria do ambiente seria o fator limitante à produção de sedimentos, influenciando o nível de energia disponível e a forma da superfície deposicional.

Segundo Corrêa (2001), o produto dos processos são as várias geometrias dos depósitos sedimentares, sua composição e distribuição espacial. No caso dos depósitos recentes, a superfície contemporânea do terreno pode ser diretamente afetada, como resposta ao sistema deposicional.

Silva (2013) ressalta que a litologia dos depósitos pode fornecer a chave para a análise paleoambiental de determinadas áreas. Entretanto, é recomendável atenção aos parâmetros mineralógicos como a fração argila autígena, no caso dos clastos terrígenos, como um possível indicador ambiental, pois os argilominerais podem fornecer informações importantes sobre os ambientes deposicionais, particularmente quando estes são sobrepostos a outros dados substanciais como a área fonte do material de origem, clima, cobertura vegetal e tempo de exposição ao intemperismo.

2.6.2.1 A Fácies Eluvial

A fácies eluvial consiste no material residual oriundo da decomposição da rocha mãe através de energia química, que permanece *“in situ*”. Frisa-se que dependendo de sua posição topográfica e grau de exposição, eles podem ser prontamente atacados pela erosão, o que torna sua ocorrência restrita na paisagem. O fator limitante para o seu desenvolvimento é a ocorrência de transporte intermitente de material, principalmente, movimentos de massa.

Bigarella (2009) conceitua a fácies eluvial (elúvio ou saprólito) como o material alterado que permanece *“in situ”* formando contatos gradacionais com a rocha-mãe.

Em algumas áreas, o elúvio constitui a principal estrutura superficial da paisagem recobrindo os topos planos de cristas e interflúvios.

Corrêa (2001) expõe que os materiais resultantes da eluviação assumem diversas formas, sendo normalmente uma função do tipo de intemperismo e do tempo. Sendo assim, tais depósitos podem mudar sua granulometria de muito finos a grossos, e exibem minerais em fases estáveis ou instáveis, de acordo com o tipo de alteração e intervalo de tempo que estiveram submetidos a este tipo de alteração. A textura também pode variar de acordo com o tipo de material que resulta da alteração da rocha mãe. Tais depósitos não exibem estruturas sedimentares propriamente, e os perfis mais desenvolvidos podem exibir uma zonação que é consequência da pedogênese.

O mesmo autor acrescenta que o elúvio, situado entre a rocha-mãe e o solo superficial, não é uma massa uniforme, ao contrário, está subdividido em diversas zonas que não devem ser confundidas com os horizontes pedológicos.

O autor supracitado ainda chama atenção para o fato de que uma tentativa de definir a estrutura dos perfis de intemperismo é, por natureza, uma tarefa qualitativa, frequentemente influenciada pelo clima ou tipo de rocha, uma vez que a sequência evolutiva mais clara é derivada de rochas graníticas submetidas aos regimes tropicais úmidos, exibindo gradação crescente desde a rocha fresca não alterada aos horizontes pedológicos bem desenvolvidos.

2.6.2.2 A Fácies Coluvial

Diversos são os conceitos acerca de colúvio e diversas áreas tratam sobre o tema, entretanto, seguindo as propostas de Corrêa (2001) e Silva (2013) optou-se por utilizar esta definição para qualquer depósito sedimentar que se acumule ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesses materiais.

Baulig (1956 *apud* Bigarella, 2009) considera como colúvio apenas os materiais transportados pelo escoamento pluvial, enquanto para Derruau (1956, apud Bigarella, 2009) coluvios são os materiais que descem das vertentes.

Ruchin (1958, *apud* Mabessone, 1983) define colúvio “stricto senso” como sendo depósitos resultantes dos fluxos gravitacionais, entretanto, Plaisance & Cailleux (1958 *apud* Bigarella, 2009), definiram colúvio, em sentido genético, como materiais transportados encosta abaixo pela solifluxão e escoamento superficial. Eles destacaram que tais depósitos são mal estratificados e, às vezes, não se diferenciam dos regolitos locais, sendo formados em resposta a mudanças na cobertura vegetal ao longo das encostas.

Mabessone (1983) explicita que tais depósitos são gerados por energia química e física do intemperismo das rochas tornando-se, em muitos casos, semelhantes à fácies eluvial – delimitados na base pelo embasamento rochoso, mal selecionados e originados de áreas fontes muito próximas. O fato de os sedimentos coluvionares compartilharem das mesmas características da fácies eluvial decorre de os primeiros geralmente derivarem diretamente dos últimos.

Bigarella (2009), afirma que a designação colúvio refere-se ao material que sofreu deslocamento na vertente, isto é, o resultado da movimentação do elúvio. Esta designação é de caráter geral e aplicada aos depósitos soltos e incoerentes encontrados no sopé de uma vertente ou escarpa, sendo para aí transportados principalmente pela ação da gravidade. Neles também estão incluídos os depósitos de Talus.

Thomas (1994) optou por definir colúvio como um termo impreciso que agrupa muitos tipos diferentes de materiais e processos. Ele também reconheceu que apesar de os colúvios serem sempre interpretados como uma consequência de grandes mudanças climáticas regionais para condições mais áridas ou mais úmidas, estes também podem ocorrer como consequência de eventos menores, de alta magnitude, que eventualmente ultrapassem patamares formativos dentro dos sistemas de encostas, sem a necessidade de uma conexão regional mais definida.

Entretanto, o fato mais importante sobre os colúvios, é que estes são fonte de dados para a reconstrução da história geomórfica das paisagens. De acordo com Corrêa (2001), evidência para eventos pretéritos pode ser reconhecida pelo desenvolvimento de horizontes incipientes, estratificação ocasional do depósito ou

sobrevivência de estruturas sedimentares, separação de depósitos por lentes de materiais de outras origens (Stone-lines) e incorporação de materiais datáveis.

Para Selby (1992), a maioria das encostas tem uma longa história de desenvolvimento que pode fornecer informações sobre as taxas de mudanças, frequência de eventos geomórficos passados e paleoambientes. A evidência de eventos passados, se preservada, ocorre sob a forma de paleohorizontes e depósitos deixados por esses eventos. A interpretação desse material requer, entretanto, uma compreensão de suas posições numa paisagem antiga.

2.6.2.3 Processos Formadores dos Depósitos Coluviais

Os depósitos coluviais são formados em sua complexidade pelos fluxos de gravidade, visto que, estes constituem um dos mais importantes processos geomórficos modeladores da superfície terrestre.

Os fluxos de gravidade resumem-se ao deslocamento de materiais encosta abaixo sob a influência da gravidade e morfologia das encostas, desencadeados por interferência direta de outros agentes independentes, como a água, gelo ou ar, reduzindo a resistência das rochas ou solos aos processos de transporte.

Para Suguio (2003) os fluxos gravitacionais, ou movimentos de massa, correspondem aos mecanismos de transporte de sedimento paralelamente ao substrato, com maior ou menor participação da gravidade. A apresentação desses advém de diversas formas, tanto em relação aos tamanhos e naturezas dos materiais, bem como em relação às escalas temporais e espaciais em que se processam os fenômenos. Já para Christopherson (2012), os movimentos de massa consistem em qualquer movimento unitário de um corpo de material, propalado e controlado pela gravidade.

Os movimentos de massa são de natureza variada. Sua classificação dependerá do material que se move e sua consistência, quantidade de água envolvida e velocidade do movimento. Sharpe (1938 apud Santos 2009), tomando como parâmetros o agente de transporte (água, gelo ou gravidade), tipo de material (rocha ou solo) e velocidade de movimentação (imperceptível, lento, rápido e muito rápido), classifica em três tipos os movimentos, a saber: a) escoamento (flows); b) escorregamentos (landslides); c) subsidências (slip ou flow without free side). Para o

autor, os movimentos de massa são divididos de acordo com suas características predominantes, ou seja, um movimento pode ser considerado como fluxo, mesmo que tenha se iniciado por deslizamento.

De acordo com Suguio (2003), a classificação dos movimentos de massa dá-se a partir das quedas e deslizamentos, que envolvam fragmentos rochosos de diversos tamanhos provenientes das encostas por gravidade; fluxo de detritos, como um fluxo rápido de massa de detritos de natureza plástica deslizando encosta abaixo; e a corrida de lama, que apresenta uma variedade de detritos composta primordialmente por partículas finas (silte e argila) com até 30% de água. O autor também afirma que em ambientes semiáridos e subúmidos, os fluxos de detritos constituem a principal forma de movimentos de massa geradores de colúvios. Estes são causados por tempestades de alta magnitude e baixa recorrência, retirando os detritos que se acumulam nas bacias de primeira ordem.

Bigarella (2003), afirma que a vegetação, além da precipitação, constitui um fator que condiciona o início dos deslizamentos. Sob vegetação densa o escoamento superficial e a infiltração da água no manto de intemperismo são controlados, diminuindo a penetração excessiva da água no subsolo. A perda da vegetação expõe o solo à erosão permitindo, após um episódio chuvoso, a penetração de um excesso de água no solo, favorecendo o relaxamento dos esforços internos através da lubrificação dos planos de cisalhamento, dando início às rupturas translacionais.

Bigarella (op.cit) chama a atenção para o papel da caulinita no manto de intemperismo. Segundo o autor, este mineral possui um coeficiente de contração reduzida que auxilia o fissuramento do material por dessecação, facilitando a infiltração. De fato, a caulinita possui um limite de liquefação elevado e um coeficiente de plasticidade importante, sendo necessária a presença de muita água para se tornar fluida, assim, mantos de intemperismo bem drenados e quase que inteiramente constituídos de caulinita são pouco favoráveis aos deslizamentos. Silva (2012) ressalta que, ainda que os fluxos de detritos operam como agentes geomórficos importantes nas encostas, sua deposição é intermitente devido à natureza localizada e episódica de seus processos geradores.

2.6.2.4 A Importância dos Colúvios para os Estudos Quaternários

A geomorfologia clássica tentou interpretar o desenvolvimento das formações superficiais como testemunho de processos responsáveis pela elaboração do relevo. Estes depósitos foram tratados dentro de uma óptica dos modelos de evolução cíclica da paisagem em que as modificações do relevo se davam pelas oscilações climáticas entre períodos úmidos e secos, como proposto por Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella et al. (1965, 1975) e Castro (1977).

De acordo com Silva (2013), o modelo mencionado admite que os processos que respondem pela geração de colúvios marcam a transição de um período úmido para um seco. A alternância climática substitui a cobertura vegetal densa por uma expansão de formações vegetais mais abertas. O escoamento superficial em lençol gradualmente remove as partículas mais finas (silte e até mesmo areia), expondo as frações mais grossas como depósitos residuais que não puderam ser removidas pela ação pluvial, formando assim os pavimentos detríticos, que são constituídos por fenoclastos e cascalhos. Uma umidificação posterior do clima reativaria os processos pedogenéticos e a dissecação do depósito pela drenagem. O desencadear de um novo episódio seco possibilitaria a remoção do material intemperizado situado nas encostas que, na ausência da proteção da vegetação, formaria uma nova sequencia coluvial, soterrando o pavimento detrítico, dando origem às linhas de seixos.

Para Bigarella e Ab'Saber (1964) as linhas de seixos são consideradas como horizonte guia, de extensão apreciável em todo o Brasil, de episódios paleoclimáticos, separando os eventos pré-pavimentação daqueles pós-pavimentação ocorridos no limiar Pleistoceno/Holoceno inferior, respectivamente.

Corrêa (2001) expõe que, na maioria das vezes, a estratigrafia dos colúvios torna-se muito mais complexa do que o esquema de evolução cíclica das paisagens possa sugerir. Os ciclos de erosão e deposição não são completos e evidências de atividade nas encostas tornam-se sempre truncadas e fragmentárias, ao menos no que pode ser inferido a partir dos registros sedimentares. Desta forma, ao se tomar tal registro como base de análise, um vasto número de variáveis deve ser levado em consideração a fim de caracterizar e diferenciar os distintos níveis deposicionais e sua formação.

Schumm (1977 apud Corrêa, 2001) afirma ser verdadeira à máxima que uma mudança no clima desencadeará um período de instabilidade na paisagem, que produzirá maiores taxas erosivas e de produção de sedimento, ainda que tais variações de grande escala possam ser difíceis de distinguir dos efeitos dos eventos de alta magnitude e baixa recorrência de incidência aleatória.

Para Silva (2013) a importância dos colúvios como indicadores paleoclimáticos foi exaustivamente analisada em muitos trabalhos. Podem-se resumir as evidências, ao menos para o Nordeste do Brasil, dizendo que provavelmente este tipo de depósito não está se formando sob as condições atuais. Genericamente, os colúvios parecem estar associados a condições de mudanças climáticas no princípio do Holoceno, ou em fases anteriores do Pleistoceno. Contudo, ainda é necessário estabelecer quando e como eles se formam.

2.6.3 Depósitos em Depressões Fechadas

Muitas são as denominações dadas a estas feições mas, de acordo com Twidale (1982), Vidal Romaní e Twidale (1998) e Bigarella (1994); conforme sua ocorrência em superfície são denominadas: *weathering pans, rock basins, rock holes, granite pits*, para superfícies horizontais; *armchair hollow*, para superfícies inclinadas; e *tafone*, para superfícies verticais. Em diferentes partes do mundo são denominadas como: *gnammas*, na literatura australiana; *tanques e vasques rocheuses*, na França; *pías, pilas e pilacones*, na Espanha; *caldeirões, poços, marmitas e oriçangas*, no Brasil. Contudo, de acordo com Silva (2012), devido à grande aceitação internacional, tais feições serão denominadas neste trabalho de marmitas de dissolução termo oriundo do inglês “weathering pits”, visto que, este sobrepõe-se a todos os termos regionalistas até o momento atribuído.

As marmitas de dissolução são depressões escavadas na rocha fresca, que devido a controles estruturais podem apresentar contornos irregulares. Inúmeras são as referências deste tipo de feição na literatura, segundo Barreto *et al.* (2004) até aquele momento haviam sido contabilizadas 37 marmitas apenas no estado de Pernambuco.

Christofoletti (1981), explanando sobre as formas topográficas erosivas em leitos rochosos, atribuiu a origem das marmitas a depressões escavadas pela abrasão

giratória de seixos ou blocos, rotacionados pela energia da água corrente. Bigarella (2009), entretanto, definiu as “panelas de dissolução” consistem em uma feição de intemperismo de pequeno porte que se desenvolve por coalescência lateral dos alvéolos.

Apesar das marmitas serem tratadas como feições comuns e exclusivas de regiões áridas e semiáridas (CAMPBELL, 1997; GUTIÉRREZ, 2005; NETOFF & CHAN, 2009), estas feições desenvolveram-se em diversos contextos climáticos do mundo, até mesmo em regiões glaciares. Entretanto, no interior semiárido do Nordeste brasileiro as marmitas têm servido como fontes de dados para a reconstrução geomórfica recente da paisagem, a partir do reconhecimento de eventos pretéritos encontrados no registro sedimentar que as preenchem (Silva e Corrêa, 2013).

Silva (2013) apresenta os processos tectônicos como um fator importante na formação das marmitas, visto que, a deformação de blocos falhados produziria movimentos tectônicos diferenciados que alterariam o grau de resistência litológica. Esta diferenciação estrutural e litológica, ocorrendo por longos períodos, originaria em subsuperfície a alteração geoquímica da rocha, com formação do *front* de intemperismo. Sendo assim, as características estruturais e geoquímicas das rochas determinariam o grau e intensidade da alteração, produzindo a formação das marmitas de dissolução. Os fatores tectônicos também poderiam explicar casos de alinhamento das marmitas ao longo de falhas, assim como a associação destas em ambos os planos de fratura.

Shakesby *et al.* (2006) apresentam outro fator que pode influenciar a localização e início de formação das marmitas, a concentração de tensões em determinados pontos do maciço rochoso. Para os autores, as marmitas podem ser formadas a partir de processo de alteração de um maciço rochoso segundo seu sistema ortogonal de descontinuidade. Trata-se de trocas no sistema de apoio entre blocos graníticos separados por descontinuidades estruturais, que permite a circulação da água, favorecendo assim a alteração da rocha.

Para Silva e Corrêa (2013), este processo de alteração não é homogêneo e ocorre em diferentes pontos do plano de descontinuidade. Dessa maneira, o peso,

que inicialmente encontrava-se distribuído ao longo de toda superfície dos blocos, se concentrará nos pontos onde há contato entre a rocha sã, uma vez que o módulo de compressibilidade da rocha não alterada e do regolito são diferentes. A consequência imediata deste processo será uma distorção na estrutura mineral da rocha tornando-o mais susceptível ao intemperismo e à formação das marmitas de dissolução.

Após surgir na superfície, as marmitas podem evoluir para diversos tipos morfológicos. Seguindo Gutiérrez (2005), as marmitas podem assumir as seguintes morfologias: Marmita com borda suave, Marmita com morfologia em caldeirão ou poço, Marmita de fundo côncavo ou panela, Marmita em poltrona e Marmita de bordas suspensas e assimétricas.

No Nordeste, tais marmitas são responsáveis por estocarem os sedimentos oriundos dos grandes pulsos climáticos ocorridos no quaternário. A partir da análise e datação de seus sedimentos, assim como datação de ossos de megafauna muitas vezes encontrados nas mesmas, é possível a realização de estudos de reconstrução paleoclimática. Todavia, é possível que a sua formação tenha se iniciado e cessado após apenas um pequeno rebaixamento da superfície, seguido recorrentemente por sedimentação, originando assim lagoas, que também são grandes fontes de resultados paleoclimáticos.

2.6.4 O Ambiente Aluvial Semiárido do Nordeste

Depósitos em Barras de Canal

As barras de canal têm sua gênese associada aos efeitos cumulativos dos processos deposicionais e erosivos que atuam por períodos de dezenas a centenas de anos. Segundo Silva *et al* (2008), há três elementos representando dominantemente depósitos de canais, são eles: 1- Barras em Pontal; 2- Barras de Meio de Canal; e 3- Barras Laterais.

As barras em pontal, ou barras de meandro, são oriundas de canais meandrantes, visto que estes apresentam variação na velocidade do fluxo. Na porção interna do meandro, onde a velocidade do fluxo é menor, ocorre à deposição de sedimentos, fazendo com que o banco cresça, gerando depósitos de acresção lateral. Este depósito é marcado por superfícies inclinadas em direção às porções internas do canal, tradicionalmente denominadas de estratificação cruzada épsilon.

De acordo com Silva *et al* (2008), as camadas limitadas por superfícies de acresção lateral exibem uma progressiva diminuição de granulometria mergulho acima, refletindo uma variação da profundidade da lâmina de água e da velocidade do fluxo. Como resultado final tem-se, em geral, depósitos com uma granodecrescência ascendente bem marcada, facilmente reconhecida em afloramentos, poços e testemunhos.

Miall (1996) acrescenta que a estruturação interna, assim como a assembleia de litofácies que compõem os depósitos de acresção lateral, é variável, dependendo da granulometria da carga sedimentar e da variabilidade da descarga.

As Barras de meio de canal, ou longitudinais, apresentam acresção a favor do fluxo e lateral, possuem alturas variando de 1 a 15m, e extensões laterais entre 10 e 1000m. Normalmente as barras de acresção frontal são caracterizadas pela migração de dunas sobrepostas no dorso e na face frontal do leito principal. Estas são caracterizadas por apresentar internamente estratos cruzados simples de grande porte ou/e estratos cruzados compostos, os estratos cruzados que mergulham no mesmo sentido das superfícies que limitam os sets, indicando que as dunas sobrepostas se deslocam paralelamente ao sentido de migração da forma de leito principal (barra arenosa).

As barras laterais, ou depósitos de acresção lateral, ocorrem normalmente em rios retilíneos e são formadas pela atividade da própria corrente, sua geometria é tridimensional, e estas definem um canal sinuoso dentro do canal principal.

Leques Aluviais na Perspectiva do ambiente semiárido

A existência de precipitação escassa, mas concentrada, permite a ocorrência momentânea de fluxos hídricos muito elevados. Ao longo das vertentes, essas águas arrastam consigo grandes quantidades de material, canalizando-os para talvegues encaixados. Essas torrentes são assim lançadas para as áreas planas adjacentes, onde bruscamente perdem energia, originando acumulações sedimentares denominadas de leques.

Os leques aluviais são depósitos sedimentares em cônica associados a sopés de áreas com rupturas bruscas de gradiente. Na sua morfologia predominam

sedimentos oriundos de movimentos de massa como fluxos de detritos e corridas de lama (SUGUIO, 2013).

Os leques aluviais ocorrem em regiões onde um fluxo de água passe suficientemente rápido de uma área de alta declividade para uma área de baixa declividade. A súbita mudança de gradiente resulta no decréscimo da velocidade do fluxo levando a uma deposição local. Uma das características dos leques aluviais é a de estes estarem geralmente relacionados a regiões áridas ou semiáridas, pobremente cobertas por vegetação, onde fortes tempestades ocasionais, causam altas descargas de sedimento (MUTZEMBERG, 2010).

Mabesoone et al (1981), expõem as principais características de ambientes deposicionais fluviais no clima semiárido. Uma das principais características de canais efêmeros neste contexto é a rápida conversão do escoamento superficial em torrentes, quando há a ação de fortes tempestades que encontram o solo ressecado por um longo período de estiagem. No transporte de sedimentos, a areia geralmente é aprisionada em pequenas depressões topográficas sendo consecutivamente remobilizada e armazenada durante outros eventos torrenciais. As frações mais finas, silte e argila, são transportadas para fora do sistema de drenagem. A maior parte dos sedimentos locais é restrita às camadas horizontais de areia dos leitos dos cursos temporários.

De acordo com Stanistreet & MacCarthy (*apud* Suguio, 2003), os leques aluviais podem ser classificados em três grandes categorias: 1- Leques aluviais dominados por processos gravitacionais; 2- leques de rios entrelaçados e 3- leques de rios meandrantes. O primeiro tem forte controle climático ou tectônico, enquanto os outros dois tem sido referidos na literatura como leques de clima úmido ou leques fluviais.

Os leques aluviais encontrados no semiárido têm tamanhos reduzidos, e se desenvolvem à frente de escarpas íngremes pela interação de processos gravitacionais ou fluviais. Seu caráter intermitente possibilita uma progradação defasada, já que ativa apenas parte do leque.

Stanistreet e McCarthy (1993 *apud* Bigarella, 2009) propõem que os leques dominados por fluxos de gravidade sejam denominados de leques por fluxo de

detritos, entretanto, esta proposta não foi aceita neste trabalho, visto que, o fluxo de detritos é apenas um processo dentro de um amplo espectro de fluxos sedimentares de gravidade.

Os depósitos dos fluxos de gravidade que constituem fácies características deste tipo de leque são produzidos por movimentos de massa (sedimento-água) originados a partir de dois processos básicos: 1- Fluxo de detritos, onde o peso do sedimento é >80% do total da massa; e 2- Fluxo fluidificado, onde o peso do sedimento está entre 40 e 80% do total da massa.

Os Fluxos de Detritos são movimentos onde clastos de grandes dimensões podem ser transportados em massa, praticamente sem fricção, mesmo em planos de baixo gradiente. Estes fluxos podem ser coesivos e não coesivos, a depender da percentagem de sedimentos finos.

Os fluxos de detritos não coesivos (<10% de sedimento fino) originam cascalheiras clasto-suportadas, muitas vezes com gradação inversa que pode apresentar imbricação e indicar o sentido do transporte. Já os fluxos de detritos coesivos (>10% de sedimento fino) apresentam comportamento plástico devido à maior viscosidade e o movimento interno é mais laminar que turbulento. Estes formam cascalheiras matriz-suportadas com seleção pobre e matriz lamosa. Clastos maiores de dimensões anômalas podem ocorrer “flutuando” no interior do depósito, ou projetar-se acima do seu topo. Os depósitos de cada fluxo apresentam espessuras variáveis, normalmente métrica (SILVA et al 2008).

Os fluxos fluidificados apresentam comportamento de fluido viscoso, com movimentos internos laminares e turbulentos. Produzem conglomerados clasto-sustentados com gradação normal, dispostos em camadas tabulares ou canalizadas.

Hooke (1967) em sua pesquisa, apresentou um tipo especial de depósito oriundo dos leques gravitacionais, denominado de depósitos de peneiramento. Estes podem se formar à jusante do ponto de intersecção, devido à súbita perda da capacidade de transporte com o desconfinamento do fluxo, e à acentuada infiltração de água, constituindo-se de pequenos lobos de cascalhos grossos clastos-sustentados.

A grande importância dos fluxos gravitacionais para os estudos paleoambientais está alicerçada em sua natureza episódica, visto que, são eventos catastróficos, resultante da conjugação de intensa precipitação e disponibilidade de sedimento. São justamente estas características que marcam no sedimento a ocorrência dos pulsos climáticos.

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos são constituídos das atividades realizadas em gabinete, campo e laboratório para obtenção dos dados que serviram de base para a construção dos resultados da pesquisa.

Os trabalhos de gabinete tiveram como intuito gerar informações para a caracterização da área de estudo, assim como buscar identificar, antes de ir a campo, as possíveis áreas de análise.

Já o trabalho de campo teve como finalidade validar os produtos gerados através do trabalhos em gabinete, da mesma maneira que deu-se o reconhecimento da área de estudo e as escolhas das áreas de análise e suas respectivas coletas.

Após os trabalhos elencados acima, o trabalho de laboratório veio como forma de corroborar os indícios encontrados nas etapas anteriores, além de gerar, cartesianamente, os dados da pesquisa.

Como forma ilustrativa, segue a Tabela 3, condicionando a cada etapa os procedimentos metodológicos realizados em cada etapa da pesquisa:

Tabela 3 – Procedimentos metodológicos realizados na pesquisa

TRABALHO DE GABINETE	TRABALHO DE CAMPO	TRABALHO DE LABORATÓRIO
Mapa de Solos	Chave para catalogação de amostras	Sedimentologia
Mapa Geológico	Coleta para análises sedimentológicas	Morfoscopia
Mapeamento Geomorfológico	Coleta para LOE	Datação Absoluta através da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)
Mapa de Cobertura e Uso da Terra	-	-
Mapa de Precipitação da Média Histórica Normal (Aproximada)	-	-
Demarcação do roteiro de atividades de campo	-	-
Editoração gráfica das secções verticais	-	-

3.1 TRABALHOS DE GABINETE

3.1.1 Mapa de Solos

Os mapeamentos de solos encontrados na bibliografia para a área de estudo foram: Embrapa – ZANE (2000), com escala 1:2.000.000; Embrapa (2006), com escala 1:400.000; e Embrapa – ZAAL (2013) com escala 1:100.000. Diante da pequena escala destes documentos, tais mapeamentos se apresentaram incompatíveis com a escala de análise deste trabalho, dessa forma, optou-se por um refinamento das classes pedológicas confeccionando um novo mapa de solos, usando imagens de satélite, trabalho de campo e mapeamento das unidades de relevo, utilizando por base as fontes supracitadas.

A confecção do mapa de solos teve início pela delimitação das manchas de solo existentes nos mapeamentos de pequena escala e em seguida estas foram sobrepostas às unidades geomorfológicas em ambiente SIG. Tendo em vista que cada unidade geomorfológica está associada a uma cobertura pedológica, vetorizou-se as classes pedológicas seguindo os limites do mapeamento geomorfológico, e posteriormente tais marcações foram validadas em campo.

3.1.2 Mapa Geológico

A área de estudo ainda é pouco detalhada em termos das análises geológicas, em vista disto, a bibliografia acerca da temática é pouco extensa. Desta forma, o mapeamento geológico foi pautado nas informações oriundas da Carta Geológica Folha Aracaju – NE SC.24-X ESCALA 1:500.000 - CPRM (2000). Entretanto, a partir das descrições de Gomes et al. (2001) no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, acerca desta carta, associadas a dados colhidos através do GEOBANK – CPRM (2005) foi possível tratar as informações obtidas em ambiente SIG, e corrobora-las em campo.

3.1.3 Mapeamento Geomorfológico

Para o mapa geomorfológico foram utilizados duas metodologias distintas. Para a elaboração do banco de dados em ambiente SIG foi utilizada a interpretação da imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) do TOPODATA, formato GeoTiff e com resolução de 30m, disponibilizada pelo Banco de Dados Geomorfométricos do

Brasil no site do INPE5. O datum e o elipsóide de referência em todos os cartogramas foi o WGS 84 Zona 24S. O tratamento digital da imagem foi realizada com a utilização dos softwares ArcGis 10.2.

A segunda metodologia consistiu na confecção do mapeamento através da ferramenta Google Earth Pro, através de dados do SRTM 1 arco-minuto, acurácia vertical de 30m e horizontal de 90m e datum WGS84, todavia, a grande vantagem demonstrada por esta ferramenta deu-se por permitir a extrapolação do relevo, e uma melhor visualização da morfologia, favorecendo o detalhamento do mapeamento.

3.1.4 Mapa de Cobertura e Uso da Terra

O mapa de cobertura e uso da terra teve por base o trabalho de Nascimento e Oliveira (2016) para o baixo São Francisco Alagoano, assim como uma adaptação da metodologia proposta por Moreira (2011), que usa como base as imagens de alta resolução espacial capturadas do Google Earth (acurácia vertical de 30 metros e horizontal de 90 metros, gerada através de dados SRTM, com resolução de 1 arco-minuto) e técnica de interpretação visual descrita por (NOVO, 2008).

A diferenciação dos objetos e a extração das informações foram realizadas por meio da utilização de métodos que se apoiaram no processo de extração de informações pelo método da interpretação visual, conforme descrito em Novo (2008). A escolha das categorias para a produção do mapeamento pautou-se na proposta pelo Manual de Uso e Cobertura da Terra disponibilizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

É importante salientar que o Google Earth Pro possui ferramentas para a finalização do mapa, contudo, não foram consideradas satisfatórias para o resultado que se almejava. Portanto, foi utilizado o software ArcGIS, na sua versão 10.2.2, para a finalização do mapa. Sendo assim, após toda produção, os dados do mapa foram salvos em formato .kmz e, posteriormente, foram inseridos no ArcGIS para serem transformados em shapefile e resultando no mapa final.

3.1.5 Mapa de Precipitação da Média Histórica Normal (Aproximada)

Para a confecção da interpolação foi, incialmente realizada a coleta de dados históricos (últimos 30 anos) com os valores das somas mensais de precipitação

através dos dados extraídos do site *www.agritempo.gov.br* das estações do município de Água Branca e das localizadas nos municípios circunvizinhos, sendo estes: Petrolândia (PE), Inajá (PE), Tacaratu (PE), Mata Grande (AL), Inhapi (AL), Delmiro Gouveia (AL) e Piranhas (AL). Com tais dados foram calculadas médias anuais e, posteriormente, uma média geral para cada estação. Através do software ArcGIS 10.2.2 foi realizada a interpolação dos dados de precipitação.

3.1.6 Demarcação do roteiro de atividades de campo

A escolha dos pontos de visita e coleta se embasaram nas atividades e objetivos propostos por esta pesquisa, além do acesso e facilidade para coleta. Sendo assim, levou-se em consideração: mapeamento das coberturas intempéricas, mapeamento geológico, mapeamento geomorfológico, coletas para análises sedimentológicas, coletas para difratometria e coletas para datação através do método LOE.

3.1.7 Editoração gráfica das secções verticais

As secções verticais correspondem à inter-relação das feições macroscópicas encontradas nas trincheiras, e os resultados do diagrama de Folk e Ward (1957). A interpretação desta inter-relação é desenhada de forma a facilitar o entendimento do ambiente analisado. Com vistas a propiciar a melhor ilustração dessas seções, os desenhos finais foram confeccionados no software Corel Draw X8, em escala 1:10.

3.2 TRABALHOS DE CAMPO

As campanhas de campo para este trabalho tiveram início em 2014, com a análise prévia através da ferramenta *Google Earth* dos possíveis locais de coleta, mapeamento de caminhos, esboço de mapas hidrográficos, pedológicos, geológicos, geomorfológico, com confecções de perfis topográficos.

Ao todo foram 04 campanhas a campo com diversos objetivos, são elas:

- 12 à 14 de janeiro de 2015 (Reconhecimento da área)
- 14 à 17 de junho de 2016 (Reconhecimento e identificação dos possíveis pontos de coleta)
- 01 à 03 de setembro 2016 (Coleta)
- 05 à 07 de dezembro 2017 (Ajuste de dados)

3.2.1 Chave para catalogação das amostras

As amostras foram nomeadas e rotuladas de acordo com sua feição, localidade e profundidade em centímetros da qual foi extraída, tendo como referência a base das trincheiras. Somam-se um total de cinco áreas de coleta e 16 amostras, são elas:

Pontos coletados/Sigla	Denominação das Amostras
Leque Malaquias – LM	LM 20; LM 60; LM 85; LM 110; LM 125
Plaino Malaquias – PM	PM 10 e PM 40
Lagoa das Pedras – LP	LP 23 e LP 56
Colúvio Engenho – CE	CE 30; CE 90 E CE 140
Colúvio São Bento – CSB	CBS 10 e CBS 80
Colúvio Preguiçoso – CP	CP 50 e CP 140

3.2.2 Coleta para análises sedimentológicas

As amostras para análise das propriedades sedimentológicas foram coletadas das camadas estratigráficas definidas em campo para a coleta de LOE. Foram coletadas cerca de 2kg de amostras, e acondicionadas em sacos plásticos.

3.2.3 Coleta para LOE

A coleta para datação por luminescência opticamente estimulada foi realizada através de tubos de PVC pretos, com 40cm de comprimento e 5cm de diâmetro, utilizando o método de percussão.

Previamente é necessário delimitar a camada estratigráfica onde a amostra será recolhida, para esta escolha, é preciso levar em consideração características como: espessura do pacote sedimentar, diferença granulométrica, coloração e presença ou não de linhas de pedra (stone line), ou cascalheiras. Após a escolha o tubo é inserido dentro da camada sedimentar com o auxilio de um apoio de madeira (cepo) e marreta emborrachada.

Após a inserção completa do tudo, sua extremidade externa é vedada com uma tampa de borracha preta, para que não haja contato com a luz solar, e marcada com a denominação “FORA”. O tudo é retirado delicadamente do interior da camada sedimentar e sua extremidade interna também é vedada com tampa de borracha preta, e marcada com a denominação “DENTRO”.

Finalmente as tampas são lacradas com fita adesiva larga, para evitar perda de umidade, e a amostra é catalogada.

3.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

3.3.1 Sedimentologia

A análise sedimentológica tem por finalidade a caracterização granulométrica dos sedimentos. A obtenção de dados numéricos para tal estudo foi adquirida, em parte, no método de Gale e Hoare (1991) e métodos convencionais. Tal procedimento foi realizado no Laboratório Análises Quimicas, Departamento de Engenharia Química da Universidade Federal de Pernambuco.

Para a separação dos sedimentos finos e grossos, foram quarteadas 1000g de cada amostra até que esta chegasse a 100g, isto é necessário para que todas as diversas propriedades da amostra sejam preservadas e demostradas na porção de 100g. Após este procedimento os 100g são postos em 5g de Hexametafosfato de Sódio dissolvidos em 1000ml de água destilada e levado ao agitador mecânico por 30 mim com o objetivo de desflocular o silte e a argila dos outros componentes. Após este processo toda a solução com amostra é lavada com água destilada em uma peneira de 62μm e levado para secar em estufa à 60ºC. Após este processo, as amostras são novamente pesadas, pois a diferença demonstra a quantidade de silte e argila que havia nesta amostra. Após a pesagem, a amostra é levada para um jogo de peneiras com intervalos sucessivos de 1 phi (Φ), que serão expostas por 10 minutos no *Rotap* para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia, areia media, areia grossa, cascalho.

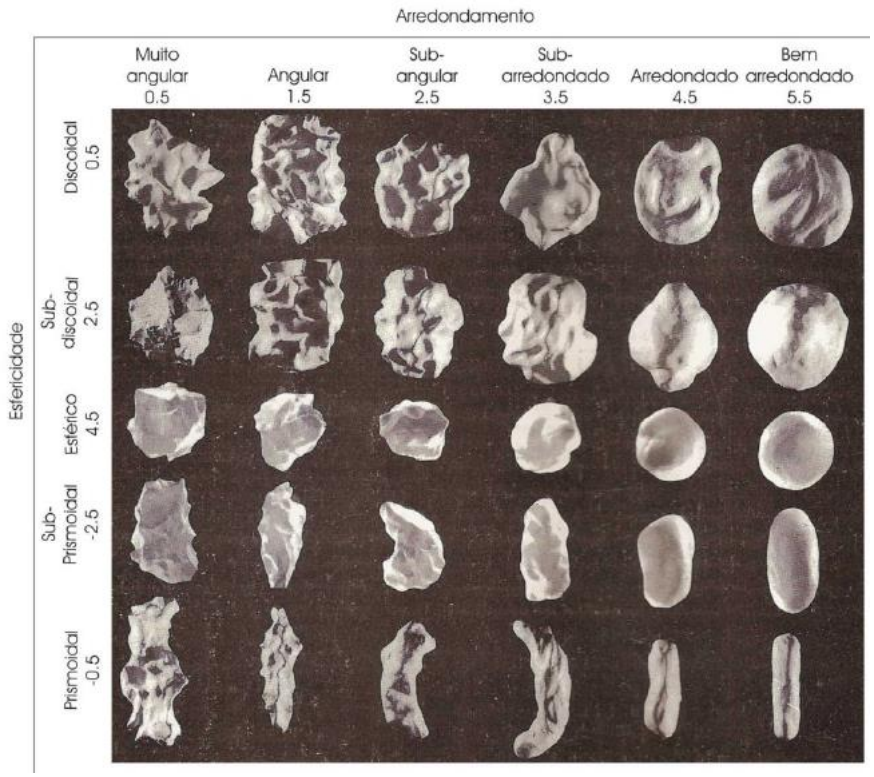
Em seguida, procedeu-se a separação das frações silte e argila, através do método da pipetagem, esta foi realizada com base no trabalho de Lewis e McConchie (1994), que consiste na obtenção de 20g de amostra a partir da quarteação, esta porção é lavada, utilizando a peneira de 62μm, com uma solução de 5,0g de Hexametafosfato de Sódio para 1000ml de água destilada e posta na proveta. Seguindo a tabela de tempo e profundidade em relação à temperatura em que as amostras devem ser coletadas, o material contendo diferentes tamanhos de partículas foi pipetado e depositado em beckers previamente pesados e numerados. Após o procedimento, o material foi transferido para estufa e secado a temperatura de 105°C. Após secagem, os beckers foram pesados para averiguação da quantidade de material coletado.

Os valores obtidos em gramas para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957), tendo sido calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose; e para a classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de Shepard, Pejrup e Folk utilizando o programa SysGran 3.0.

3.3.2 Morfoscopia

A análise morfoscópica consiste em analisar os grãos que compõem as amostras segundo o grau de arredondamento e esfericidade, diâmetro médio, agregação, textura superficial, opacidade, e composição mineralógica. Estes grãos são parcialmente influenciados pelos processos de transporte e deposição. Tal método é denominado de morfoscopia, esta que possibilita a análise dos grãos através de uma lupa binocular, onde a análise visual é baseada na comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e um conjunto de imagens, cujo arredondamento foi previamente calculado de acordo com o procedimento descrito por Tucker (1995).

Diagrama 1 – Grau de Arredondamento e esfericidade proposto por Tucker (1995).



Fonte: Tucker (1995)

Para cada amostra foram analisados 100 grãos na fração de 0,250mm. Esta fração foi escolhida devido os grão poderem sofrer transporte ora por rastejo, ora por saltação.

3.3.3 Datação Absoluta através da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

O método de datação por luminescência consiste na abrangência de diversas técnicas que se baseiam no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos. Desta forma, o método LOE permite, através da análise de grãos de quartzo e feldspato, medir a carga radioativa acumulada a partir do ultimo momento que o material esteve exposto à luz solar (radiação solar).

De acordo com Aitken (1998) e Sallun et al. (2007) as datações absolutas por luminescência de minerais constituem um excelente método geocronológico, principalmente quando relacionado a eventos geológicos que permitem interpretar a idade dos sedimentos com base em sua origem processual. Além disto, a datação por luminescência tem demonstrado grande potencialidade para o estabelecimento de cronologias de depósitos Quaternários continentais, pois abrange intervalos de tempo entre 100 a 1.000.000 de anos.

Todavia, esta técnica exige um cumprimento rigoroso de seu protocolo, para que a acurácia não seja comprometida e acabe por desencadear imprecisões nas idades obitidas. As datações de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (LOE) desta pesquisa foram realizadas na empresa Datação, Comércio & Prestação de Serviços, em São Paulo, com base no seguinte protocolo:

Os tubos de PVC foram abertos na extremidade interna de inserção indicado no ato da coleta, em ambiente de luz vermelha. Posteriormente, os sedimentos passaram por um tratamento químico com H2O2 (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), sendo as lavagens intermediárias efetuadas com água destilada.

Após tratamento químico, as amostras foram secas e peneiradas, separando a fração granulométrica na faixa de 100-160 μm (100-60 Tyler), obtendo assim material

natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

A partir da amostra de material natural, uma porção foi separada e submetida à radiação solar por um período de aproximadamente 20 dias para decaimento residual (TL / OSL). Desta porção foram separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de 60Co (455Ci)) em várias doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas a dose acumulada natural para montagem da curva de calibração.

Para as datações utilizou-se o protocolo SAR (Single-Aliquot Regenerative-Dose) com média entre 10 a 20 alíquotas, ou seja, são construídas de 10 a 20 curvas de calibração, onde são encontradas de 10 a 20 idades, sendo possível a construção de um histograma de idades e interpretação da variação de idades em cada amostragem.

No protocolo SAR apenas uma alíquota (~7mg) é utilizada para a determinação de cada Paleodose (P). Dessa forma, a alíquota usada na medida do sinal natural de LOE, será a mesma utilizada nas diversas etapas de irradiação para a construção da curva de calibração (WALLINGA et. al., 2000).

No protocolo SAR, se utilizado sempre as mesmas 20 alíquotas, será obtido no final 20 valores de P e, consequentemente, 20 idades diferentes para uma mesma amostra.

Embora o protocolo SAR elimine os problemas dos procedimentos de datação, existe uma série de fatores que, se não forem observadas e corrigidas, podem torná-lo tão propensos a erros como os demais protocolos. Wallinga et. al. (2000) chamam a atenção para o fato de que, repetidas etapas de irradiações podem ocasionar uma queda ou aumento na sensibilidade dos grãos que formam uma alíquota, gerando uma variação na resposta da LOE em função da dose aplicada.

A fim de corrigir este possível problema, entre as doses de radiação ionizante e após a medição do sinal natural, Wallinga et. al. (op.cit.) sugerem que sejam aplicadas e medidas as doses de teste (DT) constante e que esta seja determinada, com base no valor estimado para P, em torno de 10% P. Os autores afirmam que este teste é necessário para eficácia do protocolo SAR.

Para efetuar o protocolo SAR, foram seguidas as seguintes etapas:

1. Separação de 20-50 grãos (100-300μm) ou alíquotas (7mg) de cada amostra a ser datada;

2. Medida da LOE natural, Ln;

3. Irradiação (fonte radioativa) com dose teste (DT);

4. Tratamento térmico de 220oC;

5. Medida da LOE teste, Tn;

6. Irradiação com dose regenerativa;

7. Tratamento térmico de 220oC;

8. Medida da LOE regenerativa, Li;

9. Irradiação com dose teste;

10. Tratamento térmico de 220oC;

11. Medida da LOE teste, Ti;

12. Repetição do ciclo, começando a partir do item 7 até a 4 dose regenerativa. Terminando a confecção da curva de calibração de cada grão/alíquota 7, faz-se um gráfico de calibração Li/Ti *versus* a Di. Como são usados os mesmos grãos para todo o ciclo, eles podem sofrer variações (alterações) na resposta da LOE. Estas variações são corrigidas através da leitura da dose teste, que será sempre constante em cada ciclo (geralmente em torno de 10% do valor da dose acumulada).

4 RESULTADOS

Tendo como objeto norteador a compreensão do modo como diferentes escalas de processos geomorfológicos atuaram de forma integrada na construção da paisagem do Maciço Estrutural de Água Branca, é condição *sine qua non* o reconhecimento das características cronológicas e morfoestratigráficas de suas áreas de estocagem sedimentar, estas podem fornecer importantes dados para a construção de proposições qualitativas que expliquem a paisagem atual.

O Maciço Estrutural de Água Branca tem sua sedimentação quaternária, em sua maioria, associada a rampas coluviais, leques aluviais, lagoas de estocagem e plainos aluviais, sendo assim, as características dos sedimentos, sua natureza química, geometria, textura e arranjo estratigráfico são remanescentes de processos pretéritos, fragmentários e disjuntos, que atuaram com intensidades distintas, e que hoje podem fornecer informações importantes sobre a dinâmica geomorfológica da área de estudo. Dessa forma, conforme explanado anteriormente, escolheu-se seis depósitos distintos, localizados em cinco áreas de coleta.

Dito isso, os resultados serão explanados na seguinte ordem: Pontos de Análise e Coleta, Resultados Pré-campos; Resultados Laboratoriais, Resultados Estatísticos e Resultados Cronológicos, por fim, será realizada uma análise integradora buscando elaborar uma proposição de evolução geomorfológica em bases cronológicas, para a área em estudo. É importante destacar que as informações elencadas neste capítulo levam em consideração a relação entre as propriedades macroscópicas e sedimentológicas dos depósitos.

Os espaçamentos entre os pontos de coleta foram definidos em campo, de acordo com os aspectos estratigráficos, a fim de proporcionar uma melhor visualização das escalas temporais que envolveram os eventos deposicionais e as respectivas caracterizações dos sedimentos.

4.1 PONTOS DE ANÁLISE E COLETA

Os pontos de coleta foram escolhidos atendendo a critérios como: localização, distribuição espacial, acesso, facilidade de coleta, diferenciação de resultado esperados, dentre outros, tendo em vista que para atender em totalidade os objetivos específicos desta pesquisa foi necessário obter uma visão global da área de trabalho. Tendo como escopo tais preceitos, foram escolhidos 6 pontos de coleta, 5 destes em posições diversas do Maciço Estrutural de Água Branca, e 1 ponto na zona de influência do mesmo (Figura 22). Tais pontos geraram uma totalidade de 16 amostras.

Os pontos escolhidos foram:

Pontos coletados/Sigla
Leque Malaquias – LM
Plaino Malaquias – PM
Lagoa das Pedras – LP
Colúvio Engenho – CE
Colúvio São Bento – CSB
Colúvio Preguiçoso – CP

Figura 22 – Distribuição espacial dos pontos de análise e coleta.

4.1.1 Leque Malaquias e Plaino Malaquias

A propriedade Malaquias localiza-se na porção oeste do Maciço Estrutural de Água Branca, à 520m de altitude. Esta área foi escolhida por apresentar duas feições importantes da sedimentação local, um leque aluvial e um plaino (Figura 23). Tais feições se apresentam na propriedade em forma de confluência entre dois leques, conforme demonstra o perfil longitudinal (Figura 24 e 25) que foram cortados pela drenagem intermitente de caráter retilíneo, formando um plaino, com presença de antigas barras fluviais longitudinais. A partir da pedogênese semiárida, estas barras apresentam-se como extensas áreas de Planossolos.

Figura 23 – (A) Propriedade Malaquias; (B) Ênfase para os pontos de coleta no Leque e Plaino.

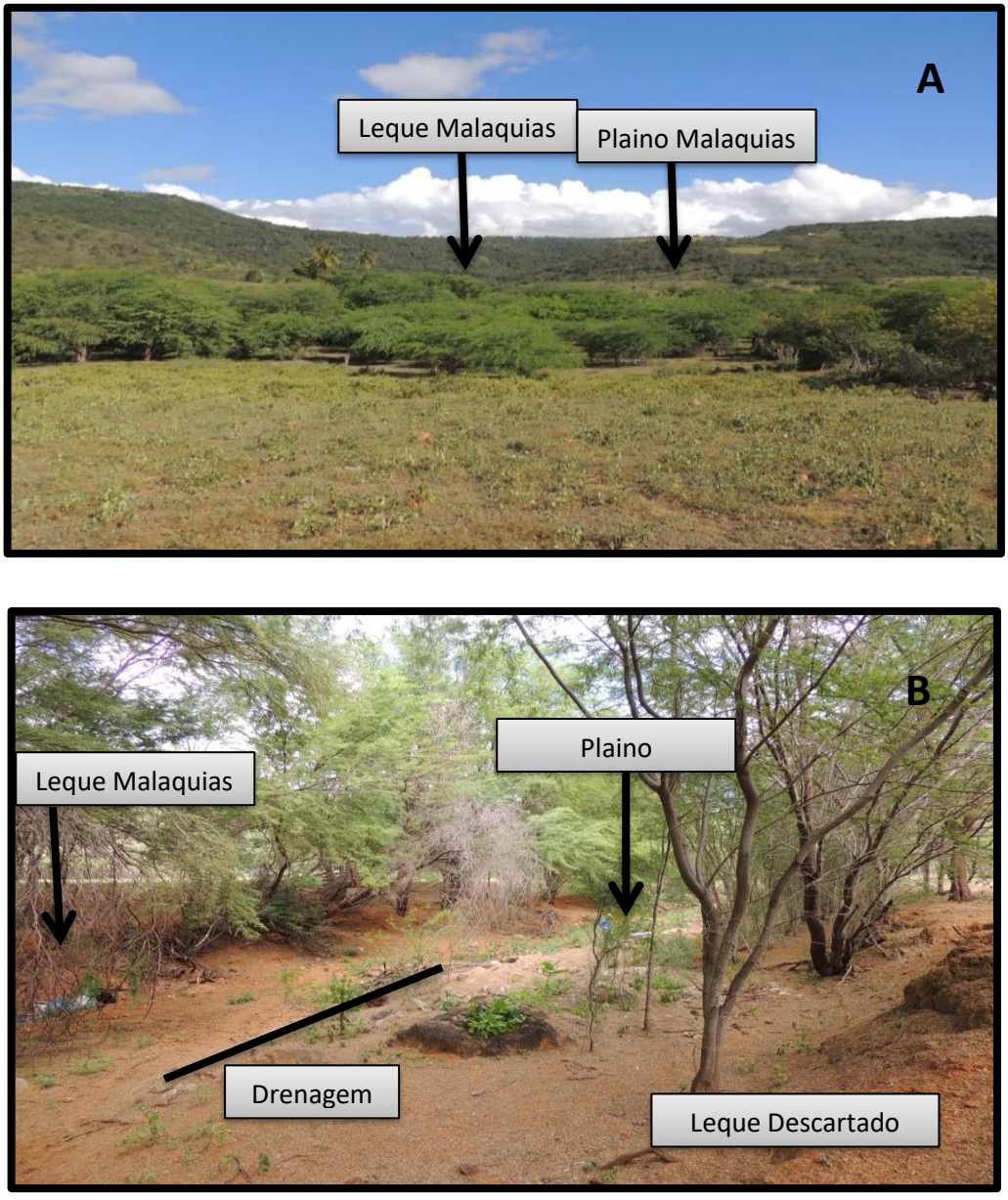


Figura 24 – Perfil Longitudinal do Leque Malaquias.

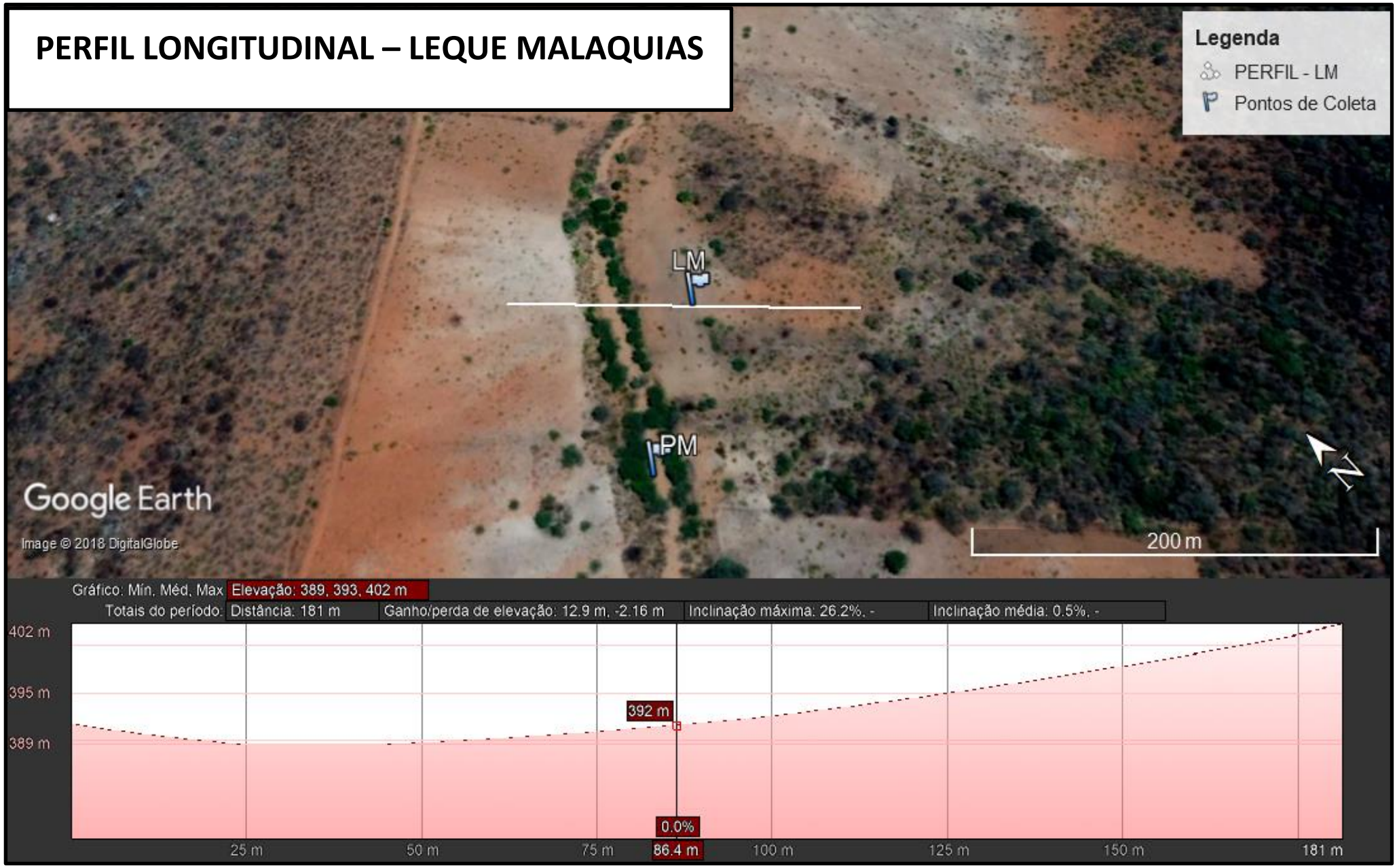
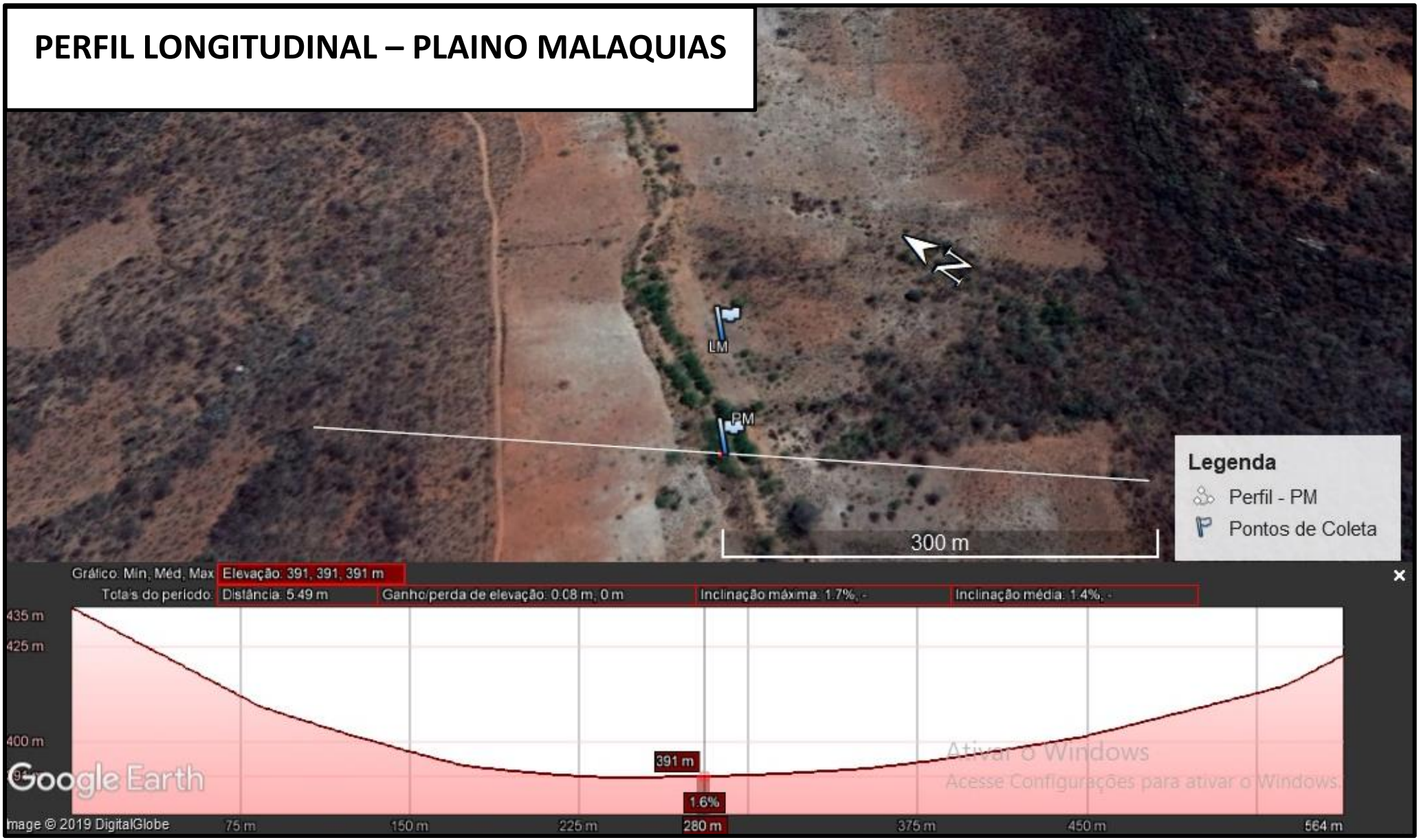


Figura 25 – Perfil Longitudinal do Plaino Malaquias.



Leque Malaquias

O Leque Malaquias apenas pela sua conjuntura de formação já se constitui um ponto de coleta interessante, tendo em vista que sua estratigrafia mostra-se bastante variada, indicando diversos momentos de sedimentação, medindo 1,48m com seis unidades estratigráficas distintas e uma *stone-line*, conforme demonstra sua seção vertical (Figura 28).

- **Seção Vertical**

Para análise deste ponto foi necessário a abertura de uma trincheira de fronte vertical, distando cerca de 2m da drenagem, para uma melhor visualização de sua dinâmica. O sedimento que o preenche apresenta a presença de matriz de lama e areia, contudo, não é visível o embasamento cristalino. A seção vertical aqui exposta está embasada nas análises feitas *in loco*.

A unidade basal é composta de areia média, de coloração acinzentada, com grânulos de seixos, com presença de quartzo, feldspatos e poucas goethitas.

A segunda unidade é composta por uma *stone-line*, indicando a presença de eventos episódicos nesta paisagem. Contudo, diante de seu alto grau de compactação e dureza, não foi possível sua coleta para análises.

A terceira unidade difere-se da basal, pois é composta de sedimento areno-argiloso na fração areia fina, de coloração avermelhada, com quase 40% de silte, presença de quartzo, feldspato, goethita e biotita. Nesta unidade há ainda a presença de uma paleoravina preenchida por areia fina, também com presença de quartzo, feldspato e biotita.

A quarta unidade é composta por uma lâmina de areia grossa, com grãos bastante arredondados, entretanto, diante de sua expressão no perfil ser de apenas 3cm não foi possível sua coleta para maiores análises.

A quinta unidade é, assim como a paleoravina, preenchida por areia fina, de coloração avermelhada, com presença de quartzo, feldspato e goethita.

A sexta unidade é composta de sedimento areno-argiloso na fração areia média, de coloração avermelhada, com presença de quartzo, feldspato, biotita e goethita. As amostras para as diversas análises foram coletadas 20cm, 60cm, 85cm, 110cm e 125cm.

Figura 26 – Leque Malaquias com marcação de seu cone, zona de espraiamento e corte promovido pela drenagem.

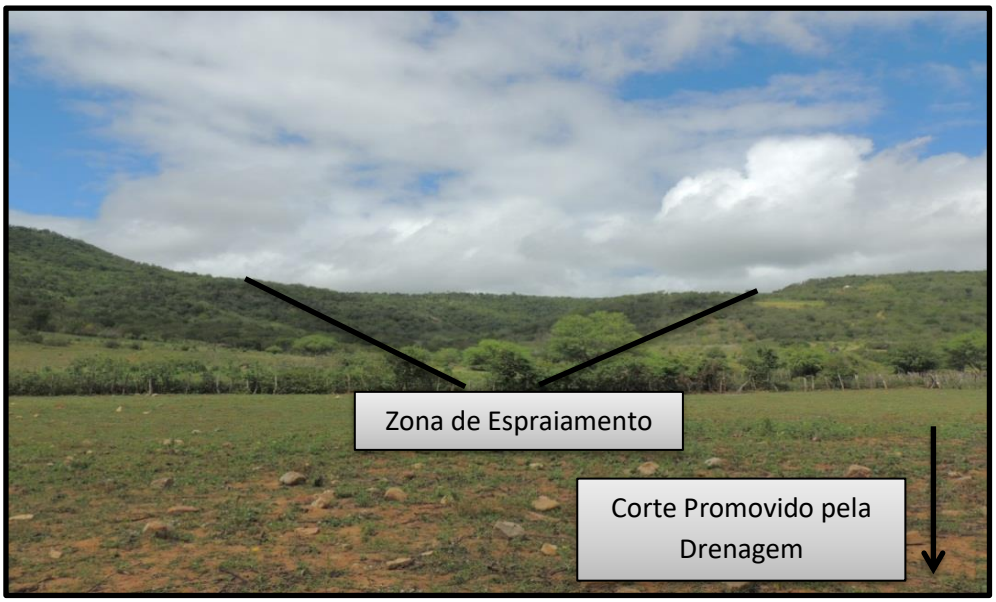
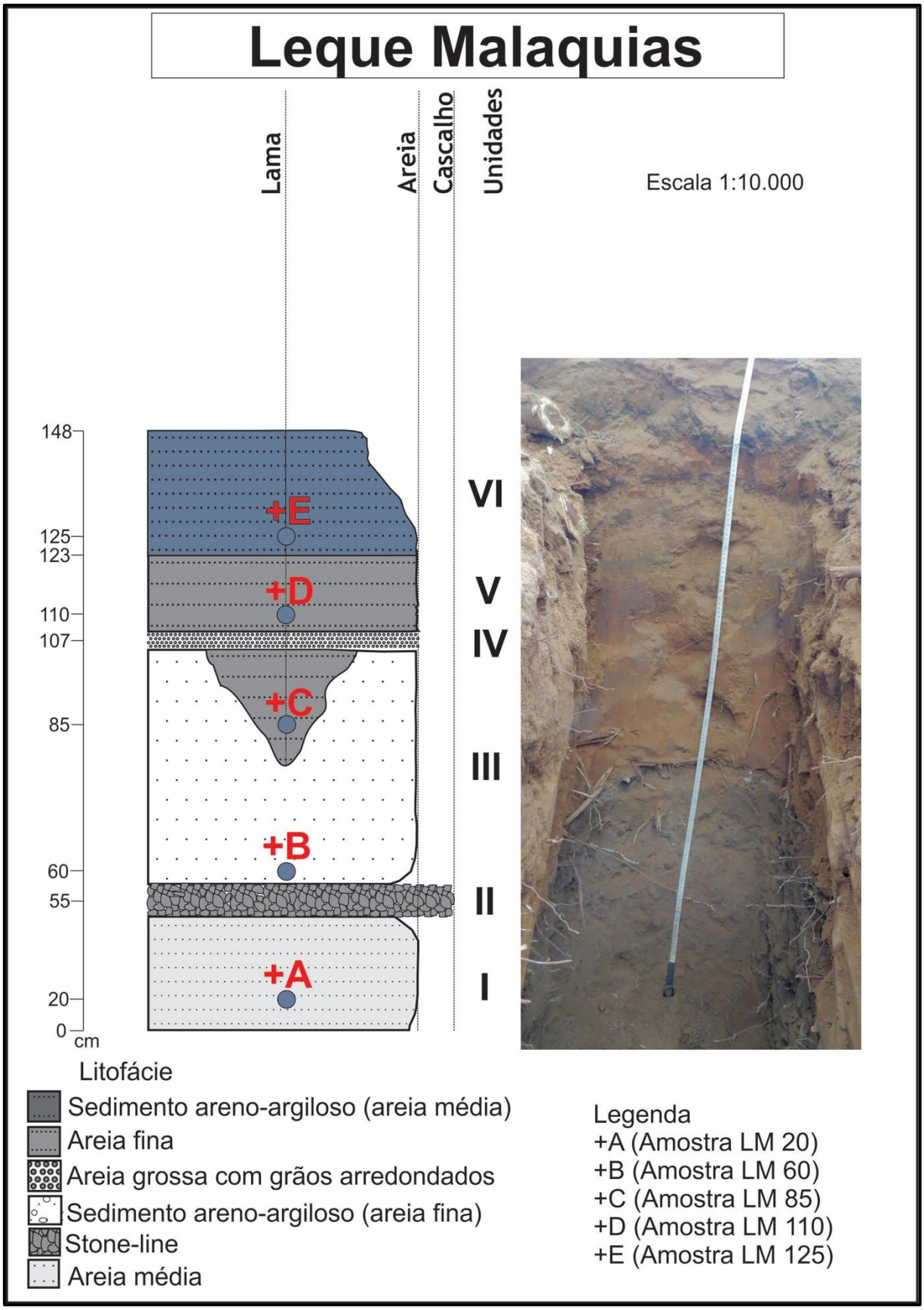


Figura 27 – Trincheira do Leque Malaquias, com marcação da zona de espraiamento e drenagem.

Figura 28 – Seção Vertical do Leque Malaquias.



Plaino Malaquias

O Plaino Malaquias foi escolhido como área de coleta e análise em virtude de ser oriundo de uma antiga barra de meio de canal (longitudinais), que ao sofrer influência da pedogênese semiárida, transformou-se em Planossolo. (Figura 29 e 30).

- **Seção Vertical**

A análise da seção vertical do Plaino Malaquias foi possível diante da retirada de um bloco para limpeza do perfil, tendo em vista as características dos Planossolos expostos pela drenagem efêmera (alta rigidez). Este ponto de coleta possui duas unidades estratigráficas, com a presença de matriz lama, areia e cascalho. Tal feição mede cerca de 70cm da base para o topo, e apresenta visivelmente o contato com o embasamento cristalino.

A unidade basal é composta de areia muito grossa, de coloração avermelhada, com a presença de grânulos, o que se é esperado em Planossolos de regiões semiáridas. Há nesta unidade a presença de quartzo, feldspato e biotita.

A segunda unidade é composta de cascalho de coloração avermelhada. Esta unidade também apresenta os minerais, quartzo, feldspato e biotita.

Amostras para diversas análises foram coletadas à 10cm e 40cm da base ao topo.

Figura 29 – Plaino Malaquias com marcação do ponto de coleta.

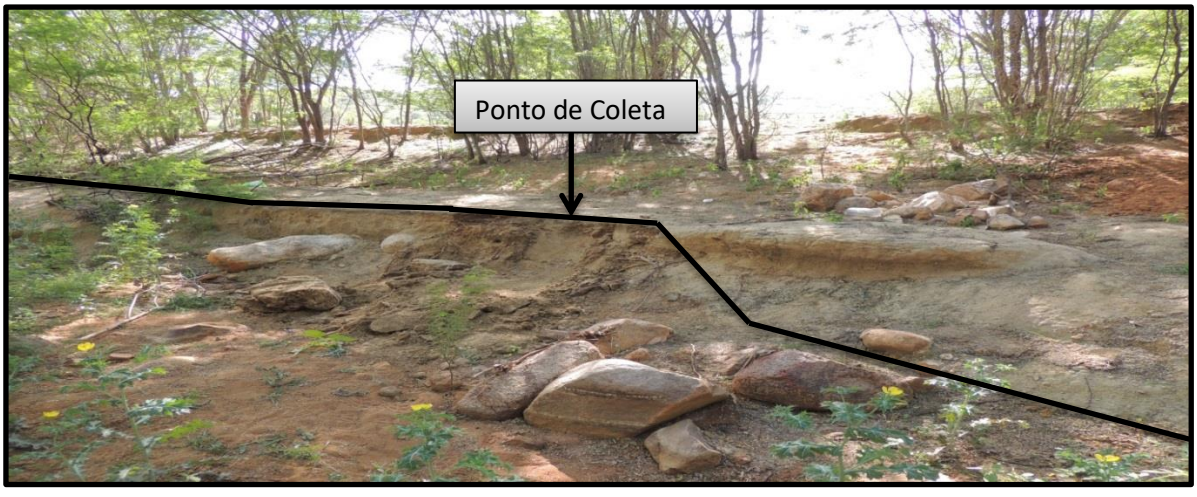


Figura 30 – Plaino Malaquias, com zoom na área de coleta.

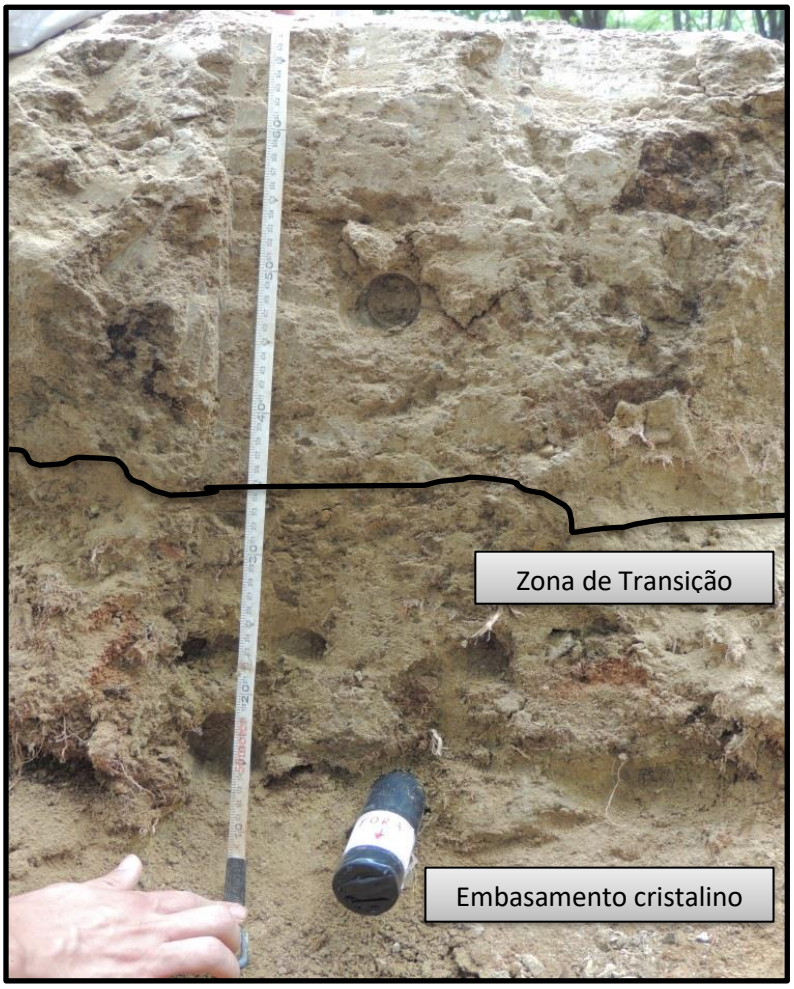
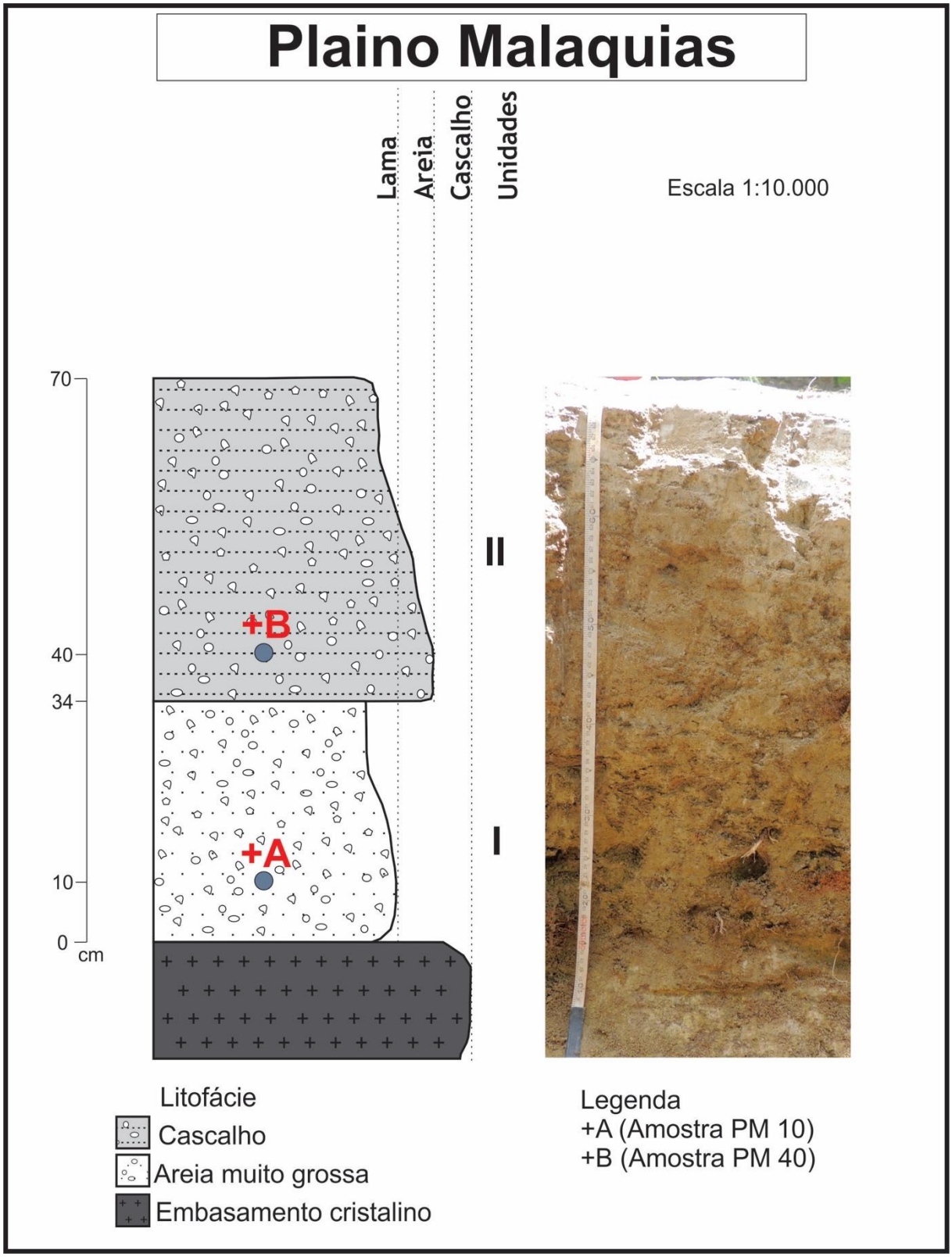


Figura 31 – Seção Vertical do Plaino Malaquias.



4.1.2 Lagoa das Pedras

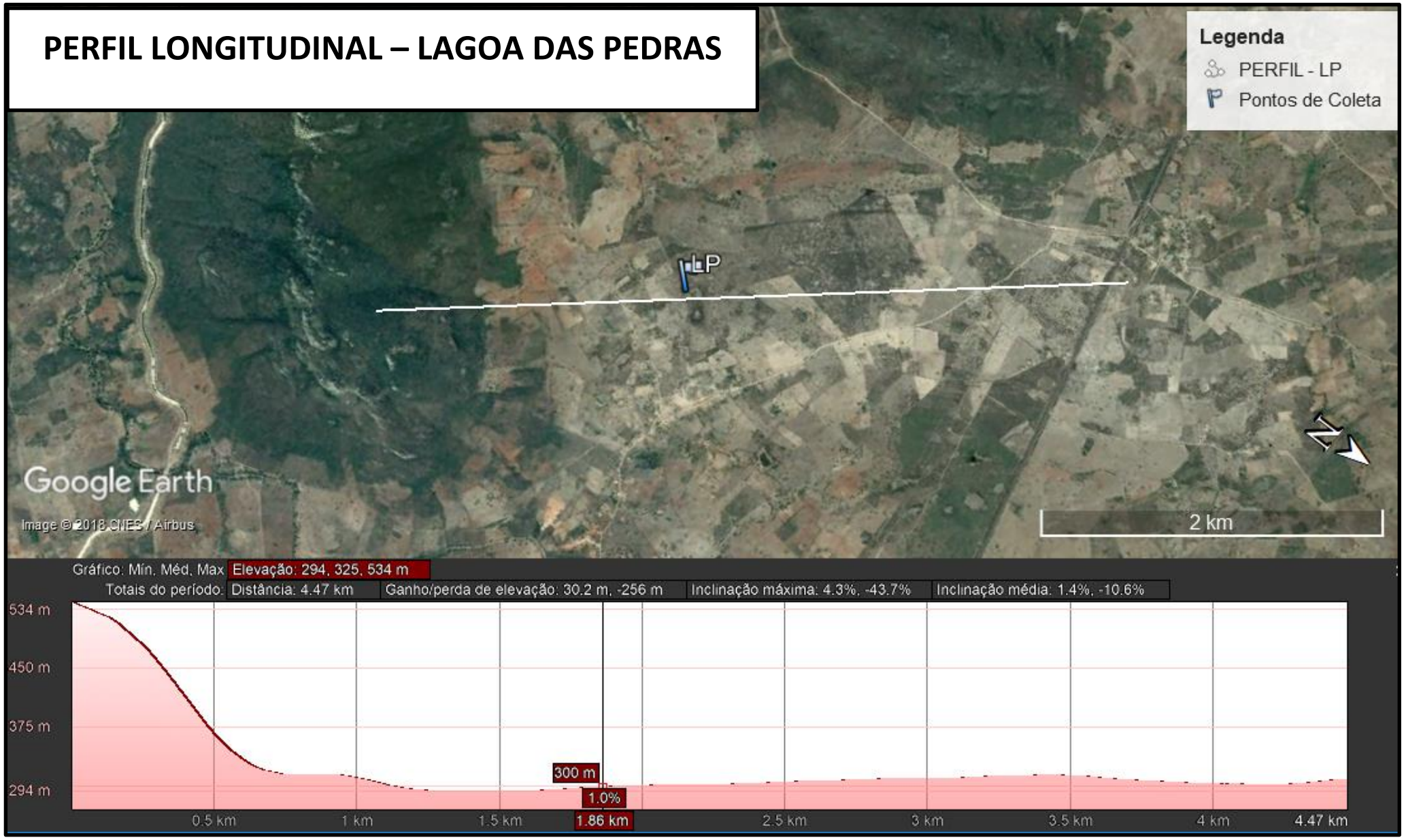
A Lagoa das Pedras localiza-se na propriedade Pedras, tem em média 500m², e está na porção sudeste da área de estudo (Figura 32).

Este ponto foi escolhido em virtude da faixa sudeste ser justamente a área de maior influência semiárida do área de estudo, além disso, a Lagoa das Pedras possui um sistema de sedimentação similar, estabelecendo as devidas proporções, aos encontrados nas marmitas de dissolução, desta forma, a Lagoa das Pedras seria descrita como uma marmita de bordas suaves, sendo possível visualizar esta feição em seu perfil longitudinal (Figura 33), cuja a sedimentação é oriunda do Maciço Estrutural de Água Branca.

Tais feições são comuns no semiárido nordestino, já que são muito utilizadas para o armazenamento de água. Para a literatura geológica e geomorfológica correspondem a depressões fechadas disseminadas sobre litologias cristalinas, que têm sido usadas como fonte para a reconstrução paleoambiental recente.

Figura 32 – Lagoa das Pedras em imagem de 360º, com marcação da área de coleta.

Figura 33 – Perfil Longitudinal da Lagoa das Pedras



- **Seção Vertical**

Por se tratar de uma bacia de sedimentação confinada, o processo de vertissolização atingiu toda a Lagoa. Diante de sedimentos extremamente coesos, de aparência maciça, a análise da Lagoa das Pedras só foi possível graças à escavação realizada pelo proprietário, com dimensões de 5x8 m, com o objetivo de reter água (Figura 34). Pois, foi na borda desta escavação que a trincheira foi aberta. Entretanto diante da dureza dos sedimentos não foi possível a coleta de todo o pacote sedimentar, sendo escavado apenas 1,4m (Figura 35 e 36).

Sendo assim, a Lagoa das Pedras apresenta quatro unidades estratigráficas distintas, com a presença apenas da matriz lama.

A unidade basal da lagoa é composta de areia grossa com a presença de cascalho, de coloração amarelada, com quartzo, feldspato e biotita.

A segunda unidade é composta por um mosqueamento fruto do processo de pedogênese atual, de aproximadamente 15cm de expressão.

A terceira unidade é composta de sedimento argilo-arenoso (areia grossa), com presença de quartzo, feldspato e ilmenita.

O topo da sequência, a quarta unidade, apresenta um horizonte antropicamente perturbado, não sendo analisado devido à perda das características deposicionais.

As coletas de material para análises foram realizadas à 23cm e 56cm a partir da base da escavação.

Figura 34 – Escavação realizada pelo proprietário na Lagoa das Pedras, com marcação da área de coleta.

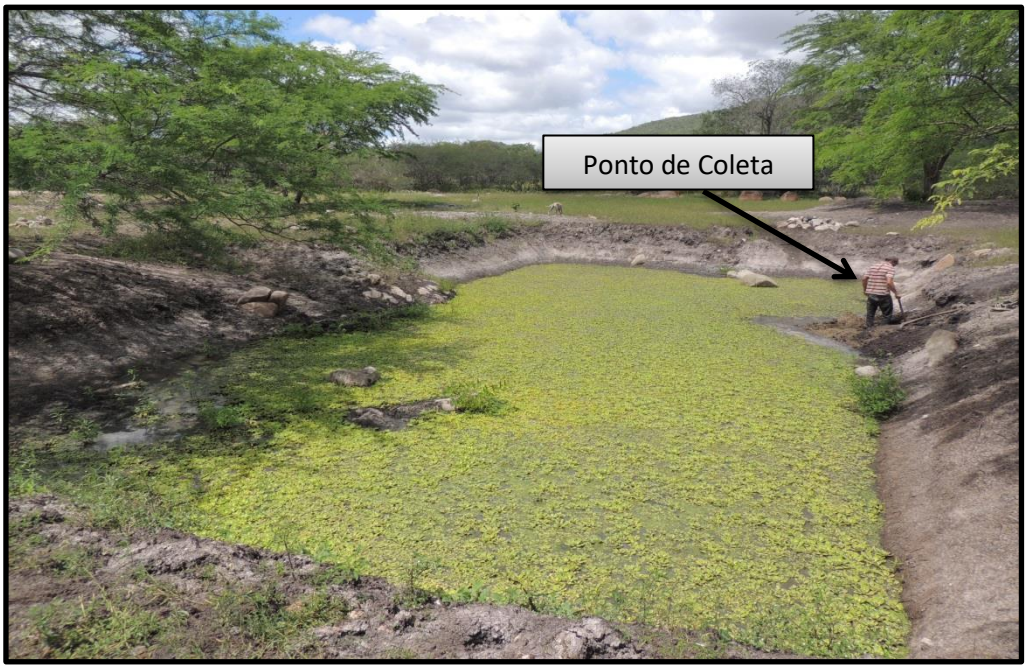


Figura 35 – Trincheira Lagoa das Pedras.

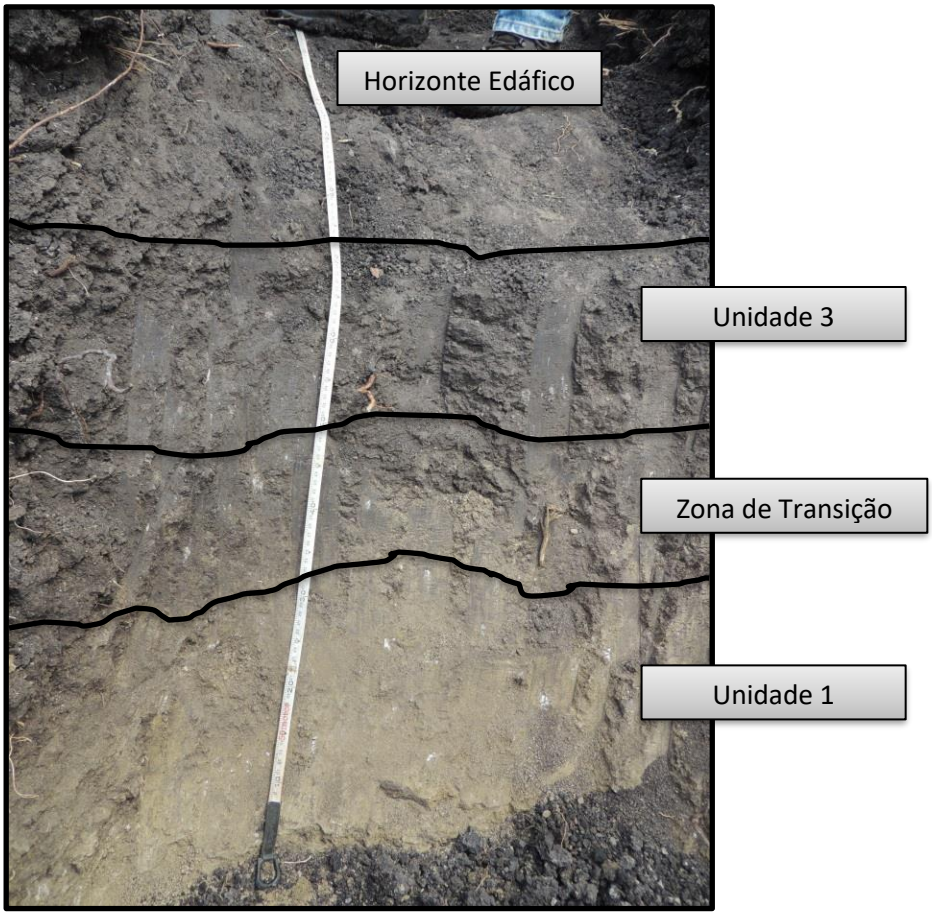
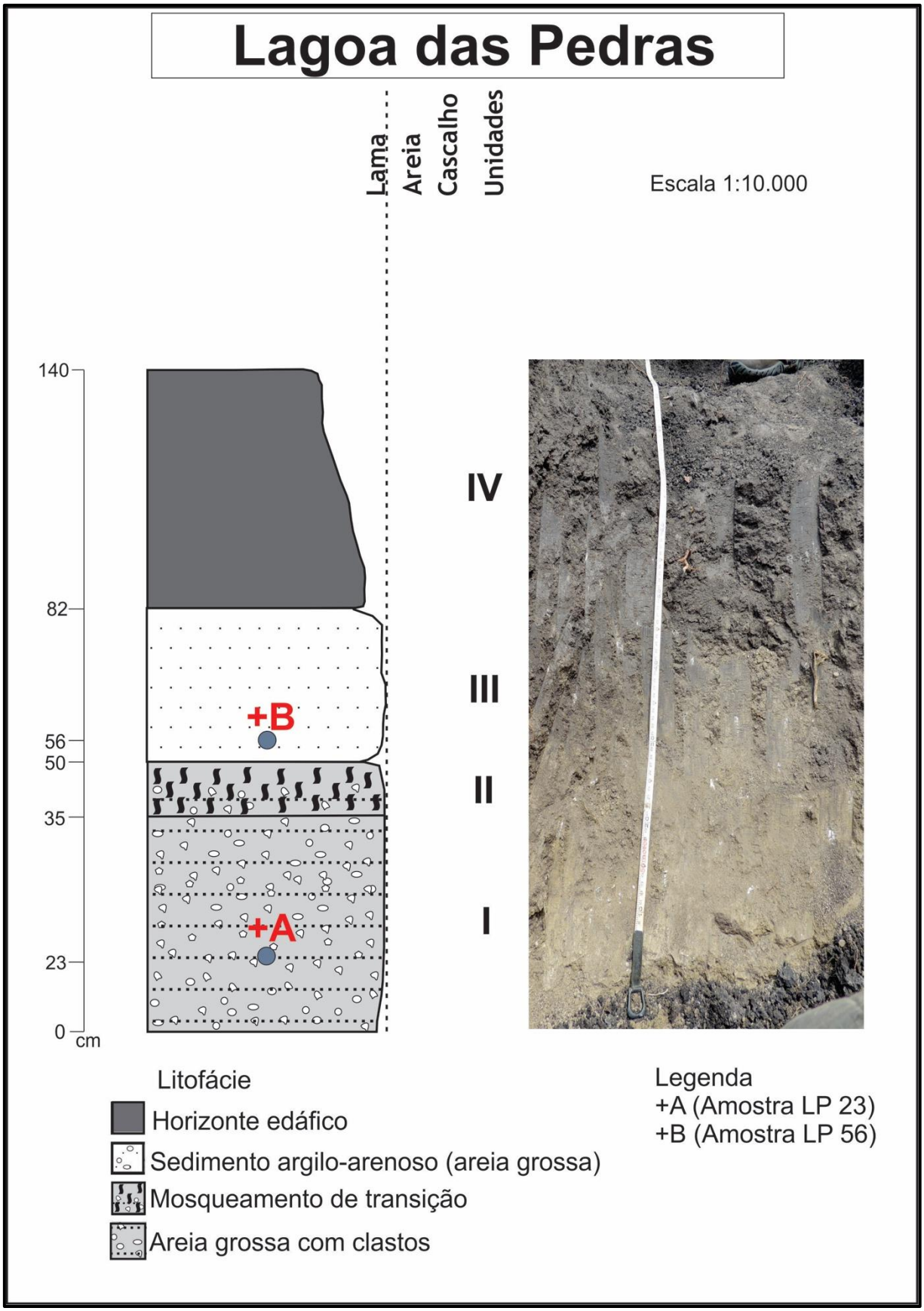


Figura 36 – Seção Vertical da Lagoa das Pedras.



4.1.3 Colúvio Engenho

O Colúvio Engenho localiza-se na porção central da área de estudo, e se apresenta como uma grande encosta convexa, conforme perfil longitudinal (Figura 39) com cerca de 200m de extensão vertical e cerca de 700m de *front* (Figura 37). Possui imenso pacote sedimentar com altura mínima de 2m, e máxima de 4m. Constitui-se a única área de coleta em meio urbano desta pesquisa. Sua coleta tornou-se possível em vista a interferência antrópica buscando a construção de via de acesso para moradores locais. Apesar de haver corte vertical, em virtude da extensão do pacote sedimentar, este não foi analisado.

Figura 37 – Vista frontal da Encosta do Colúvio Engenho.

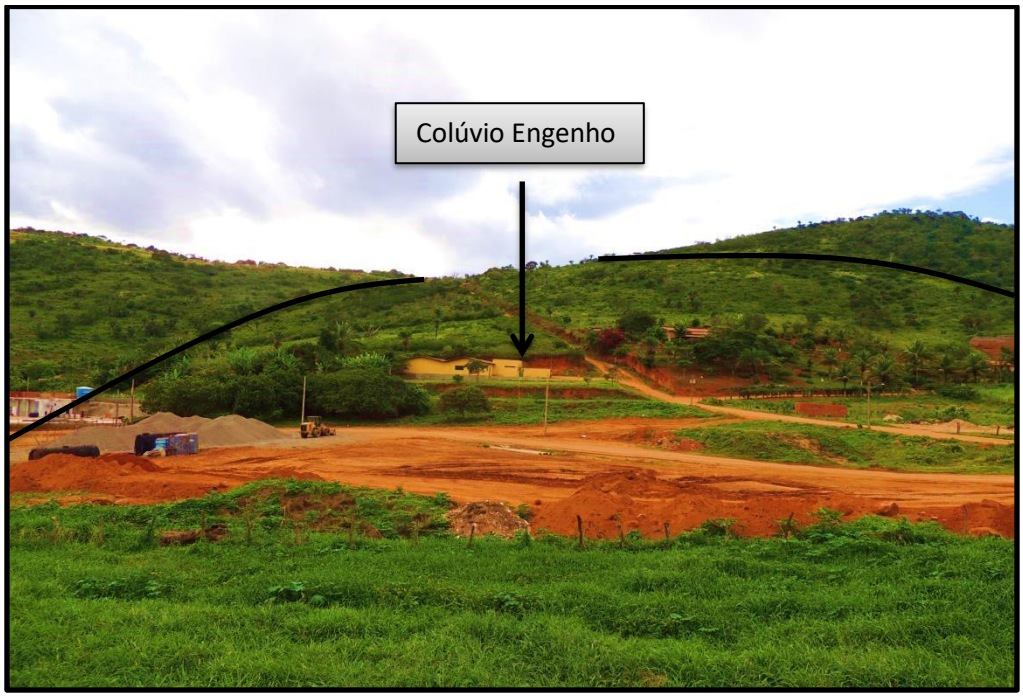
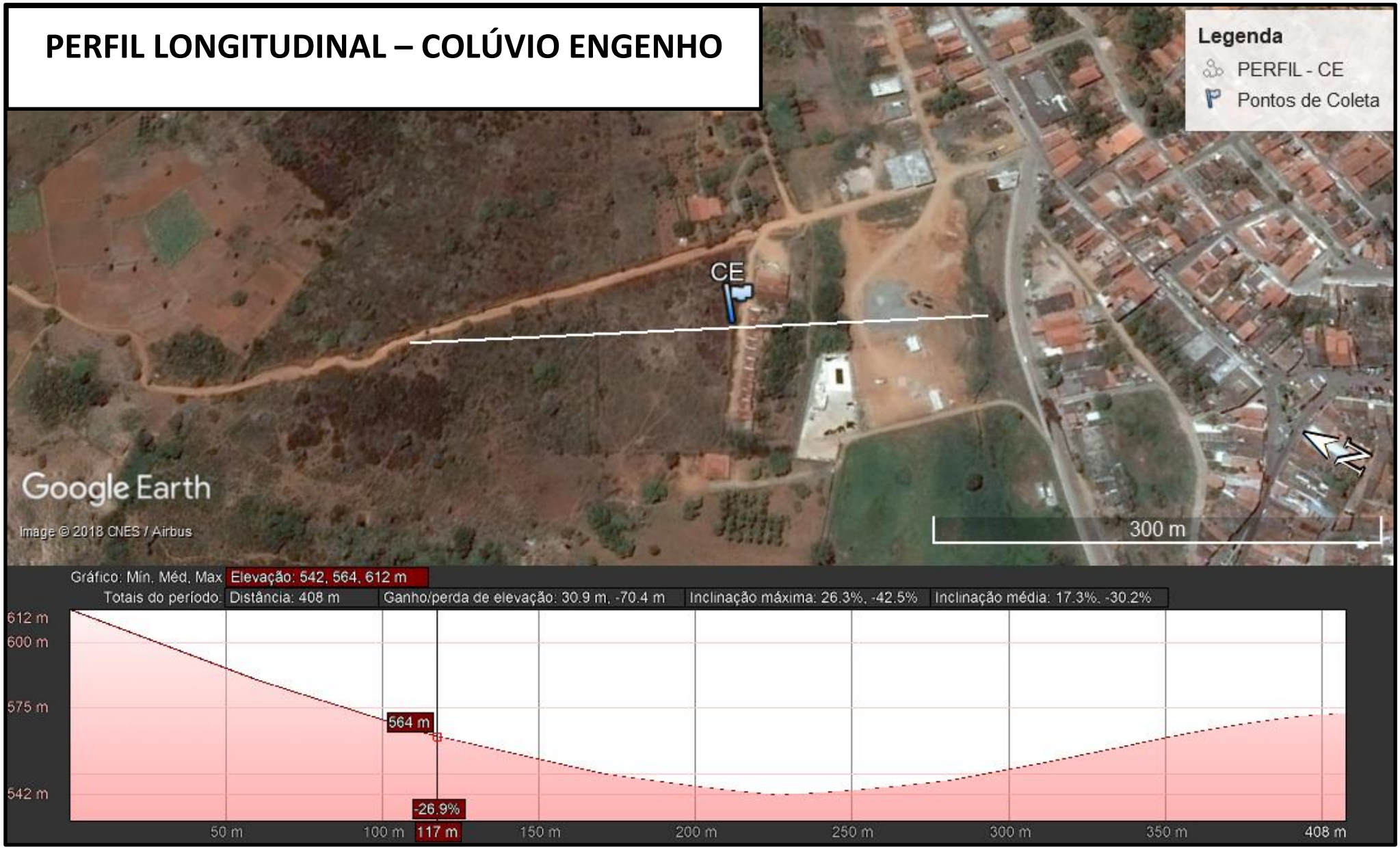


Figura 38 – Vista frontal do Colúvio Engenho.

Figura 39 – Perfil Longitudinal do Colúvio Engenho.



- **Seção Vertical**

Por se tratar, como dito anteriormente, de um imenso pacote sedimentar, e haver presença de stone-line e clastos flutuantes, para a analise da seção vertical do Colúvio Engenho tornou-se necessário a escolha do ponto de coleta de acordo com a presença dos fatos encontrados e a facilidade de coleta dos mesmos. Sendo assim, optou-se pela porção central do pacote, cuja feição mede cerca de 2 m da base para o topo, e exibe visivelmente o contato com o embasamento cristalino.

Este ponto de coleta apresenta apenas quatro unidades estratigráficas, com presença matriz areia, e de minerais como: quartzo, feldspato e mica. O material coluvial que preenche este pacote é composto de areia média com clastos flutuantes e encontra-se depositado sobre uma stone-line localizada imediatamente acima do embasamento cristalino (Figura 41).

As coletas de material para análises foram realizadas à 30cm, 90cm e 1,40m a partir da base da escavação.

Figura 40 – Colúvio Engenho, com zoom na área de coleta.

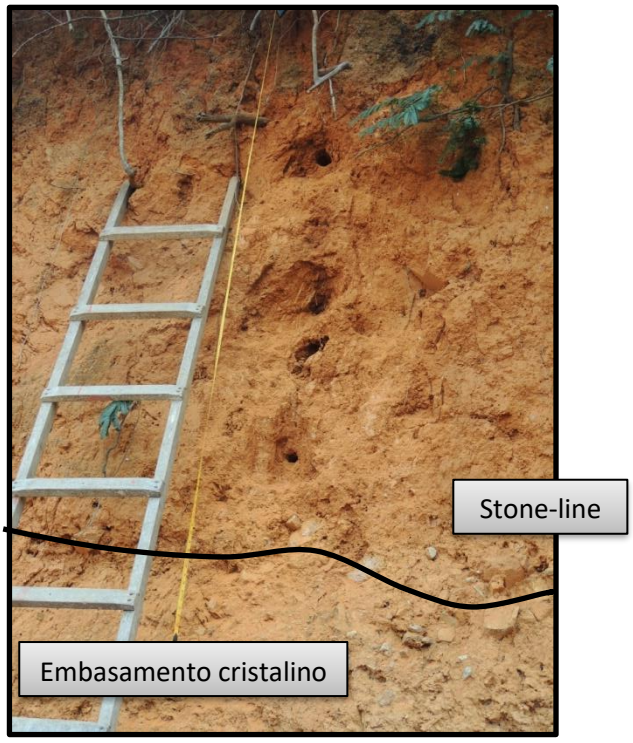
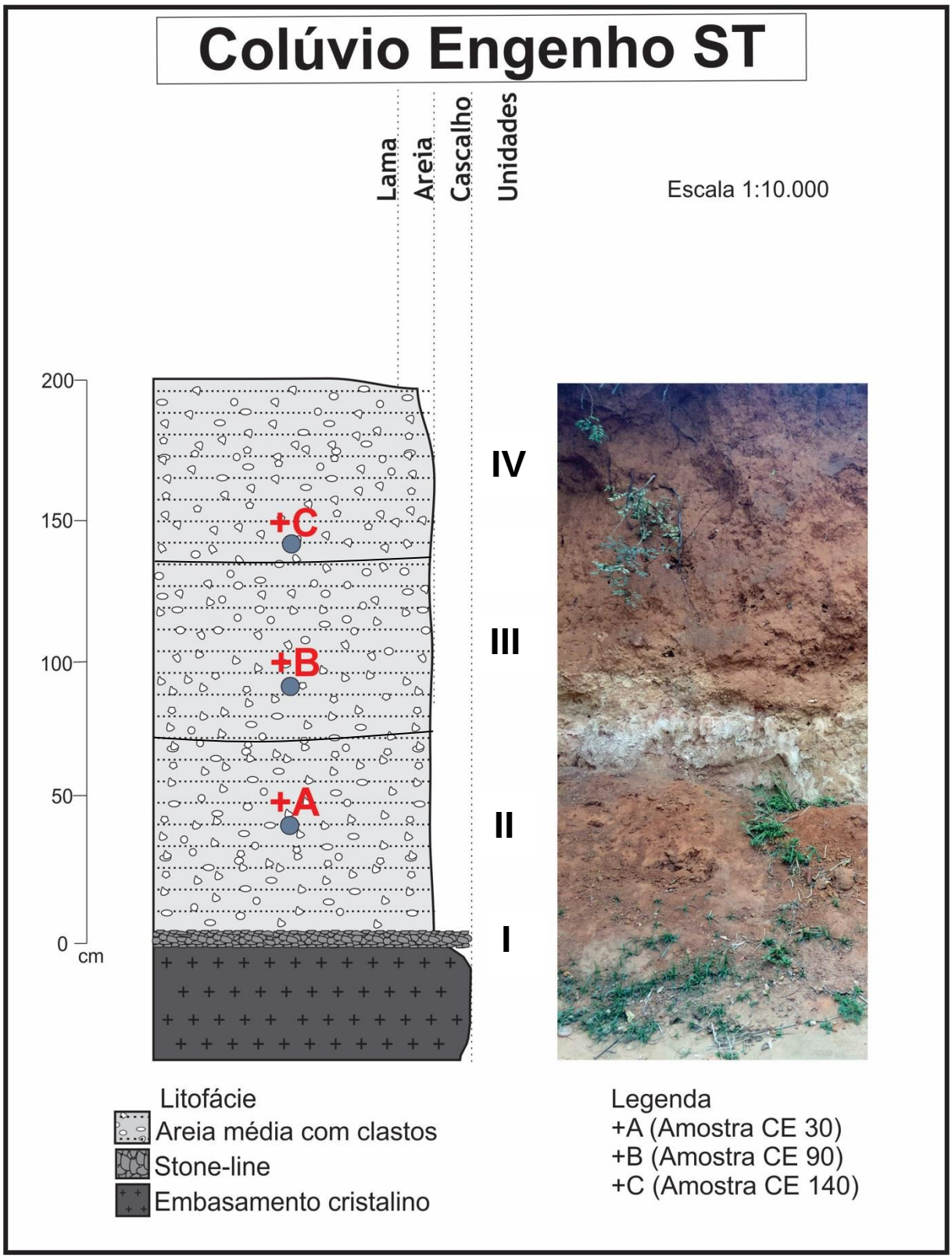


Figura 41 – Seção Vertical do Colúvio Engenho.



4.1.4 Colúvio São Bento

O Colúvio São Bento (Figura 42) localiza-se próximo a porção central da área de estudo, mas em sua face leste, estando à 490m de altitude. A feição geomorfológica na qual se insere a área de amostragem constitui uma rampa de avental de colúvio, conforme ilustra seu perfil longitudinal (Figura 43) com 25m de extensão horizontal e 20m de extensão vertical. Sua coleta foi facilitada pelo corte da estrada, e após limpeza da superfície, contatou-se possuir pacote sedimentar com 1,40m. É importante destacar que à 50m do local de coleta, a área pedimentar é recortada por um canal intermitente.

Figura 42 – Colúvio São Bento

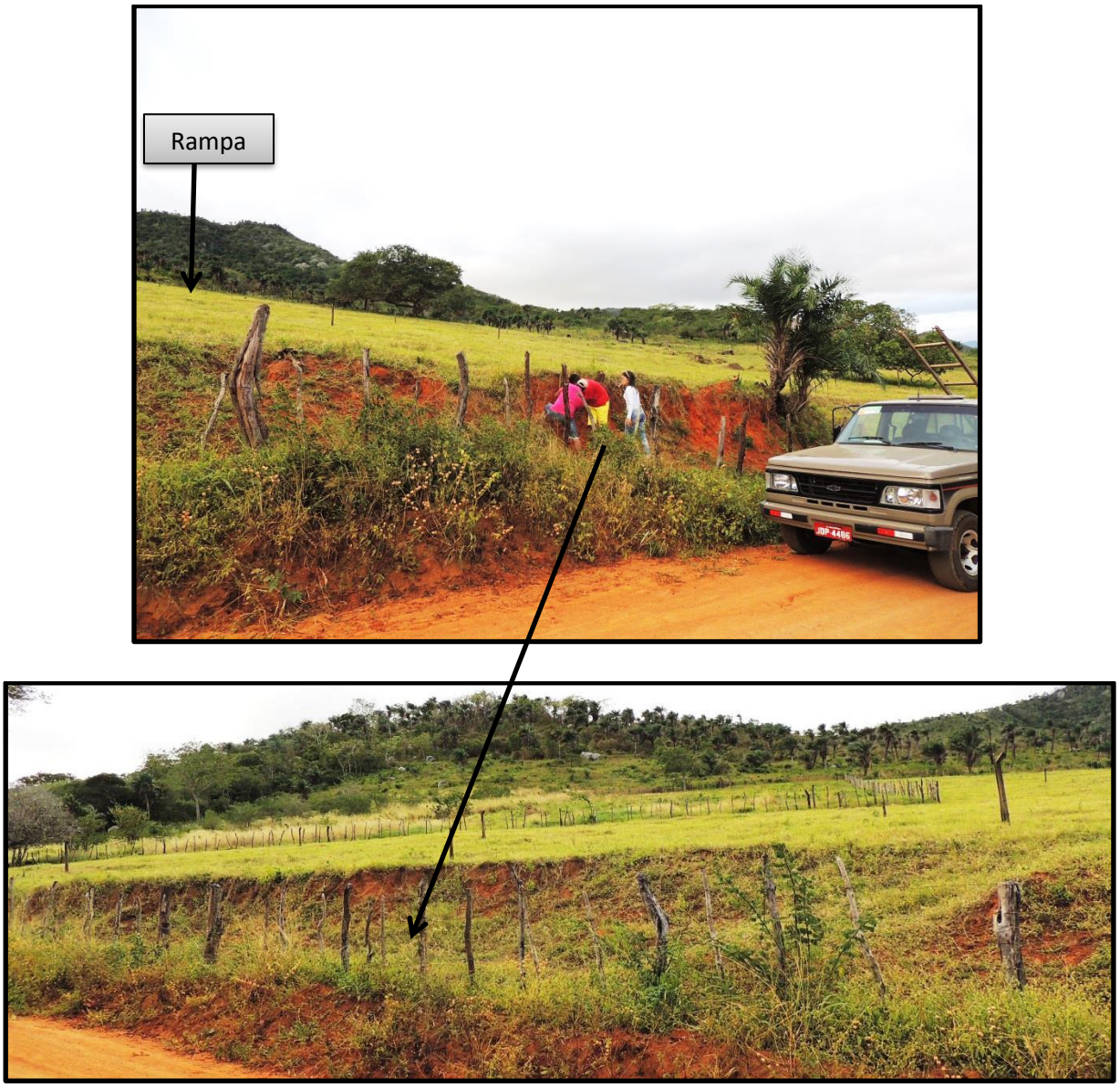
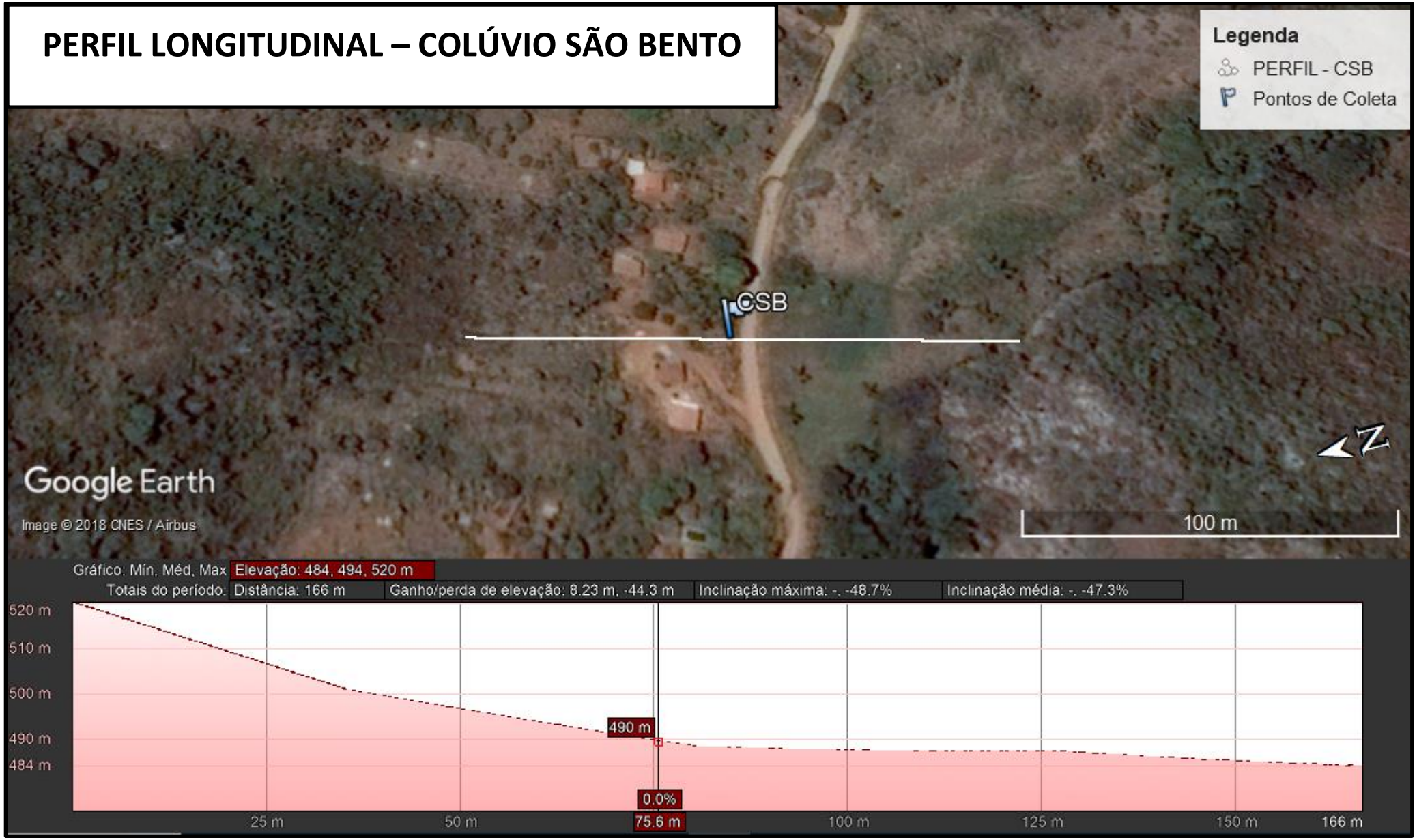


Figura 43 – Perfil Longitudinal do Colúvio São Bento.



- **Seção Vertical**

A análise da seção vertical do Colúvio São Bento só foi possível, como dito anteriormente, após a limpeza do perfil, e uma pequena escavação de 20cm, buscando excluir toda e qualquer interferência antrópica.

Sendo assim, este perfil possui uma única unidade, esta que se apresenta visualmente de forma maciça, com matriz areia, apenas com a presença de seixos angulosos. Possui minerais como: quartzo, feldspato e mica. O topo deste pacote sedimentar apresenta um horizonte antropicamente perturbado, não sendo analisado devido à perda das características deposicionais.

Apesar de expor apenas uma única unidade, seu arranjo de grãos se mostra de forma dissemelhante, em vista disso, sua coleta de material para análises foi realiza em dois pontos distintos do pacote sedimentar, sendo estes à 10 cm e 80cm a partir da base da escavação.

Figura 44 – Ponto de coleta, Colúvio São Bento.

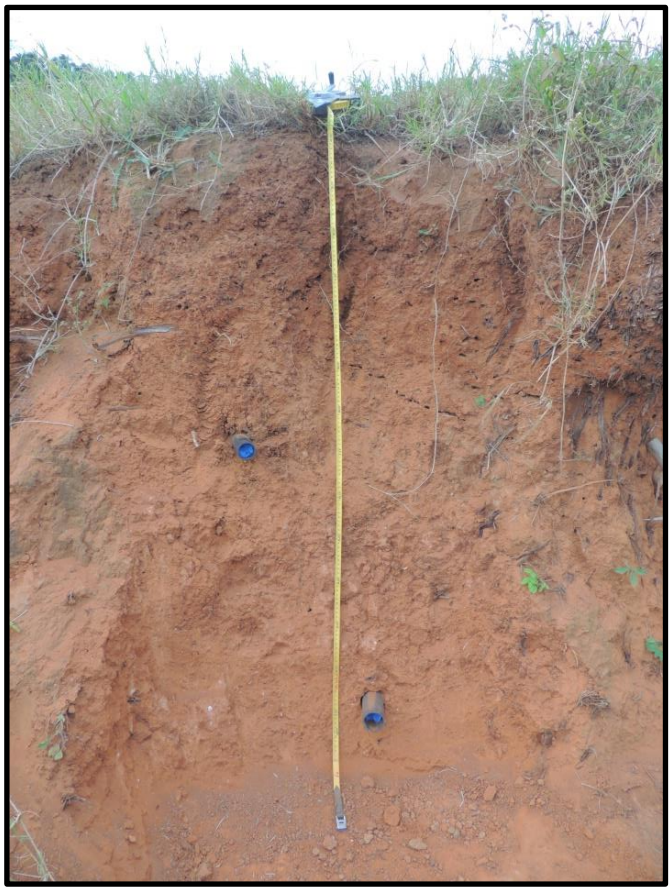
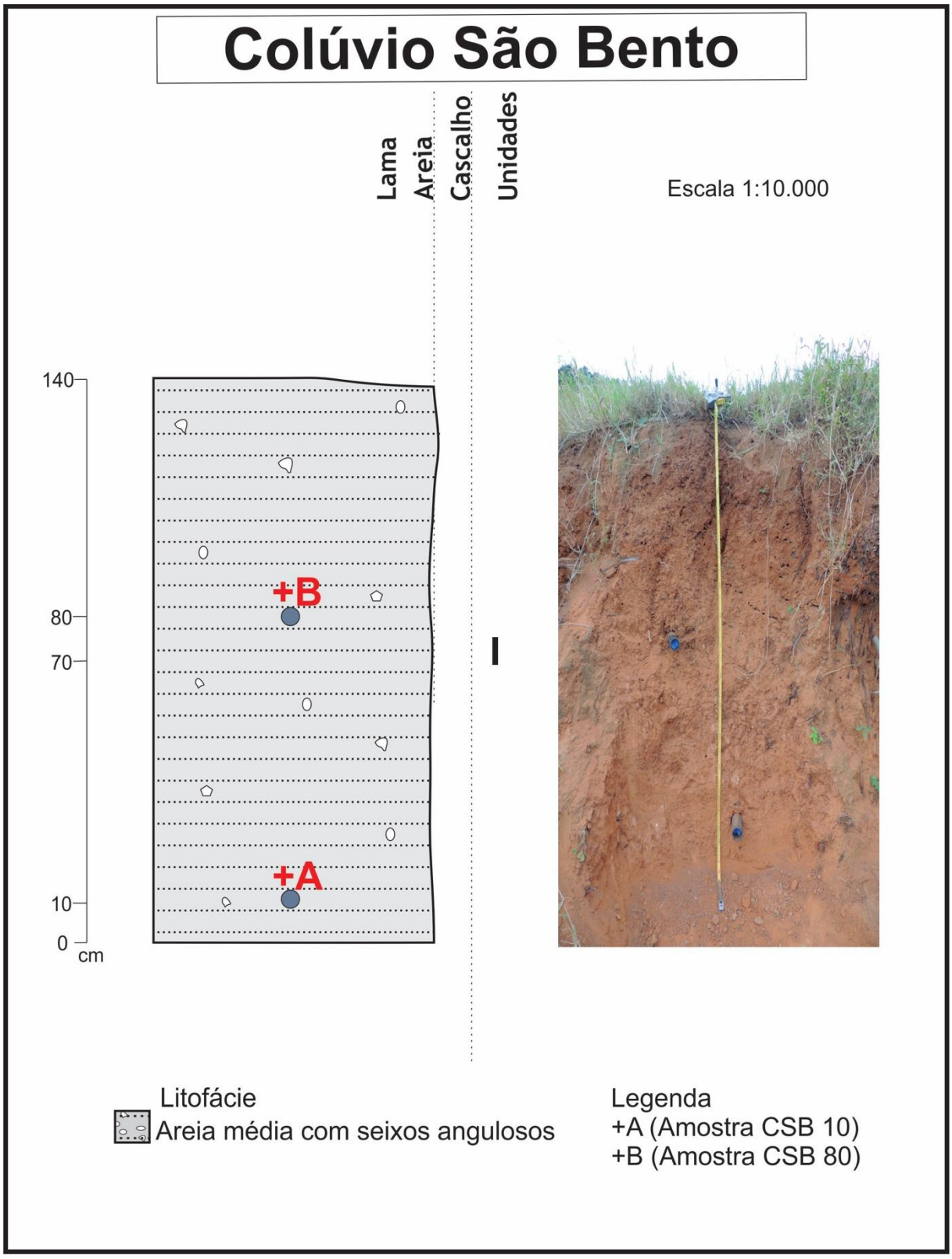


Figura 45 – Seção Vertical do Colúvio São Bento.



4.1.5 Colúvio Preguiçoso

O Colúvio Preguiçoso (Figura 47) encontra-se a oeste do Colúvio Engenho, também relativamente próximo a porção central da área de estudo, em área de cimeira, a cerca de 684m. Consiste em um colo Topográfico – Rampa desconectada do nível de base local (alvéolo suspenso). Apresentando paisagem de corte e preenchimento, e vale estrutural sem dissecação posterior da drenagem (Figura 46).

Figura 46 – Área de influência do Colúvio Preguiçoso.

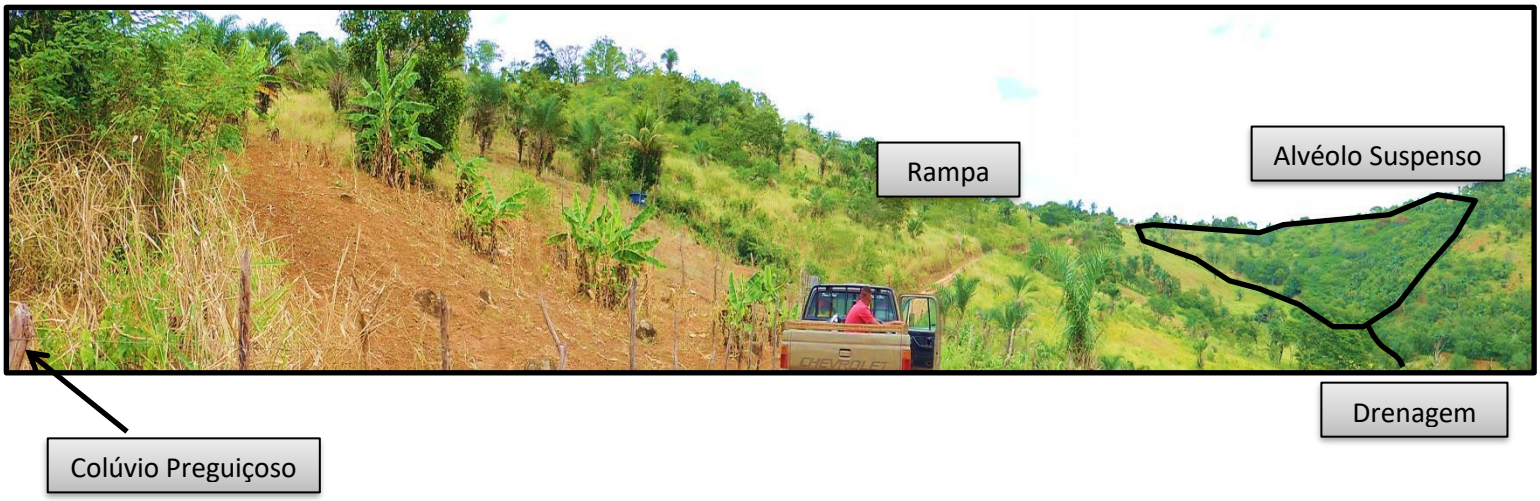
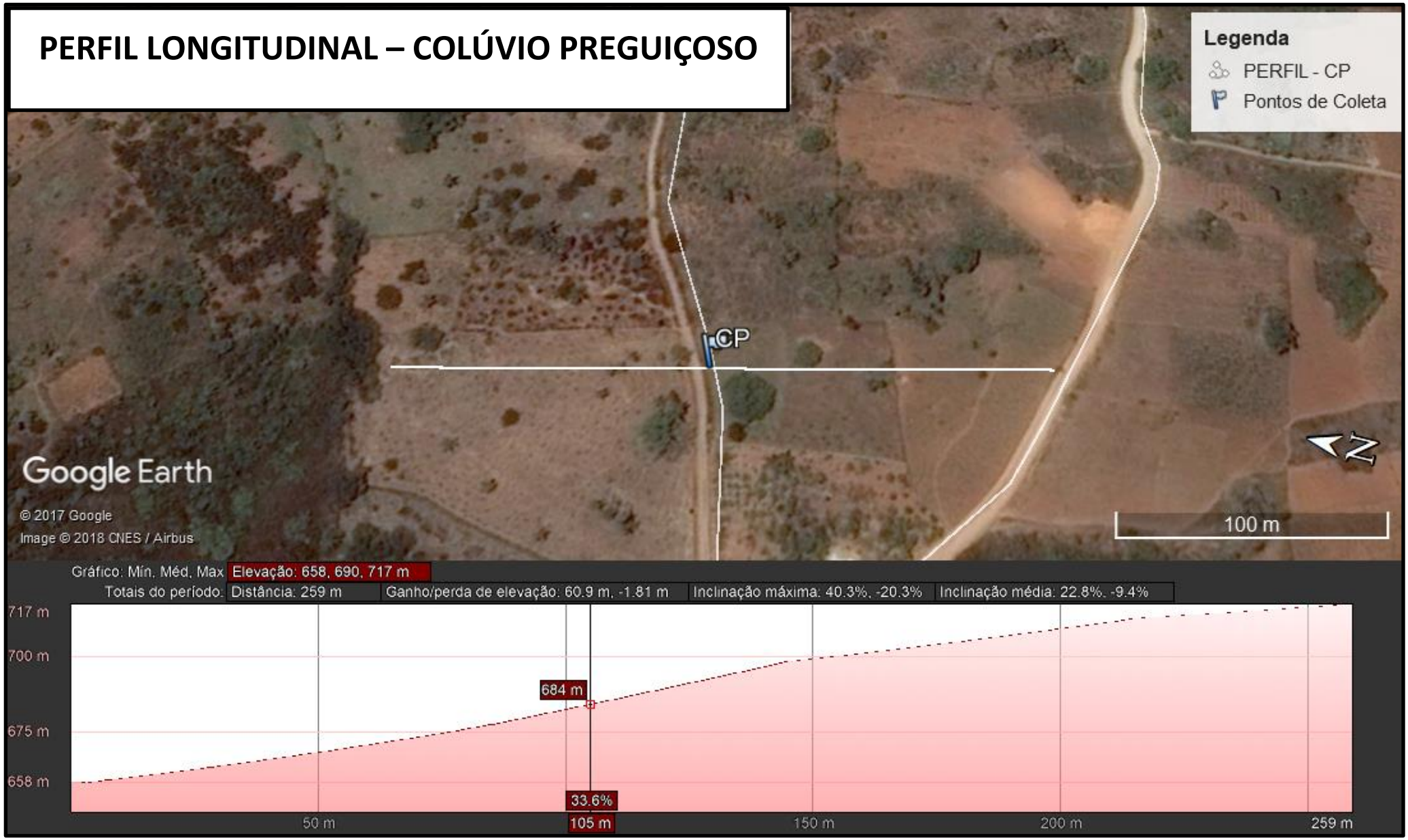


Figura 47 – Ponto de coleta Colúvio Preguiçoso.

Figura 48 – Perfil Longitudinal do Colúvio Preguiçoso.



- **Seção Vertical**

Por se tratar, como dito anteriormente, de uma área de cimeira que possui moderada angulosidade, o Colúvio Preguiçoso, se mostrou uma área de difícil acesso, sua coleta só se tornou possível em virtude da estreita estrada de acesso. Ainda assim, buscando excluir qualquer interferência antrópica, escavou-se 20cm do perfil, deixando assim, uma seção vertical com 2m para análise. É importante ressaltar que este consiste no único ponto analisado em área de cimeira. Sendo assim, a seção vertical do Colúvio Preguiçoso apresenta duas unidades estratigráficas distintas, com a presença apenas da matriz areia.

A unidade basal é composta de areia maciça (areia fina) de coloração avermelhada, com a presença de minerais como: quartzo, feldspato e mica.

A segunda unidade é composta por areia grossa com grânulos, também de coloração avermelhada, e pequenos clastos flutuantes, com a presença de minerais como: quartzo, feldspato e mica. O topo deste pacote sedimentar, apresenta um horizonte antropicamente perturbado, não sendo analisado devido à perda das características deposicionais.

A coleta do material para análises foram realizadas à 50 cm e 1,40m a partir da base da escavação.

Figura 49 – Colúvio Preguiçoso, zoom na área de coleta.

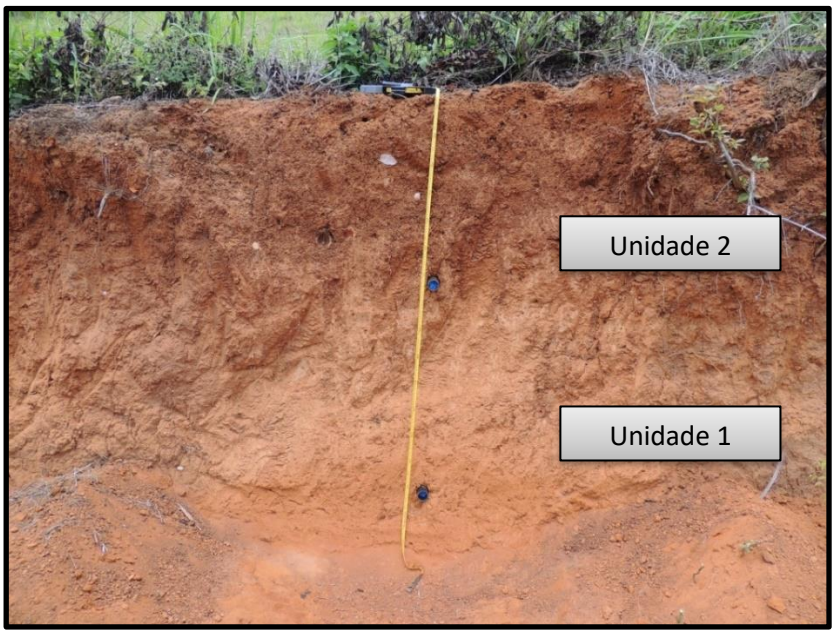
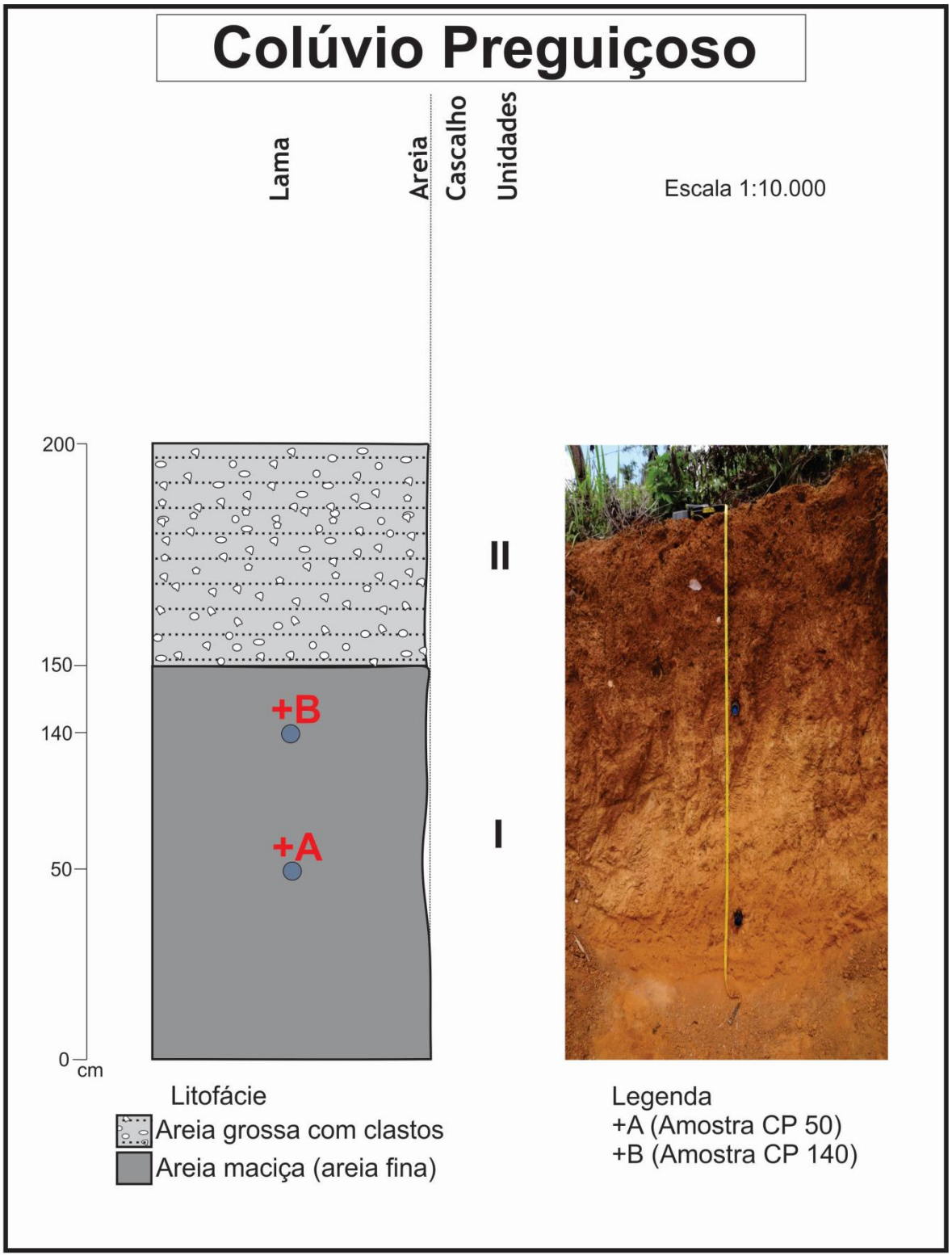


Figura 50 – Seção Vertical do Colúvio Preguiçoso



4.2 RESULTADOS PRÉ-CAMPO

4.2.1 Mapeamento Geomorfológico

A geomorfologia consiste no componente da ciência geográfica responsável por elucidar fenômenos naturais e a relação destes com o relevo afim de se obter uma compreensão integrada da paisagem. Tal entendimento, de acordo com ROSS (2006), contribui para a interpretações das condições ambientais atuais. Uma das principais formas de planificar este entendimento se dá através do mapeamento geomorfológico, que tem como objetivo registrar informações sobre as formas de superfície, materiais (solo e rocha), processos superficiais e, em muitos casos, a idade das formas de relevo.

Segundo autores como Tricart (1965) e Corrêa (2001), o mapeamento geomorfológico consiste em um dos principais métodos para o estudo e pesquisa em geomorfologia, mas também pode ser utilizado no planejamento ambiental, fornecendo informações sobre as potencialidades, vulnerabilidades, restrições e riscos de ocupação e intervenções possíveis na paisagem. O mapa deve trazer dados sobre as formas de relevo, sua natureza e idade, não sendo apenas uma carta topográfica.

Com o advento da tecnologia da informática na segunda metade do século XX, o mapeamento geomorfológico foi enriquecido através do geoprocessamento. O termo Geoprocessamento denota a utilização de técnicas matemáticas e computacionais para o tratamento da informação geográfica. As ferramentas computacionais para Geoprocessamento, chamadas de Sistemas de Informação Geográfica (GIS), permitem realizar análises complexas, ao integrar dados de diversas fontes e ao criar bancos de dados georreferenciados. Tornam ainda possível automatizar a produção de documentos cartográficos. Dessa forma, atualmente, o mapeamento geomorfológico utiliza-se do georreferenciamento atrelado ao sensoriamento remoto e a técnicas de sistemas de informação geográfica.

Atualmente, no Brasil, para a representação de feições através do mapeamento geomorfológico segue-se duas metodologias, IBGE (2009) e Demek (1972). A proposta do IBGE representa uma orientação oficial da cartografia geomorfológica brasileira, além de sua estrutura ter ligação com o projeto RADAMBRASIL, o que a

torna uma continuação de um projeto unificado nacional. A proposta de Demek justifica-se por se tratar de uma orientação da UGI (União Geográfica Internacional), que se apresenta como universal e pode, neste aspecto, ser aplicada nas diversas paisagens do globo. Entretanto, é importante compreender que ambos são manuais, e fornecem ferramentas e técnicas para aplicação, mas que em alguns momentos não abrangerão todo o fenômeno geomorfológico, e para isto tais técnicas precisarão ser flexibilizadas.

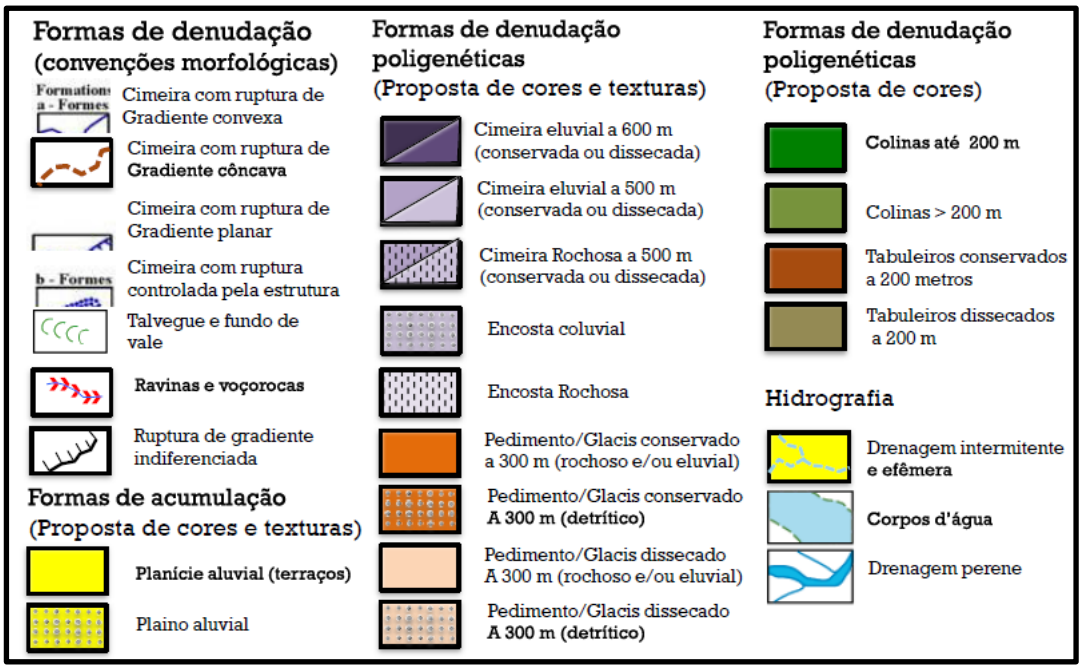
Tendo em vista limitações em relação a metodologias e qualidade de imagem para o Maciço Estrutural de Água Branca, o mapeamento geomorfológico (Figura 52) objeto desta análise, foi realizado por intermédio do software Google Earth Pro (que conta com acurácia vertical de 30 metros e horizontal de 90 metros, a partir de dados SRTM com resolução de 1 arco-minuto) e finalizado no ArcGIS, na versão 10.2.2, utilizando a metodologia proposta pela Comissão de Mapeamento Geomorfológico de Detalhe da União Geomorfológica Internacional – UGI DEMEK (1972, apud CORRÊA, 1997).

Tal mapeamento foi fundamental para a realização da pesquisa, haja vista que o mapeamento realizado pelo método tradicional, este exposto anteriormente na descrição geomorfológica da área, ou seja, utilizando apenas a imagem SRTM, sem a ferramenta de extrapolação do relevo e zoom permitida pelo Google Earth Pro impossibilitava uma visão aproximadamente fidedigna da geomorfologia o Maciço Estrutural de Água Branca.

Todavia, é necessário esclarecer que apesar de uma excelente ferramenta, o Google Earth Pro apresenta limitações, como a necessidade de criação de arquivos para cada polígono e linha criado, gerando arquivos dentro de arquivos, o que a princípio produz uma confusão e, para os mais desavisados, a exclusão dos mesmos. Além destas, há também a limitação em relação a finalização do mapeamento, visto que o Google Earth Pro oferece os elementos: Título, Norte, Escala, Legenda, todavia, a legenda além de montar-se automaticamente, não oferece a possibilidade de acrescentar elementos além já criados, e a grid disponível acaba por poluir visualmente o mapa. Diante de tais limitações, foi necessário a utilização do software ArcGIS, na versão 10.2.2, afim de realizar as devidas correções.

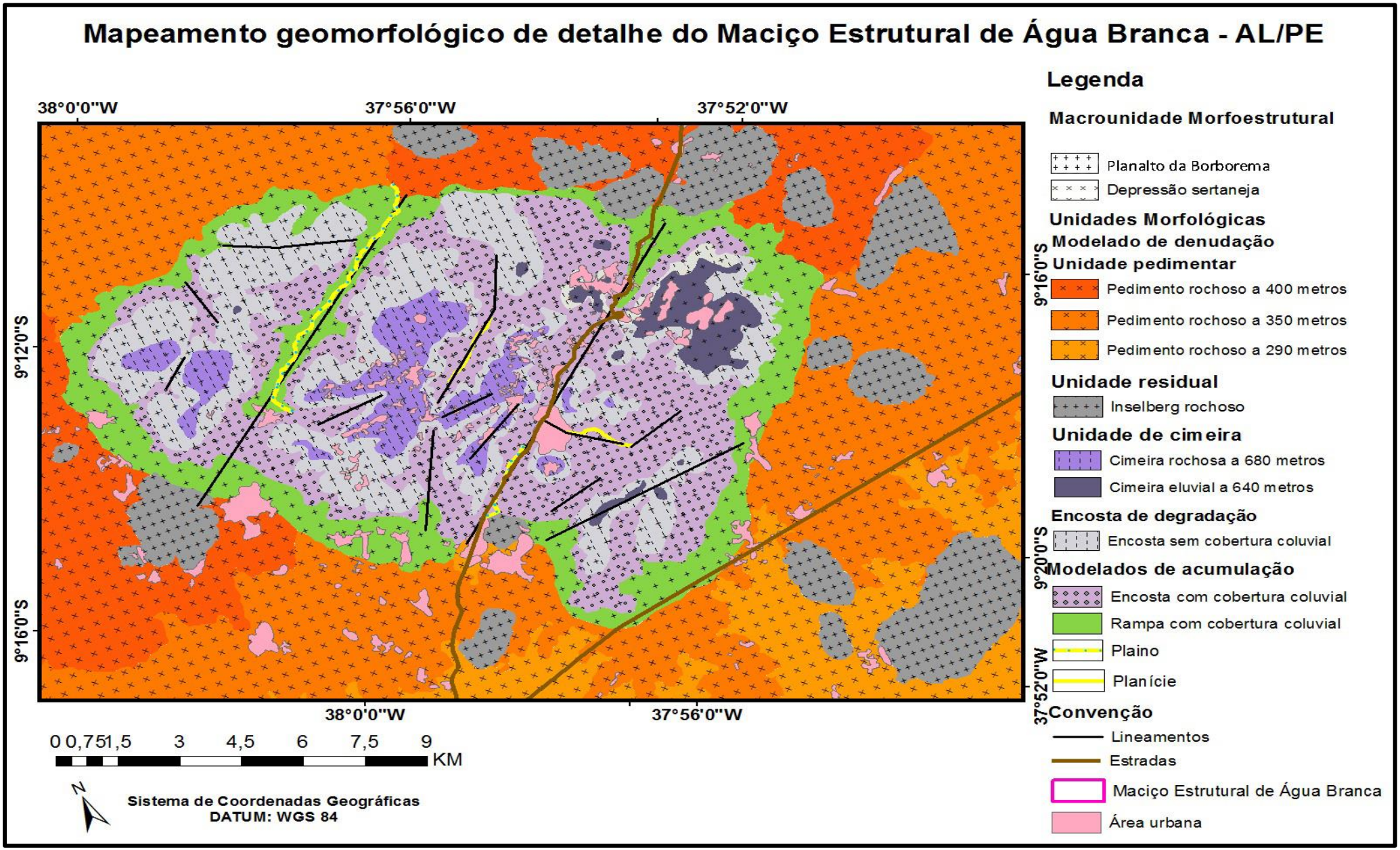
Por fim, é importante destacar que a legenda (Figura 51) foi proposta Correa (2010), levando em consideração o contexto da Borborema.

Figura 51 – Proposta de legenda aplicada ao contexto da Província Borborema.



Fonte: Correa (2010)

Figura 52 – Mapeamento Geomorfológico do Maciço Estrutural de Água Branca – AL/PE e seu entorno.



4.3 RESULTADOS LABORATORIAIS

4.3.1 Sedimentologia

Associar os elementos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos é fundamental para caracterizar os depósitos quaternários, principalmente devido ao caráter descontínuo dos mesmos (BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Dessa forma, reconhecer as estruturas sedimentares, a distribuição granulométrica, a composição mineralógica dos sedimentos, e a geometria de cada camada, é a chave para tentar estabelecer dinâmicas pretéritas associadas aos diferentes eventos do Período Quaternário.

A **análise sedimentológica** tem por finalidade a caracterização granulométrica dos sedimentos. Conforme dito em capítulo anterior, esta análise pautou-se na pesagem, lavagem, peneiramento e novamente, pesagem do material. A visualização da distribuição granulométrica é muito importante na análise sedimentológica, visto que permite ter a noção imediata das características principais dessa distribuição.

A visualização da caracterização granulométrica de cada amostra é possível através de histogramas (Figura 53), estes são caracterizados por serem a forma mais simples de representar as distribuições granulométricas. Os valores inferiores de φ (valores negativos, correspondentes às partículas maiores), e estão representados à esquerda do diagrama, e em cada classe há uma coluna proporcional à percentagem que essa classe granulométrica tem na amostra analisada, ou seja, a percentagem ponderal dessa classe. Todavia, é importante cuidado pois o histograma corresponderá tanto mais à distribuição granulométrica real, quando menor for a amplitude das classes granulométricas.

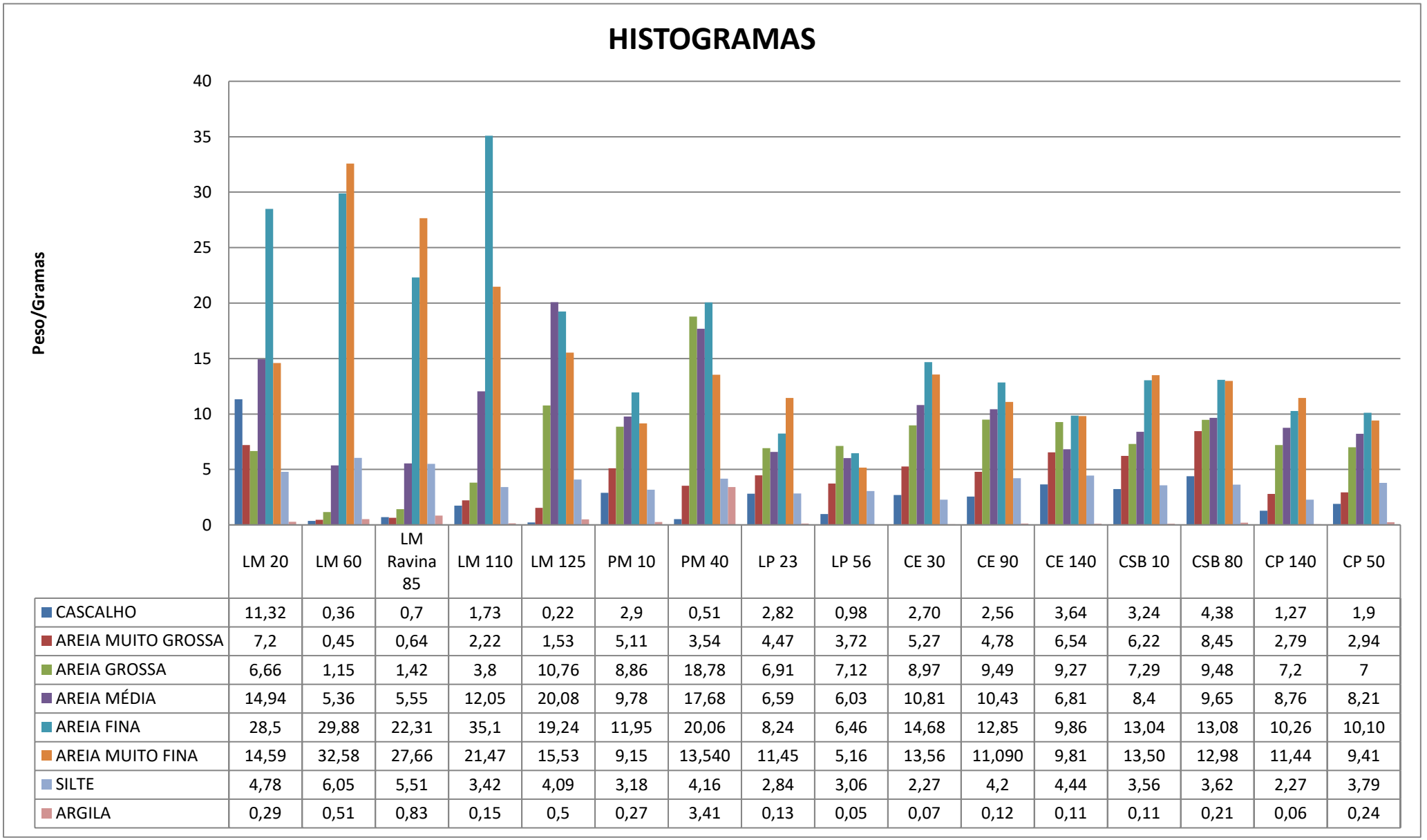
Analisando os histogramas expostos na Figura 53, percebe-se que **a classe granulométrica de maior expressão nas amostras analisadas são, respectivamente, areia fina (3φ) e areia muito fina (4φ), e para algumas amostras tais classes ultrapassam os 30%,** o que indica a presença de fator climático que pode ter favorecido a ocorrência de processos pedogenéticos em escala temporal de médio e longo prazo, traduzido principalmente em um aumento no teor de material fino e causando maior variabilidade granulométrica, em especial nos depósitos predominantemente arenosos que, por sua vez, são a grande maioria.

Em relação a presença de **assimetrias** entre as quantidades de partículas grosseiras e finas, estas **estão presentes em todas as amostras analisadas**.

A Figura 54 traz para a análise as **curvas cumulativas** de cada depósito, estas correspondem a uma curva de frequências acumuladas, e se caracterizam por cada ponto mediano de cada classe não representar simplesmente a frequência dessa classe, mas sim a soma das percentagens de todas as classes precedentes. Esta é a razão principal porque os valores inferiores de φ (valores negativos) devem estar representados à esquerda do diagrama, pois que se tal não se verificar a comparação com outras curvas, que são, em geral, construídas desta forma, torna-se bastante difícil sua interpretação. Assim, a curva cumulativa com ordenada aritmética inicia-se nos 0%, na parte esquerda do diagrama, e sobe progressivamente, buscando os 100%, no lado direito.

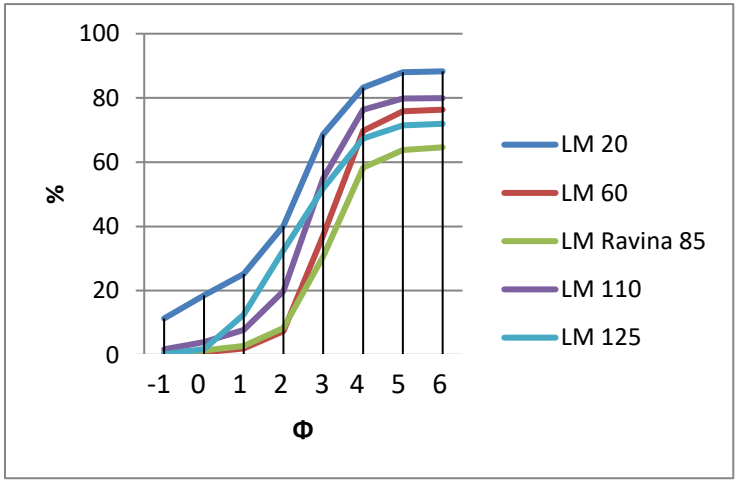
Quando se representam os dados provenientes da granulometria neste tipo de representação obtém-se, normalmente, uma curva em S, que pode ser mais vertical ou mais suavizada, no caso das apresentadas na Figura 54, estas se mostram bastante suavizadas, indicando que os sedimentos das respectivas amostras são mal calibrados, ou seja, são de granulometrias diversas, todavia, tem seu crescimento exponencial cumulativo entre 1φ e 4φ, apresentando em sua maioria a fração areia, corroborando os dados apresentados nos histogramas.

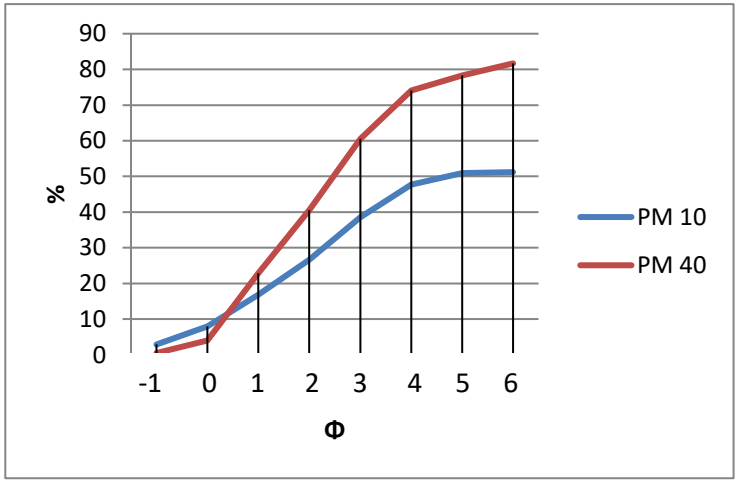
Figura 53 – Histogramas por amostra

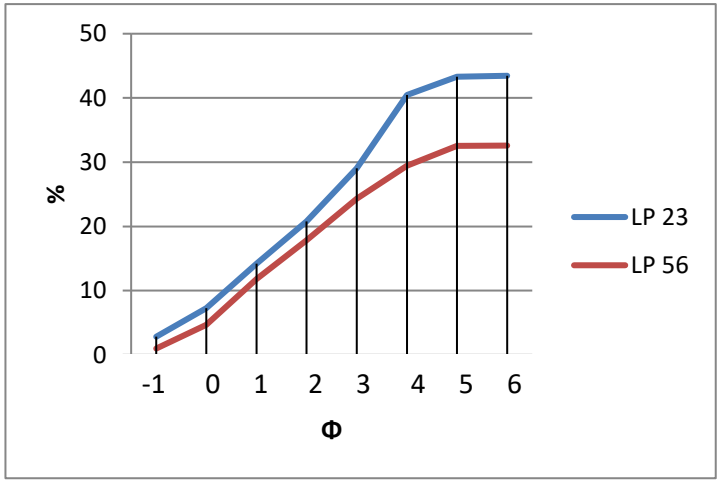


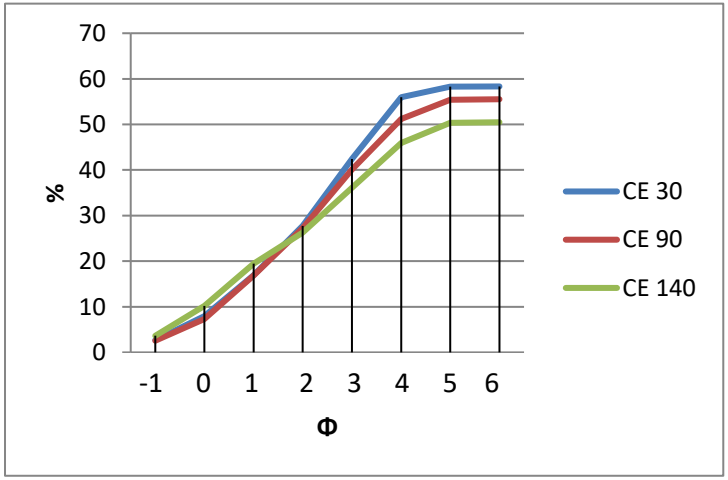
	LM 20	LM 60	LM Ravina 85	LM 110	LM 125	PM 10	PM 40	LP 23	LP 56	CE 30	CE 90	CE 140	CSB 10	CSB 80	CP 140	CP 50
CASCALHO	11,32	0,36	0,7	1,73	0,22	2,9	0,51	2,82	0,98	2,70	2,56	3,64	3,24	4,38	1,27	1,9
AREIA MUITO GROSSA	7,2	0,45	0,64	2,22	1,53	5,11	3,54	4,47	3,72	5,27	4,78	6,54	6,22	8,45	2,79	2,94
AREIA GROSSA	6,66	1,15	1,42	3,8	10,76	8,86	18,78	6,91	7,12	8,97	9,49	9,27	7,29	9,48	7,2	7
AREIA MÉDIA	14,94	5,36	5,55	12,05	20,08	9,78	17,68	6,59	6,03	10,81	10,43	6,81	8,4	9,65	8,76	8,21
AREIA FINA	28,5	29,88	22,31	35,1	19,24	11,95	20,06	8,24	6,46	14,68	12,85	9,86	13,04	13,08	10,26	10,10
AREIA MUITO FINA	14,59	32,58	27,66	21,47	15,53	9,15	13,540	11,45	5,16	13,56	11,090	9,81	13,50	12,98	11,44	9,41
SILTE	4,78	6,05	5,51	3,42	4,09	3,18	4,16	2,84	3,06	2,27	4,2	4,44	3,56	3,62	2,27	3,79
ARGILA	0,29	0,51	0,83	0,15	0,5	0,27	3,41	0,13	0,05	0,07	0,12	0,11	0,11	0,21	0,06	0,24

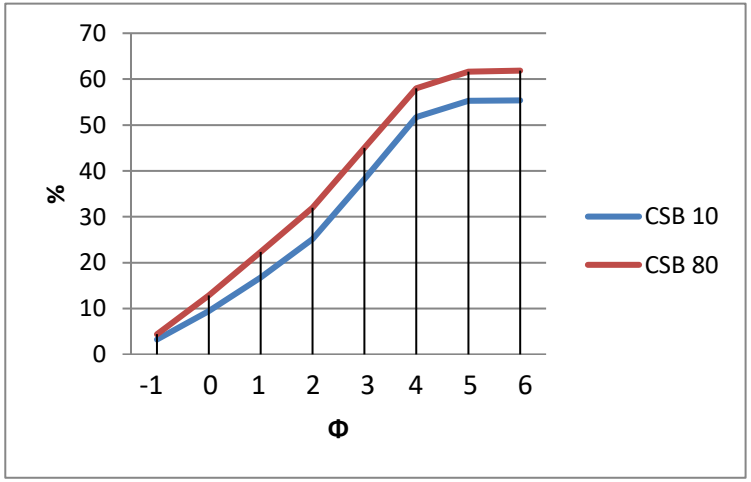
Figura 54 – Curvas cumulativas

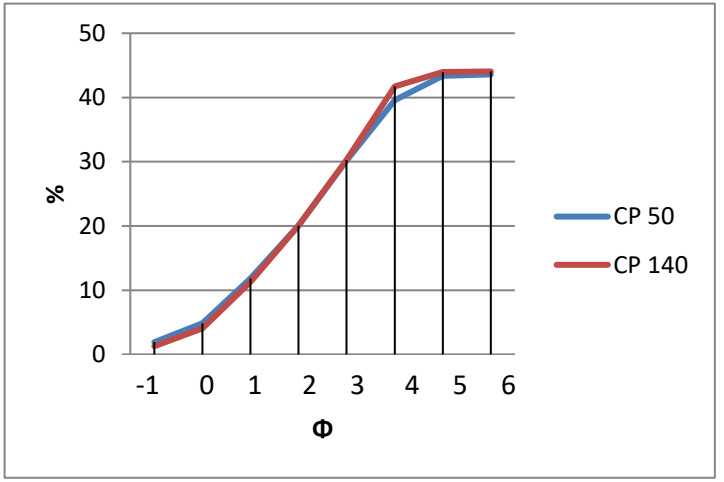












4.3.2 Morfoscopia

A análise morfoscópica é largamente utilizada para a determinação do grau de arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos. Esta análise permite caracterizar qualitativamente e quantitativamente o material, possibilitando a identificação dos processos operantes durante a dinâmica deposicional, e secundariamente as características composicionais do material residual que deu origem aos depósitos.

Analisando a Tabela 4 que expõe a **análise morfoscópica do Leque Malaquias**, é possível perceber que o material estudado demonstrou uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos com pouca ou nenhuma agregação. Em relação ao o grau de esfericidade, massivamente, sua maioria está concentrada no modelo/tipo subdiscoidal, apresentando as seguintes percentagens: LM 20 – 58%; LM 60 – 75%; LM Ravina 85 – 80%; LM 110 – 52% e LM 125 – 83%.

No que tange ao arredondamento, tem maioria o modelo/tipo subangular, com expressões do modelo/tipo muito angular à angular. As amostras LM 60 e LM 110 apresentam grãos pontuais do modelo/tipo arredondado (entre 3% e 6%, respectivamente).

Os grãos de certa esfericidade demonstram uma característica comum aos leques, estes que consistem em um único evento, surgirem deposições oriundas de fluxos menos fluidos, gerando grãos de maior angulosidade, e fluxos mais fluidos, gerando grãos com menor angulosidade.

Em relação a textura superficial e opacidade, todas as amostras do Leque Malaquias apresentaram textura sacaroidal (cristalina, semelhante a cristais de açúcar), com presença de minerais opacos e transparentes quase que na mesma proporção, excluindo-se a esta afirmativa a amostra LM 20, que apresentou 95% de seus grãos opacos.

Tais parâmetros sugerem pouca variação no processo de transporte dos sedimentos, corroborando com a premissa de que os sedimentos que formam esse Leque são de fonte próxima. Desta forma, a morfologia dos grãos deve-se,

principalmente, à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte.

Em relação aos minerais presentes, predominaram: Quartzo e feldspato, com presenças pontuais de biotita e goethita.

Tabela 4 – Morfoscopia – Leque Malaquias

Propriedades	LM 20	LM 60	LM 85	LM 110	LM 125
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Nenhuma	Pouca agregação	Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade	4% Sub-prismoidal 38% Esférico 58% Sub-discoidal	11% Sub-prismoidal 75% Sub-discoidal 14% Discoidal	2% Sub-prismoidal 80% Sub-discoidal 18% Discoidal	12% Sub-prismoidal 10% Esférico 52% Sub-discoidal 26% Discoidal	2% Sub-prismoidal 83% Sub-discoidal 15% Discoidal
Arredondamento	36% Muito Angular 25% Angular 39% Sub-angular	7% Muito angular 33% Angular 57% Sub-angular 3% Arredondado	14% Muito angular 18% Angular 68% Sub-angular	16% Muito Angular 10% Angular 68% Sub-angular 6% Arredondado	26% Muito angular 26% Angular 48% Sub-angular
Textura Superficial	51% Sacaroidal 49% Fosco	57% Sacaroidal 43% Fosco	64% Sacaroidal 36% Fosco	57% Sacaroidal 43% Fosco	55% Sacaroidal 45% Fosco
Opacidade	95% Opacos 5% Transparentes	56% Opacos 62% Transparentes	46% Opacos 54% Transparentes	54% Opacos 46% Transparentes	52% Opacos 48% Transparentes
Minerais	Quartzo, feldspato, goethita	Quartzo, feldspato, biotita, goethita	Quartzo, feldspato, biotita	Quartzo, feldspato, goethita	Quartzo, feldspato, biotita, goethita

A Tabela 5 apresenta a **análise morfoscópica do Plaino Malaquias**, este que se assemelha ao Leque Malaquias, apresentando distribuição dos grãos bastante heterogênea. Com grau de esfericidade variando entre modelo/tipo discoidal para a amostra PM 10 (64%) e modelo/tipo subdiscoidal para a amostra PM 40 (76%).

No que tange ao arredondamento, este também apresenta variações, para a amostra PM 10 o modelo/tipo predominante consiste no angular (38%) à subangular (54%), para a amostra PM 40, o modelo/tipo predominante consiste no muito angular (52%) à angular (40%). É importante destacar que a amostra PM 10 apresenta uma pequena expressão do modelo/tipo muito angular (8%), enquanto a amostra PM 40 apresenta uma pequena expressão do modelo/tipo subangular (8%).

Em relação a textura superficial e opacidade, todas as amostras do Plaino Malaquias apresentaram textura sacaroidal cristalina, com presença de minerais opacos e transparentes quase que na mesma proporção.

Estes parâmetros sugerem pouca variação no transporte destes sedimentos, sendo estes, aparentemente, de área fonte próxima. Dessa forma, a morfologia dos grãos deve-se, principalmente, à alteração da rocha-mãe.

Em relação aos minerais presentes, predominaram: Quartzo e feldspato, com presenças pontuais de biotita e goethita.

Tabela 5 – Morfoscopia – Plaino Malaquias

Propriedades	PM 10	PM 40
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Nenhuma	Pouca agregação
Esfericidade	2% Sub-prismoidal 34% Sub-discoidal 64% Discoidal	6% Sub-prismoidal 12% Esférico 76% Sub-discoidal 6% Discoidal
Arredondamento	8% Muito Angular 38% Angular 54% Sub-angular	52% Muito angular 40% Angular 8% Sub-angular
Textura Superficial	65% Sacaroidal 35% Fosco	57% Sacaroidal 43% Fosco
Opacidade	50% Opacos 50% Transparentes	56% Opacos 44% Transparentes
Minerais	Quartzo, feldspato, biotita	Quartzo, feldspato, biotita

A Tabela 6 apresenta a **análise morfoscópica da Lagoa das Pedras**, esta que se assemelha a outras análises já expostas, haja vista demonstrar uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos com nenhuma agregação.

Em relação ao o grau de esfericidade, há de se destacar que a amostra LP 23 tem sua esfericidade concentrada no modelo/tipo subdiscoidal (76%), enquanto que a amostra LP 56 tem sua esfericidade concentrada nos modelos/tipos subdiscoidal (46%) e discoidal (50%).

Em relação ao arredondamento, a amostra LP 23 apresenta sua maioria entre modelo/tipo muito angular (40%), angular (31%) e subangular (29%), enquanto que a amostra LP 56 apresenta sua maioria entre modelo/tipo angular (28%) e subangular (60%), com pequenas expressões do modelo/tipo subarredondado (8%) e bem arredondado (4%).

Em relação a textura superficial e opacidade, todas as amostras da Lagoa das Pedras apresentaram, em sua maioria, textura sacaroidal (cristalina, semelhante a cristais de açúcar), com presença de minerais opacos e transparentes quase que na mesma proporção.

Tais parâmetros sugerem, mais uma vez, pouca variação no processo de transporte dos sedimentos, corroborando com a premissa de que os sedimentos que formam essa Lagoa são de fonte próxima. Sendo assim, a morfologia dos grãos deve-se, principalmente, à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte.

Em relação aos minerais presentes, predominaram: Quartzo e feldspato, com presenças pontuais de biotita e ilmenita.

Tabela 6 – Morfoscopia – Lagoa das Pedras

Propriedades	LP 23	LP 56
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade	11% Sub-prismoidal 13% Esférico 76% Sub-discoidal	4% Prismoidal 46% Sub-discoidal 50% Discoidal
Arredondamento	40% Muito Angular 31% Angular 29% Sub-angular	28% Angular 60% Sub-angular 8% Sub-arredondado 4% Bem Arredondado
Textura Superficial	63% Sacaroidal 37% Fosco	57% Sacaroidal 43% Fosco
Opacidade	68% Opacos 32% Transparentes	51% Transparentes 49% Translúcido
Minerais	Quartzo, feldspato, biotita	Quartzo, feldspato, Ilmenita

A Tabela 7 expõe a **análise morfoscópica do Colúvio Engenho**, este depósito, assim como os analisados até o momento, apresentou uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos com pouca ou nenhuma agregação.

Em relação ao o grau de esfericidade, este depósito apresenta similaridades em todas as suas amostras, estas que variam o modelo/tipo entre prismoidal à discoidal, característica esta que o difere dos outros depósitos já apresentados, apresentando grãos pontuais com modelo/tipo prismoidal.

Em relação ao arredondamento, este depósito apresenta similaridades em todas as suas amostras, estas que variam o modelo/tipo de muito angular à arredondado, excluindo-se a amostra CE 90 que não apresentou o modelo/tipo subarredondado. Mais uma vez este depósito difere-se dos outros analisados até o momento, haja vista que seus graõs abarcam toda a categorização de arredondamento.

Em relação a textura superficial, as amostras do Colúvio Engenho apresentam sua maioria entre sacaroidal e fosca, com grãos pontuais com textura polida. Quanto a opacidade as amostras do Coluvio Engenho apresentaram presença de minerais opacos e transparentes quase que na mesma proporção.

Mais uma vez, estes parâmetros indicam fonte próxima, inter-relacionando a morfologia dos grãos à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte.

Em relação aos minerais presentes, predominaram: Quartzo e feldspato, com presenças pontuais de mica e magnetita.

Tabela 7 – Morfoscopia – Colúvio Engenho

Propriedades	CE 10	CE 90	CE 140
Distribuição por Tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade	5% Prismoidal 14% Sub-prismoidal 33% Esférico 20% Sub-discoidal 28% Discoidal	1% Prismoidal 22% Sub-prismoidal 35% Esférico 24% Sub-discoidal 18% Discoidal	3% Prismoidal 13% Sub-prismoidal 37% Esférico 24% Sub-discoidal 23% Discoidal
Arredondamento	17% Muito Angular 27% Angular 34% Sub-angular 20% Sub-arredondado 2% Arredondado	15% Muito angular 42% Angular 29% Sub-angular 14% Arredondado	9% Muito angular 28% Angular 40% Sub-angular 20% Sub-arredondado 3% Arredondado
Textura Superficial	46% Sacaroidal 3% Polida 51% Fosco	26% Sacaroidal 1% Polida 73% Fosco	57% Sacaroidal 15% Polida 28% Fosco
Opacidade	49% Opacos 51% Transparentes	46% Opacos 54% Transparentes	48% Opacos 52% Transparentes
Minerais	Quartzo, Feldspato, Mica	Quartzo, Feldspato, Mica	Quartzo, Feldspato, Mica, Magnetita

A Tabela 8, apresenta a **análise morfoscópica do Colúvio São Bento**, é possível perceber a similaridade com os depósitos já analisados, visto que também distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos com pouca ou nenhuma agregação.

Em relação ao grau de esfericidade, este se assemelha bastante as características apresentadas pelo Colúvio Engenho, já que a maioria de seus grãos, para ambas as amostras, variaram entre o modelo/tipo prismoidal a discoidal. Todavia, chamamos a atenção para a amostra CSB 10 que apresentou 58% do modelo/tipo discoidal, enquanto que a amostra CSB 80 apresentou 41% do modelo/tipo esférico.

No que tange ao arredondamento, a maioria de seus grãos, para ambas as amostras, variaram entre o modelo/tipo muito angular à subarredondado, apresentando grão pontual para a amostra CSB 80 com modelo/tipo arredondado.

Em relação a textura superficial, a amostra CSB 10 apresentou maioria fosca (70%), euqnato que a amostra CSB 80 apresentou maioria entre sacaroidal (46%) e fosca (44%). Quanto a opacidade, a maioria dos grãos presentes neste depósito apresentaram-se opacos, característica semelhante as amostras LM 20 (Leque Malaquias) e LP 23 (Lagoa das Pedras).

Novamente estes parâmetros indicam fonte próxima, inter-relacionando a morfologia dos grãos à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte.

Em relação aos minerais presentes, predominaram: Quartzo e feldspato, com presenças pontuais de mica e magnetita.

Tabela 8 – Morfoscopia – Colúvio São Bento

Propriedades	CSB 10	CSB 80
Distribuição por Tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Nenhuma
Esfericidade	1% Prismoidal 6% Sub-prismoidal 1% Esférico 34% Sub-discoidal 58% Discoidal	1% Prismoidal 18% Sub-prismoidal 41% Esférico 26% Sub-discoidal 14% Discoidal
Arredondamento	3% Muito Angular 14% Angular 72% Sub-angular 11% Sub-arredondado	11% Muito angular 34% Angular 37% Sub-angular 17% Sub-arredondado 1% Arredondado
Textura Superficial	30% Sacaroidal 70% Fosco	46% Sacaroidal 10% Polida 44% Fosco
Opacidade	69% Opacos 31% Transparentes	58% Opacos 42% Transparentes
Minerais	Quartzo, Feldspato, Mica	Quartzo, Feldspato, Mica, Magnetita

A Tabela 9, apresenta a **análise morfoscópica do Colúvio Preguiçoso**, é possível perceber a similaridade com os depósitos já analisados, visto que apresenta

distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos com pouca ou nenhuma agregação.

Em relação ao o grau de esfericidade, se assemelha ao Colúvio Engenho e ao Colúvio São Bento, já que as maiorias de seus grãos, para ambas as amostras, variaram entre o modelo/tipo prismoidal à discoidal.

No que tange ao arredondamento, a maioria de seus grãos, para ambas as amostras, variaram entre o modelo/tipo muito angular à subarredondado, sendo semelhante as amostra CSB 10.

Em relação a textura superficial e opacidade, as amostras do Colúvio Preguiçoso apresentaram, em sua maioria, textura sacaroidal e fosca, com grãos pontuais polidos, com presença de minerais opacos e transparentes quase que na mesma proporção.

Tais parâmetros, mais uma vez, sugerem pouca variação no processo de transporte dos sedimentos, indicando que a morfologia dos grãos deve-se, principalmente, à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte.

Em relação aos minerais presentes, predominaram: Quartzo e feldspato, com presenças pontuais de mica.

Tabela 9 – Morfoscopia – Colúvio Preguiçoso

Propriedades	CP 50	CP 140
Distribuição por Tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Nenhuma
Esfericidade	11% Prismoidal 24% Sub-prismoidal 34% Esférico 16% Sub-discoidal 15% Discoidal	1% Prismoidal 18% Sub-prismoidal 42% Esférico 16% Sub-discoidal 23% Discoidal
Arredondamento	10% Muito Angular 35% Angular 32% Sub-angular 19% Sub-arredondado 5% Arredondado	8% Muito angular 35% Angular 33% Sub-angular 22% Sub-arredondado 2% Arredondado
Textura Superficial	18% Sacaroidal 4% Polida 78% Fosco	50% Sacaroidal 2% Polida 48% Fosco
Opacidade	48% Opacos 52% Transparentes	54% Opacos 46% Transparentes
Minerais	Quartzo, Feldspato, Mica	Quartzo, Feldspato, Mica

Após o exposto, é possível afirmar que os depósitos analisados, apesar de se localizarem em pontos distintos do maciço apresentam características semelhantes, como a heterogeneidade dos grãos, a agregação, a opacidade e os minerais constituintes.

Entretanto, foi possível constatar diferenças em relação a esfericidade, tendo o Leque Malaquias, o Plaino Malaquias, o Colúvio Engenho, o Colúvio São Bento e o Colúvio Preguiçoso esfericidades que variam do modelo/tipo prismoidal, perpassando pelo esférico e atingindo o discoidal, diferentemente do apresentado pela Lagoa das Pedras, onde sua esfericidade transmuta entre o prismoidal ao discoidal, não possuindo nenhum elemento esférico.

Outra diferença está no grau de arredondamento, enquanto os colúvios Engenho, São Bento e Preguiçoso apresentaram arredondamento variando do modelo/tipo muito angular a arredondado, o Plaino Malaquias, a Lagoa das Pedras amostra 23, e o Leque Malaquias, amostras 20, 85 e 110, apresentaram arredondamento variando do modelo/tipo muito angular a subangular, enquanto que a Lagoa das Pedras, amostra 56 e o Leque Malaquias, amostras 60 e 110,

apresentaram arredondamento variando do modelo/tipo muito angular à bem arredondado.

A ultima diferença diz respeito à textura superficial, esta que para o Leque Malaquias, Plaino Malaquias, Lagoa das Pedras, e o Colúvio São Bento, amostra 10, se apresenta entre sacaroidal e fosca. Já para o Colúvio Engenho, Colúvio Preguiçoso, e o Colúvio São Bento, amostra 80 além da textura sacaroidal e fosca, apresentou-se a textura polida.

Analisando globalmente é possível inferir que todas as áreas fontes dos respectivos depósitos são proximais, indicando que a morfologia dos grãos deve-se, principalmente, à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte, corroborando com os resultados apresentados pelas análises das curvas cumulativas.

É importante ressaltar, que todas as amostras apresentaram grãos com abundância de material em diversos estágios de alteração, com presença de feldspatos frescos, o que sugere um transporte relativamente rápido, com isolamento do material após a deposição, **apontando para os fluxos gravitacionais típicos do semiárido nordestino.**

4.4 RESULTADOS ESTATÍSTICOS

A principal propriedade de um sedimento consiste no tamanho de suas partículas, que afeta as condições de deposição e transporte, podendo ser utilizado como uma ferramenta básica na interpretação de ambientes de sedimentação (Folk e Ward, 1957; Friedman, 1979; Sugita e Maruno, 2001).

A análise do tamanho do grão é aplicada para correlacionar amostras provenientes de diferentes unidades estratigráficas, determinar o agente de transporte e deposição (vento, rio, corrente de turbidez, etc.) e determinar processos de deposição final para caracterizar o ambiente de sedimentação (Carver, 1971).

Tendo em vista que o peneiramento (anteriormente demonstrado) possuir um limite de categorias de análise, haja vista o número limitado de peneiras (phi φ) utilizadas, torna-se necessário, para a caracterização das amostras, um tratamento matemático dos dados de distribuição do tamanho do grão.

Desta forma, nesta pesquisa, o tratamento matemático utilizado deu-se através do software Sysgran 3.0, este que basicamente propõe três tipos de manipulações matemáticas de dados:

> *a) interpretação visual da distribuição, através de histogramas, curvas de distribuição de frequências, etc (estas análises já foram anteriormente demostradas utilizando planilhas e gráficos em Excel, tento em conta a melhor visualização);*
>
> *b) cálculo de parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, assimetria e curtose) a partir dos dados originais de percentagens, embasando-se em Folk e Ward (1957), e;*
>
> *c) classificação dos sedimentos utilizando o calculo dos parâmetros estatísticos a partir de interceptos tirados visualmente a partir de gráficos ou por métodos de interpolação-regressão (métodos gráficos - Shepard, Pejrup e Folk).*

A obtenção de dados numéricos para tal análise foi adquirida, em parte, no método de Gale e Hoare (1991) e métodos convencionais.

O modelo estatístico no qual todos os parâmetros são estimados, é baseado na distribuição normal e, portanto, amostras com grandes desvios desta distribuição não podem ser corretamente interpretadas.

4.4.1 Seleção, Assimetria e Curtose

O selecionamento ou grau de **seleção** é uma medida de dispersão da amostra, ou seja, o desvio padrão (σ) da distribuição de tamanho, esta que expõe o resultado do processo de sedimentação que atuou sobre o material. Sedimentos bem selecionados implicam em grãos com pequena dispersão dos seus valores granulométricos, ou dos valores das medidas de tendência central. Com o aumento do transporte ou da agitação do meio as partículas de diferentes tamanhos tendem a ser separadas por tamanho.

Folk e Ward (1957) sugerem que uma escala qualitativa seja usada convenientemente para descrição de grau de seleção de sedimentos, que apresenta os seguintes limites:

a, menor que 0,35 = muito bem selecionado;
0,35 a 0,50 = bem selecionado;
0,50 a 1,00 = moderadamente selecionado;
1,00 a 2,00 = pobremente selecionado;
2,00 a 4,00 = muito pobremente selecionado;
o-, maior que 4,00 = extremamente mal selecionado.

Conforme exposto na Tabela 10, todas as amostras oriundas do Maciço Estrutural de Água Branca apresentaram sedimentos **muito pobremente selecionados**. Segundo Camargo Filho e Bigarella (1998), **sedimentos pobremente selecionados indicam depósitos heterogêneos oriundos de fluxos gravitacionais ou sedimentação fluvial**. Para Corrêa (2001), este parâmetro reflete episódios de maior energia no sistema deposicional, capaz de transportar materiais mais grossos. Todavia, pode-se verificar que o grau de seleção depende até certo ponto da granulometria do material.

Tabela 10 – Grau de Seleção

AMOSTRAS	Seleção	Classificação
CE 140	2,973	Muito pobremente selecionado
CE 90	2,903	Muito pobremente selecionado
CE 30	2,904	Muito pobremente selecionado
CP 140	2,599	Muito pobremente selecionado
CP 50	2,612	Muito pobremente selecionado
CSB 80	2,991	Muito pobremente selecionado
CSB 10	2,923	Muito pobremente selecionado
LM125	2,547	Muito pobremente selecionado
LM110	2,418	Muito pobremente selecionado
LMRavina85	2,244	Muito pobremente selecionado
LM60	2,174	Muito pobremente selecionado
LM20	2,426	Muito pobremente selecionado
LP56	2,601	Muito pobremente selecionado
LP23	2,758	Muito pobremente selecionado
PM40	2,66	Muito pobremente selecionado
PM10	2,922	Muito pobremente selecionado

O grau de **assimetria** de um sedimento é indicado pelo afastamento do diâmetro médio da mediana. Em uma distribuição simétrica, o diâmetro médio e a mediana coincidem e, portanto, não existe assimetria. Tal parâmetro é responsável por fornecer indicações sobre a natureza do fluxo transportador.

Folk e Ward (1957) afirmam que os limites matemáticos da assimetria são +1,0 e -1,0, mas poucas curvas possuem graus de assimetria superiores a +0,8 e -0,8. Em geral, sedimentos naturais com valores de assimetria acima deste valor são raros. Se os resultados forem positivos, a distribuição se achará desviada para o lado dos valores maiores, e a amostra possuirá uma cauda de material mais fino, e fluxo unidirecional com fácies areno-argilosas; se os valores forem negativos, a média será menor que a mediana e a distribuição se achará desviada para os valores menores, e

a cauda estará do lado dos materiais mais grosseiros, apresentando fluxo bidirecional com fácies argilo-arenosos e argilo-sílticas.

Dessa forma, tais autores sugerem uma escala qualitativa que possa ser convenientemente usada para descrição do grau de assimetria dos sedimentos:

Skj entre -1,00 e -0,30 = assimetria muito negativa;
-0,30 e -0,10 = assimetria negativa;
-0,10 e +0,10 = aproximadamente simétrica;
+ 0,10 e +0,30 = assimetria positiva;
+ 0,30 e +1,00 = assimetria muito positiva.

Conforme exposto na Tabela 11, o grau de assimetria mostrou-se muito variado para as amostras do Maciço Estrutural de Água Branca, dessa forma as amostras LM 60, LM 85, LM 110, LM 125, estas pertencentes a um mesmo pacote sedimentar, o Leque Malaquias, localizado a margem de uma drenagem intermitente, e a amostra PM 40, próxima também ao Leque Malaquias, e em consequência a drenagem intermitente, apresentaram assimetria muito positiva, com fluxos unidirecionais, e fácies areno-argilosas.

As amostras PM 10; LP 23, LP 56 (pertencente ao mesmo pacote sedimentar, a Lagoa das Pedras); CP 50, CP 140 (pertencente ao mesmo pacote sedimentar, a Colúvio Preguiçoso); e a amostra CE 140, apresentaram assimetria muito negativa, excluindo a amostra PM 10, com fluxo bidirecional e fácies argilo-arenosos/argilo-sílticas.

As amostras LM 20, CBS 10, CBS 80, CE 30 E CE 90, por apresentarem assimetria aproximadamente simétrica, não foi possível distinguir o tipo de fluxo ou fácie.

Tais resultados, em complemento com os já expostos, apontam para a presença de sedimentos mal selecionados, depositados por meio de fluxos gravitacionais, estes que podem ser divididos em fluxos de detritos, e fluxos de lama, e apresentarem aspecto coesivo ou não, assim como a turbidez, caracterizando, dessa forma, sedimentos mal selecionados que a depender do fluxo se mostram mais mal selecionados, ou menos.

Tabela 11 – Assimetria

AMOSTRAS	Assimetria	Assimetria	Fluxo	Fácies
CE 140	-0,2383	Negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/argilo-sílticas
CE 90	0,03741	Aproximadamente simétrica	-	-
CE 30	0,07783	Aproximadamente simétrica	-	-
CP 140	-0,7883	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/argilo-sílticas
CP 50	-0,7911	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/argilo-sílticas
CSB 80	0,06402	Aproximadamente simétrica	-	-
CSB 10	0,0325	Aproximadamente simétrica	-	-
LM125	0,4786	Muito positiva	Unidirecional	areno-argilosas
LM110	0,5319	Muito positiva	Unidirecional	areno-argilosas
LMRavina85	0,3562	Muito positiva	Unidirecional	areno-argilosas
LM60	0,399	Muito positiva	Unidirecional	areno-argilosas
LM20	0,04201	Aproximadamente simétrica	-	-
LP56	-0,8246	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/argilo-sílticas
LP23	-0,8037	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/argilo-sílticas
PM40	0,4988	Muito positiva	Unidirecional	areno-argilosas
PM10	-0,1695	Negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/argilo-sílticas

(-) Não foi possível determinar

A **curtose** consiste no grau de achatamento de uma curva em relação à curva representativa de uma distribuição normal. A maior parte das medidas de curtose computa a razão entre as dispersões (espalhamento) na parte central e nas caudas das curvas de distribuição.

A curva de distribuição da curtose pode ser classificada como: platicúrtica (achatada), mesocúrtica (normal) ou leptocúrtica (alongada). Os valores de curtose muito altos ou muito baixos podem sugerir que um tipo de material foi transportado de uma determinada área fonte e depositado sem perder suas características originais. A curva platicúrtica mostra um espalhamento de sedimentos mais finos e mais grossos nas caudas, indicando mistura de diferentes sub-populações. A ausência de espalhamento de sedimentos nas curvas leptocúrticas indica sedimentos bem selecionados na parte central da distribuição. Segundo Martins (1965), os sedimentos praiais, em geral, possuem curvas leptocúrticas, enquanto que sedimentos eólicos, curvas mesocúrticas.

Nesta medida, as curvas normais têm valor de KG = 1,00. Distribuições muito platicúrticas (isto é, distribuições bimodais com duas modas iguais e amplamente

separadas = distribuição tipo "sela de cavalo") podem apresentar valores de KG tão baixos que podem chegar a 0,6, enquanto que distribuições muito platicúrticas, contendo caudas de sedimentos mais finos e mais grosseiros, podem apresentar valores de 1,5 a 3,0, e até mais. KG parece atingir valor máximo de cerca de 8,0 sob condições naturais, isto é, nos casos de picos extremamente finos e altos; o valor mínimo matematicamente possível é 0,41; Curva com KG = 2,00 seria leptocúrtica ou excessivamente aguda, isto é, representaria um sedimento relativamente bem selecionado na parte central da distribuição.

Para classificar uma curva, segundo os valores de curtose, usam-se os seguintes limites:

KG menor que 0,67 = muito platicúrtica;
0,67 a 0,90 = platicúrtica;
0,90 a 1,11 = mesocúrtica;
1,11 a 1,50 = leptocúrtica;
1,50 a 3,00 = muito leptocúrtica;
KG maior que 3,00 = extremamente leptocúrtica.

De acordo com a Tabela 12, a grande maioria das amostras do Maciço Estrutural de Água Branca apresentam-se platicúrticas, indicando mistura de diferentes sub-populações ou seja, mistura de diferentes classes granulométricas. A amostra LM 60 apesar de ter se mostrado mesocúrtica, nessa conjuntura assemelha-se a platicúticas, sugerindo assim, o proposto por Folk e Ward (1957), “o sedimento foi transportado da área-fonte e depositado sem perder suas características originais”.

As amostras PM 40, LM 20 e LM 110, apresentaram-se leptocúrticas, estas que se caracterizam pela presença de sedimentos bem selecionados na parte central da distribuição, todavia tal aspecto não foi corroborado pelas análises anteriores.

Tabela 12 – Curtose

AMOSTRAS	Média	Curtose	Curtose
CE 140	4,469	0,6084	Muito platicúrtica
CE 90	4,181	0,6009	Muito platicúrtica
CE 30	4,114	0,6052	Muito platicúrtica
CP 140	5,53	0,5851	Muito platicúrtica
CP 50	5,528	0,5894	Muito platicúrtica
CSB 80	3,98	0,5985	Muito platicúrtica
CSB 10	4,176	0,6203	Muito platicúrtica
LM125	3,954	0,5547	Muito platicúrtica
LM110	3,933	1,563	Muito leptocúrtica
LMRavina85	4,568	0,5505	Muito platicúrtica
LM60	4,429	1,066	Mesocúrtica
LM20	2,081	1,328	Leptocúrtica
LP23	5,49	0,6488	Muito platicúrtica
LP56	5,623	0,747	Platicúrtica
PM40	3,427	1,169	Leptocúrtica
PM10	4,444	0,6025	Muito platicúrtica

4.4.2 Diagrama triangular de Shepard (1954)

Os diagramas triangulares são de grande aplicação na sedimentologia, pois, além de representarem atributos granulométricos também representam características mineralógicas. Um gráfico triangular poderá indicar as contribuições relativas de cada uma das rochas matrizes dos sedimentos.

O diagrama triangular de Shepard (1954) busca classificar os sedimentos clásticos, de acordo com a granulometria. Os resultados nos diagramas são mostrados através de triângulos de diversos tamanhos, o que representa a quantidade de grânulos na amostra, sendo essa a quarta variável no triângulo. Algumas amostras do Leque Malaquias (LM) aparecem sobrepostas por serem de composições granulométricas muito semelhantes entre si.

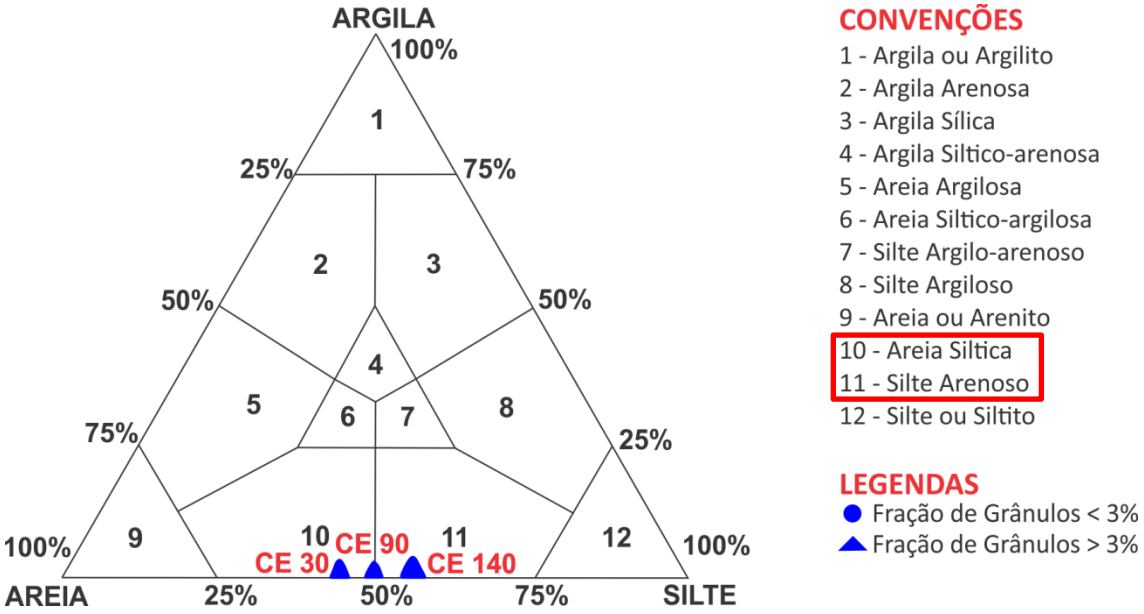
A Tabela 13 e a Figura 55 mostram os diagramas triangulares com as fácies sedimentares encontradas na área de estudo. **Pode-se observar a coexistência de três fácies (Areia ou Arenito, Areia Siltíca e Silte Arenoso), ocorrendo a predominância das fácies Areia Siltíca e Silte Arenoso.**

Tabela 13 – Diagrama triangular de Shepard (1954)

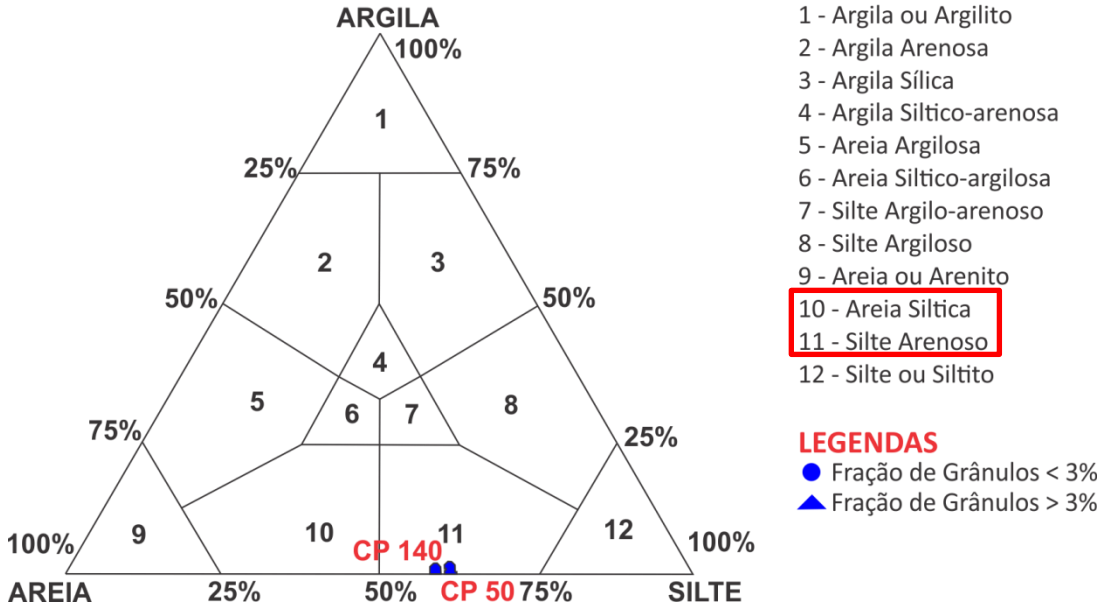
AMOSTRAS	Sedimento	Fração	
CE 140	Silte Arenoso	>3%	
CE 90	Areia Siltica/Silte Arenoso	>3%	
CE 30	Areia Siltica	>3%	
CP 140	Silte Arenoso	<3%	
CP 50	Silte Arenoso	<3%	
CSB 80	Areia Siltica	>3%	
CSB 10	Areia Siltica/Silte Arenoso	>3%	
LM125	Areia Siltica	<3%	
LM110	Areia ou Arenito/Silte Arenoso	>3%	
LMRavina85	Areia Siltica	<3%	
LM60	Areia Siltica	<3%	
LM20	Areia ou Arenito/Silte Arenoso	>3%	
LP23	Silte Arenoso	>3%	
LP56	Silte Arenoso	<3%	
PM40	Areia Siltica	<3%	
PM10	Silte Arenoso	>3%	

Diagrama 2 – Diagrama triangular de Shepard (1954), para as áreas de coleta.

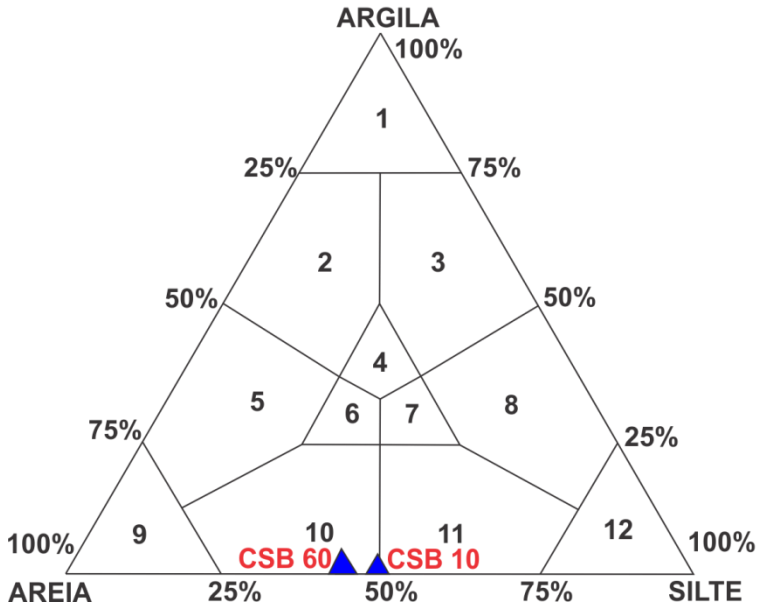
a) Diagrama triangular de Shepard (1954) – Colúvio Engenho (CE)



b) Diagrama triangular de Shepard (1954) – Colúvio Preguiçoso (CP)



c) Diagrama triangular de Shepard (1954) – Colúvio São Bento (CSB)



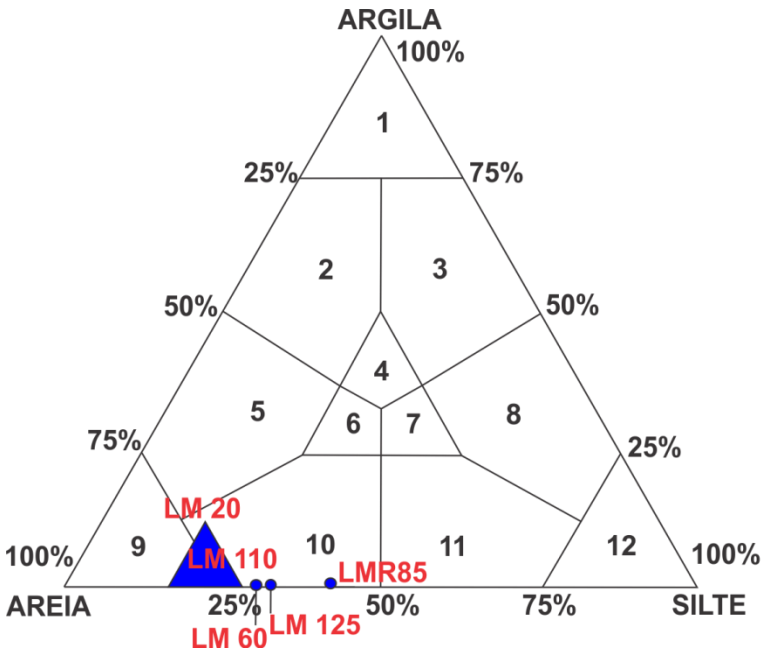
CONVENÇÕES

1 - Argila ou Argilito
2 - Argila Arenosa
3 - Argila Sílica
4 - Argila Siltico-arenosa
5 - Areia Argilosa
6 - Areia Siltico-argilosa
7 - Silte Argilo-arenoso
8 - Silte Argiloso
9 - Areia ou Arenito
10 - Areia Siltica
11 - Silte Arenoso
12 - Silte ou Siltito

LEGENDAS

● Fração de Grânulos < 3%
▲ Fração de Grânulos > 3%

d) Diagrama triangular de Shepard (1954) – Leque Malaquias (LM)



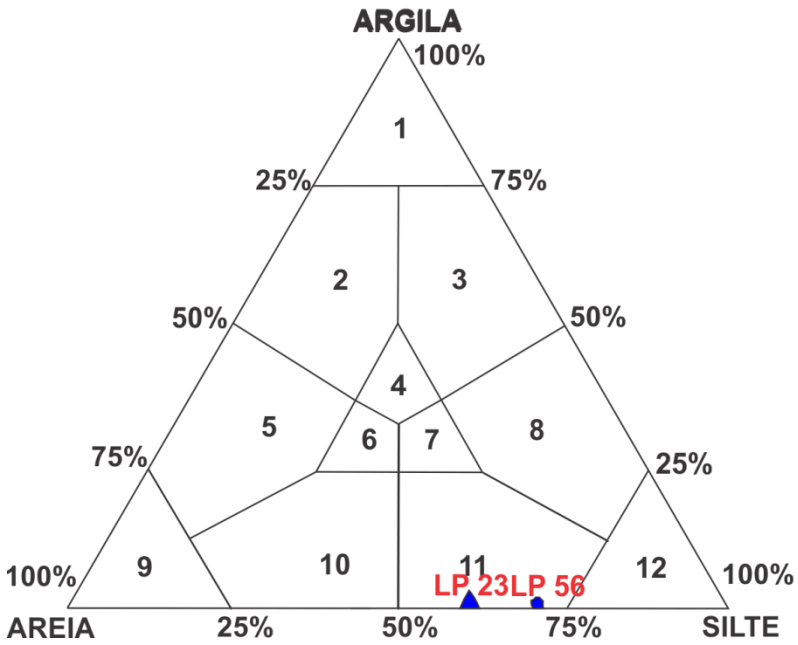
CONVENÇÕES

1 - Argila ou Argilito
2 - Argila Arenosa
3 - Argila Sílica
4 - Argila Siltico-arenosa
5 - Areia Argilosa
6 - Areia Siltico-argilosa
7 - Silte Argilo-arenoso
8 - Silte Argiloso
9 - Areia ou Arenito
10 - Areia Siltica
11 - Silte Arenoso
12 - Silte ou Siltito

LEGENDAS

● Fração de Grânulos < 3%
▲ Fração de Grânulos > 3%

e) Diagrama triangular de Shepard (1954) – Lagoa das Pedras (LP)



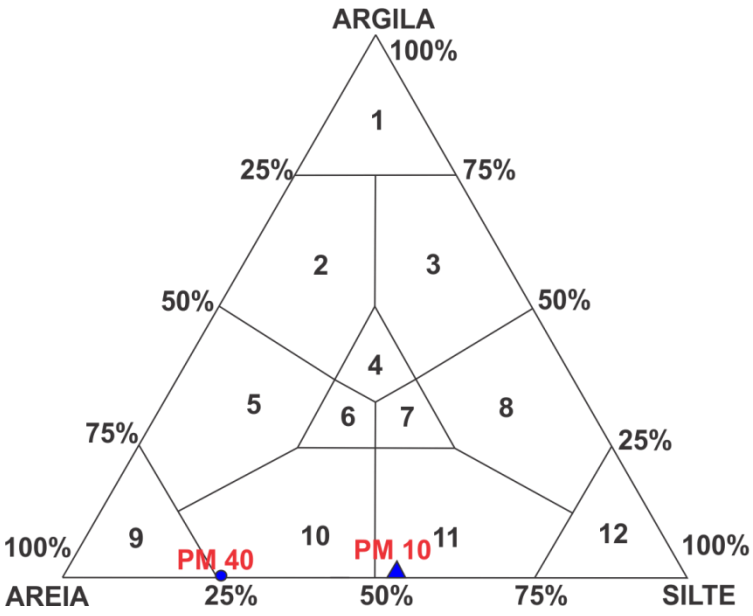
CONVENÇÕES

1 - Argila ou Argilito
2 - Argila Arenosa
3 - Argila Sílica
4 - Argila Siltico-arenosa
5 - Areia Argilosa
6 - Areia Siltico-argilosa
7 - Silte Argilo-arenoso
8 - Silte Argiloso
9 - Areia ou Arenito
10 - Areia Siltica
11 - Silte Arenoso
12 - Silte ou Siltito

LEGENDAS

● Fração de Grânulos < 3%
▲ Fração de Grânulos > 3%

f) Diagrama triangular de Shepard (1954) – Plaino Malaquias (LP)



CONVENÇÕES

1 - Argila ou Argilito
2 - Argila Arenosa
3 - Argila Sílica
4 - Argila Siltico-arenosa
5 - Areia Argilosa
6 - Areia Siltico-argilosa
7 - Silte Argilo-arenoso
8 - Silte Argiloso
9 - Areia ou Arenito
10 - Areia Siltica
11 - Silte Arenoso
12 - Silte ou Siltito

LEGENDAS

● Fração de Grânulos < 3%
▲ Fração de Grânulos > 3%

4.4.3 Diagrama triangular de Pejrup (1988)

O diagrama de Pejrup (1988) tem por objetivo demonstrar a hidrodinâmica a que os sedimentos foram submetidos até serem colmatados.

Este autor utiliza o teor de argila presente nos sedimentos, colocando que teores de argila maiores que 80%, na fração lama, são pouco frequentes e caracterizam ambientes de baixa energia. A presença de 20% de argila, na fração lama, é utilizada para representar ambientes de energia mais elevada e 50% de argila, na fração lama, é utilizada para dividir a seção média do diagrama em duas partes iguais (alta e moderada hidrodinâmica).

Desta maneira o diagrama proposto fica dividido em quatro seções. A seção I caracteriza ambientes com condições hidrodinâmicas muito baixas, enquanto que as seções II, III e IV, caracterizam ambientes com aumento gradativo da energia. Cada grupo “hidrodinâmico” (Seção) apresenta um zoneamento, designado pelas letras A a D, correspondendo o A a maiores níveis energéticos. Os níveis energéticos são menores quando a componente lodosa do sedimento é dominada por argila, e maior quando o silte predomina sobre a argila.

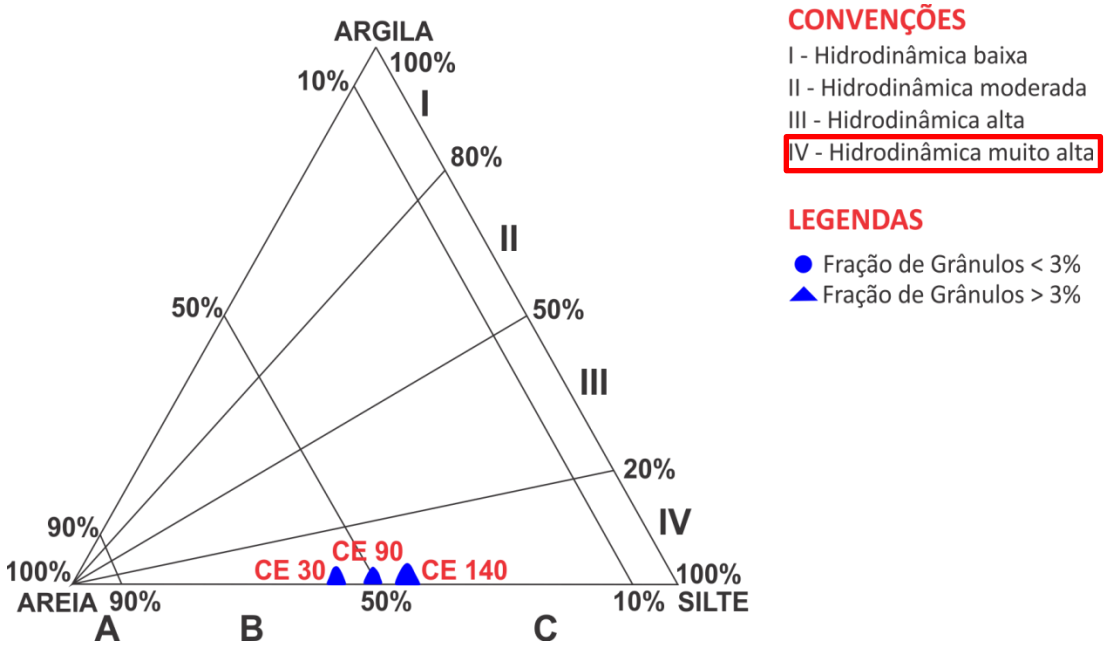
A partir da Tabela 14, é possível constatar que todas as amostras oriundas do Maciço Estrutural de Água Branca possuem hidrodinâmicas muito altas, todavia, as amostras LM 20 e LM 110 apresentaram hidrodinâmicas que variam entre alta à muito alta.

Tabela 14 – Diagramas triangulares de Pejrup (1988)

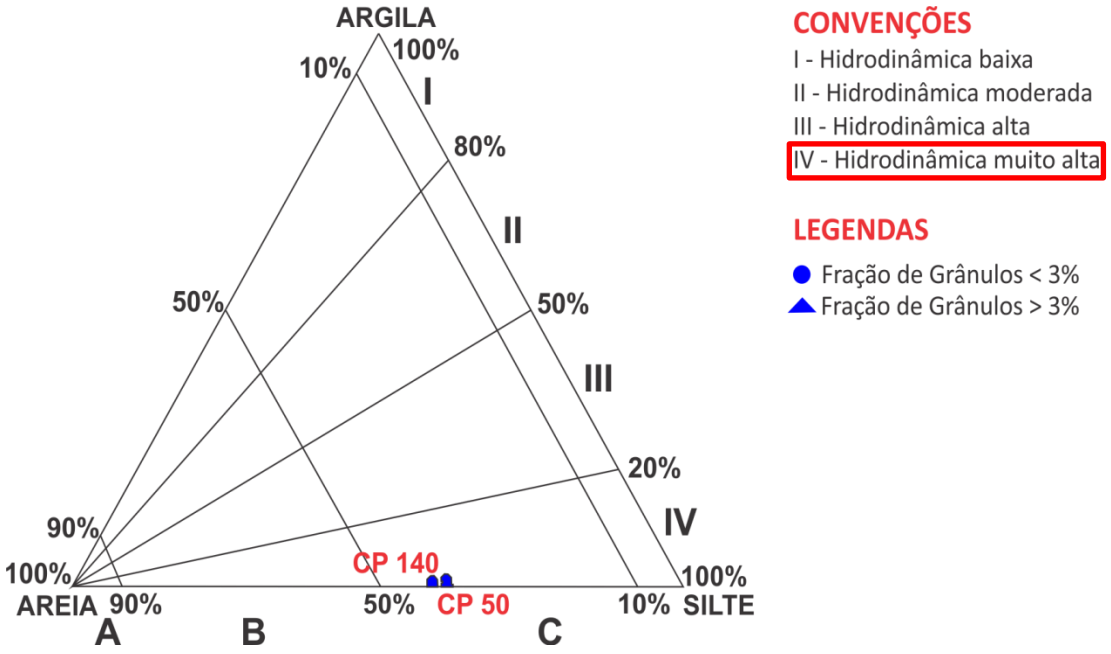
AMOSTRAS	Hidrodinâmica	Fração	
CE 140	Muito Alta	>3%	▲
CE 90	Muito Alta	>3%	▲
CE 30	Muito Alta	>3%	▲
CP 140	Muito Alta	<3%	●
CP 50	Muito Alta	<3%	●
CSB 80	Muito Alta	>3%	▲
CSB 10	Muito Alta	>3%	▲
LM125	Muito Alta	<3%	●
LM110	Alta/Muito Alta	>3%	▲
LMRavina85	Muito Alta	<3%	●
LM60	Muito Alta	<3%	●
LM20	Alta/Muito Alta	>3%	▲
LP23	Muito Alta	>3%	▲
LP56	Muito Alta	<3%	●
PM40	Muito Alta	<3%	●
PM10	Muito Alta	>3%	▲

Diagrama 3 – Diagrama triangular de Pejrup (1988), para as áreas de coleta.

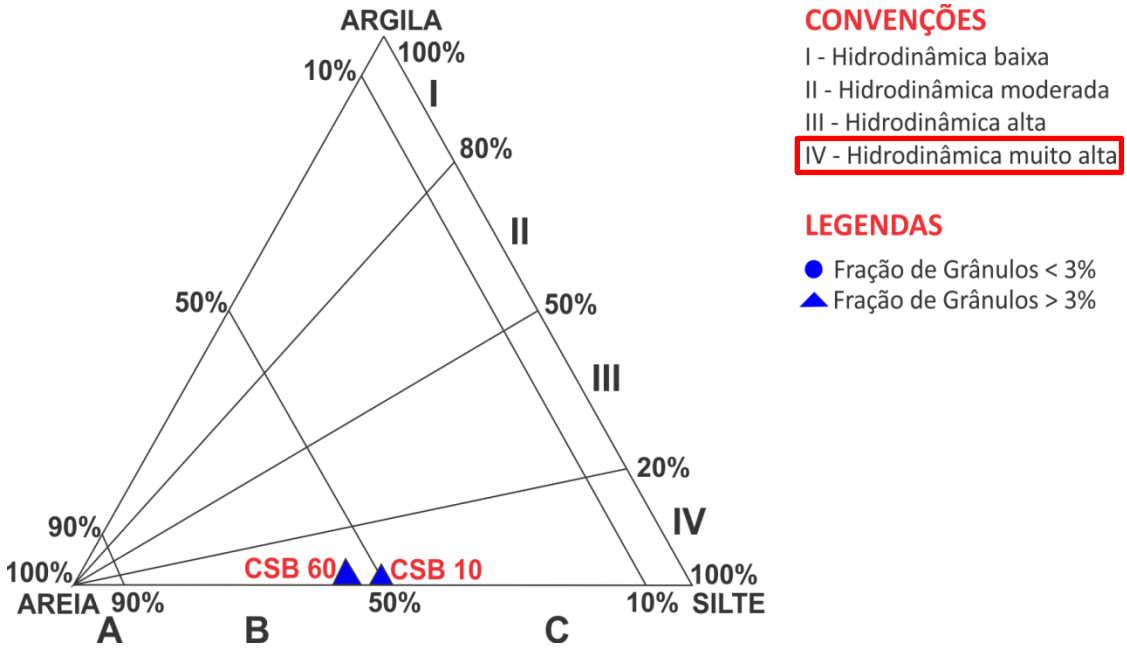
a) Diagrama triangular de Pejrup (1988) – Colúvio Engenho (CE)



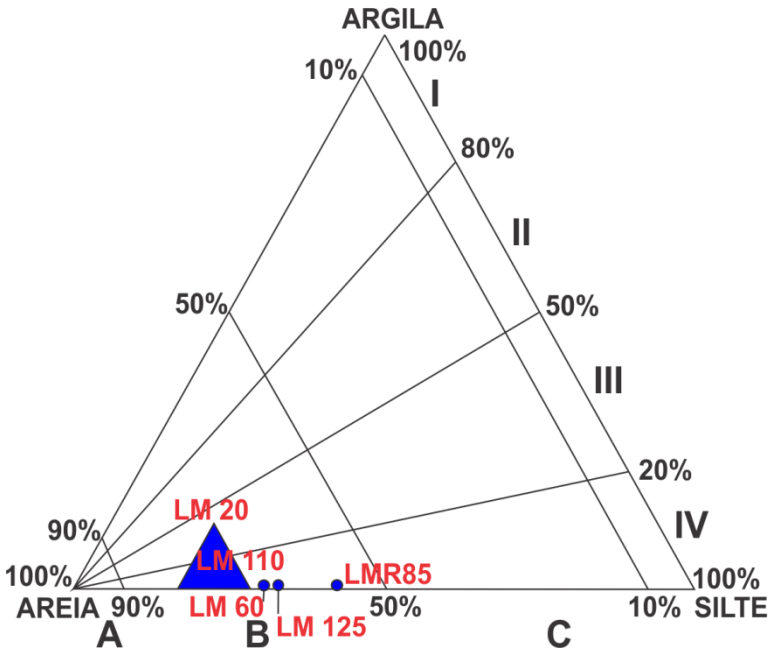
b) Diagrama triangular de Pejrup (1988) – Colúvio Preguiçoso (CE)



c) Diagrama triangular de Pejrup (1988) – Colúvio São Bento (CSB)



d) Diagrama triangular de Pejrup (1988) – Leque Malaquias (LM)



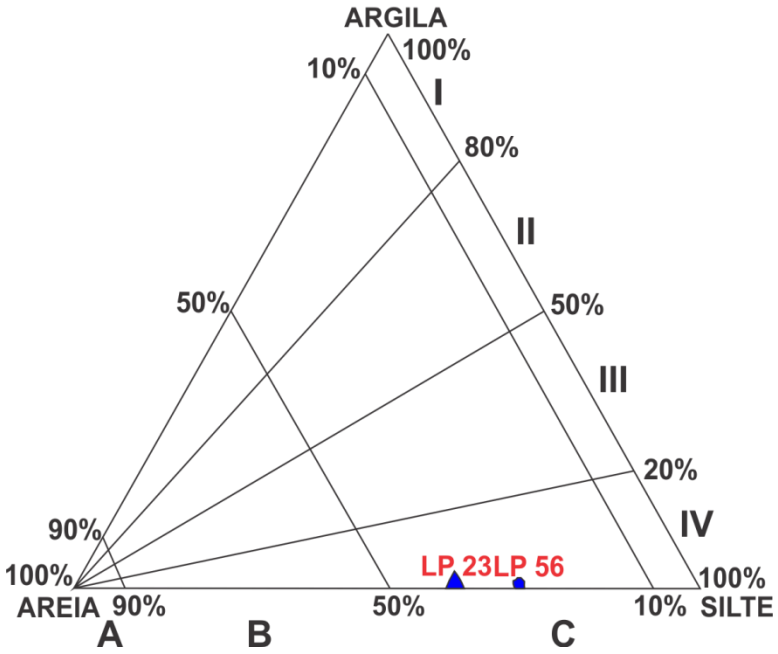
CONVENÇÕES

I - Hidrodinâmica baixa
II - Hidrodinâmica moderada
III - Hidrodinâmica alta
IV - Hidrodinâmica muito alta

LEGENDAS

● Fração de Grânulos < 3%
▲ Fração de Grânulos > 3%

e) Diagrama triangular de Pejrup (1988) – Lagoa das Pedras (LP)



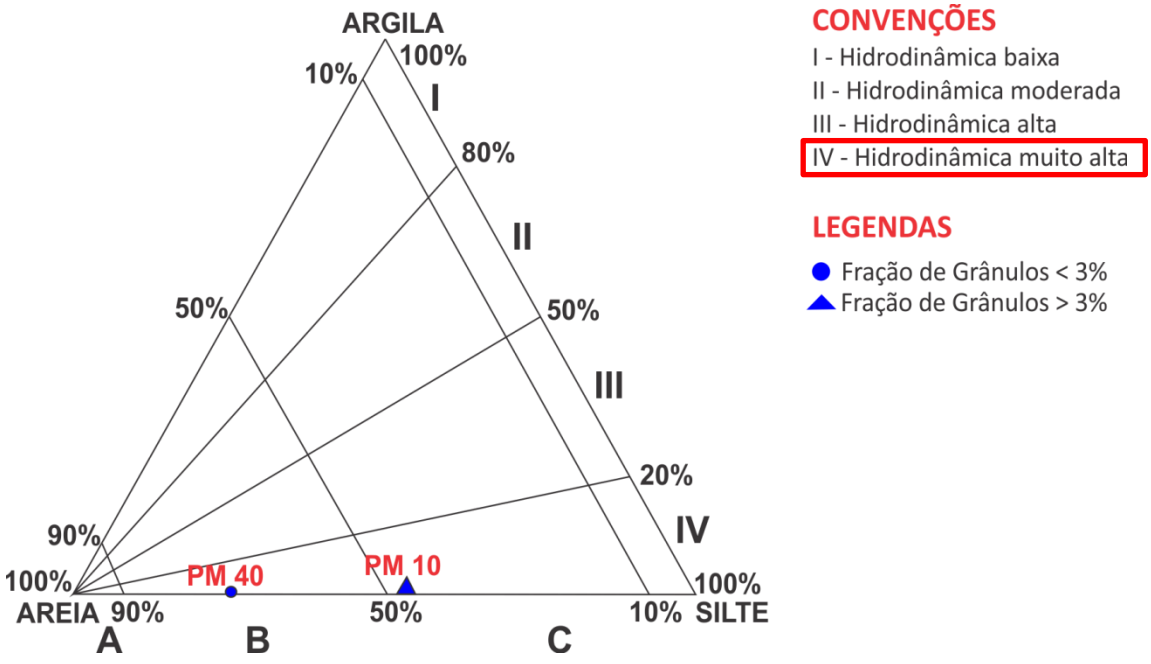
CONVENÇÕES

I - Hidrodinâmica baixa
II - Hidrodinâmica moderada
III - Hidrodinâmica alta
IV - Hidrodinâmica muito alta

LEGENDAS

● Fração de Grânulos < 3%
▲ Fração de Grânulos > 3%

F) Diagrama triangular de Pejrup (1988) – Plaino Malaquias (PM)



Os resultados expostos até o momento demonstram que todas as unidades deposicionais analisadas são unidades de alta energia, onde o processo predominante na deposição é a ocorrência de fluxos gravitacionais, estes que são fuxos hipersaturados desencadeados por um input demasiado de água (a água neste contexto age como agente condutor da formação desses fluxos), geralmente associado a situações torrenciais criadas por chuvas excessivas, com deslocamento a curta distância e com muita energia.

Estes fluxos gravitacionais, conforme exposto anteriormente, podem ser subdivididos genericamente em fluxos de detrito e fluxos de lama, que refletem energias diferentes, como também inputs hídricos diferentes.

Os fluxos de detritos são movimentos onde clastos de grandes dimensões, podem ser transportados em massa, praticamente sem fricção, mesmo em encostas de baixo gradiente. Podem ser canalizados ou não, e coesivos e não coesivos, a depender da porcentagem de granulação fina. Os não coesivos, definidos por possuírem no fluxo <10% de granulação fina, originam muitas vezes conglomerados clastos sustentados, muitas vezes com gradação inversa que podem apresentar

imbricação indicativa do sentido de transporte. Já os coesivos se definem por apresentarem alta taxa de sedimentos de granulação fina (<10%), comportamento plástico devido a baixa viscosidade, podendo formar conglomerados matriz-suportados, com a presença de clastos flutuantes.

Os fluxos de detritos são caracterizados por estarem associados a uma grande penetração da água nos níveis mais profundos dos horizontes de intemperismos, chegando a frente de intemperismo onde é possível encontrar fragmentos da rocha mãe. É importante destacar que este fluxo além de incorporar em sua realogia a fração cascalho, oriunda do fato de conseguir atingir níveis profundos do intemperismo frente de intemperismo, também incorpora a fração fina.

Os fluxos de lama, apresentam comportamento de fluido viscoso com movimentos internos laminares e turbulentos (turbidez), podendo produzir conglomerados clasto-sustentado. São reconhecidos por estarem associados a precipitações menos intensas, que ocorrem liberando os horizontes mais superficiais do manto de intemperismo, que no caso da área em análise assim como para semiárido nordestino, são desencadeado mesmo sem uma precipitação tão excessiva, haja vista estarem associados a rápida liquefação do material dado pelas as argilas expansivas (grande afinidade hídrica).

4.5 RESULTADOS CRONOLÓGICOS

Acerca dos resultados cronológicos, é necessário, nesta perspectiva, recorrer ao conceito de “cronogeomorfologia” adotado por Ab’Saber (1969). Para o autor, a “cronogeomorfologia” consiste na “interpretação da sequência de processos paleoclimáticos e morfoclimáticos atuantes na construção da estrutura superficial da paisagem”. Outrossim, ainda de acordo com este “a base rochosa da paisagem responde apenas por uma certa ossadura topográfica, pois, na realidade, são os processos morfoclimáticos sucessivos que realmente modelam e criam as feições próprias do relevo”.

Diante do exposto, torna-se clara a necessidade de integração entre diferentes escalas de processos geomorfológicos para a compreensão da formação da estrutura superficial da paisagem, objeto de análise empírica deste trabalho. Para este fim, lançamos mão de pressupostos sintetizados por diversos autores no que diz respeito a relação entre a morfogênese das unidades deposicionais e a temporalidade de seus respectivos processos desencadeadores:

- Knox (1972): “o momento máximo de atuação dos processos geomórficos ocorre no momento de transição entre duas situações climáticas, a exemplo da passagem da paisagem seca para úmida, e vice-versa”.
- Chorley e Kennedy (1971); Thornes e Brunsden (1977); Souza (2014): “é preciso compreender que as relações temporais dos depósitos quaternários são complexas e não lineares, logo, uma mudança na forma geomorfológica pode alterar os processos e estes podem alterar novamente as formas, estabelecendo uma dinâmica de retroalimentação”.
- Thornes e Brunsden (1977); Corrêa (2001): “a escala de tempo de atuação tem um papel crucial junto aos processos geomorfológicos, em áreas onde os processos contemporâneos diferem dos que produziram os depósitos que compõem a estrutura superficial da paisagem. Desse modo, os aspectos temporais são tão importantes quanto a intensidade, para o estudo dos movimentos de massa, sendo necessário juntar um conjunto de técnicas para a construção de uma metodologia capaz de explicar a interconexão de diferentes escalas de tempo”.

Tendo em mente tais pressupostos, para Thornes e Brunsden (1977) é possível classificar os dados em geomorfologia no que concerne a escala de tempo em distintas propriedades, tais como: dados discretos (estocásticos ou randômicos), sequenciais, únicos, agrupados (*clustered*) e cíclicos. Estes últimos, podem ser classificados quanto ao intervalo de recorrência, em longo prazo e curto prazo.

Sendo assim, os dados discretos (estocásticos ou randômicos) seriam aqueles em que não há continuidade no tempo e no espaço. Os sequenciais caracterizam-se por apresentarem uma variação contínua, a exemplo dos dados de temperatura. Os dados agrupados (*clustered*), não apresentam continuidade temporal, mas podem representar por exemplo a medição de precipitação em um determinado período. Quanto à ciclicidade dos dados, estes se caracterizam pelo retorno de determinadas condições em intervalos de tempo semelhantes. Estes ciclos podem ter um tempo de retorno nas mais variadas escalas.

Ao analisar dados geomorfológicos, principalmente os provenientes de datações absolutas, é preciso levar em consideração a quantidade de informações disponíveis para a região estudada, visto que, poucos dados podem refletir informações de caráter randômico, enquanto que muitos dados passam a fornecer informações agrupadas que podem revelar uma ciclicidade e seus intervalos de recorrência.

É importante frisar que a análise estratigráfica por si só não responde a todas as questões presentes neste trabalho, nesse sentido, de acordo com Amorim (2015), uma das estratégias de compreensão dos controles desencadeadores das variações no clima que servem de gatilho para mudanças na paisagem, consiste na correlação das idades com as características morfoestratigráficas dos depósitos, seus processos formativos e o desvio de temperatura global, neste caso em particular o desvio observado para o hemisfério sul baseado em Petit et al (1999). Além disso, faz-se também necessário um enquadramento desta análise frente às periodizações climáticas para o Quaternário já sedimentadas pela literatura, a exemplo: Pequena Idade do Gelo e Paleo-ENOS para o Holoceno superior.

Contudo, buscando a compreensão dos gatilhos dos processos geomorfológicos da área em estudo, é necessário um maior aprofundamento acerca

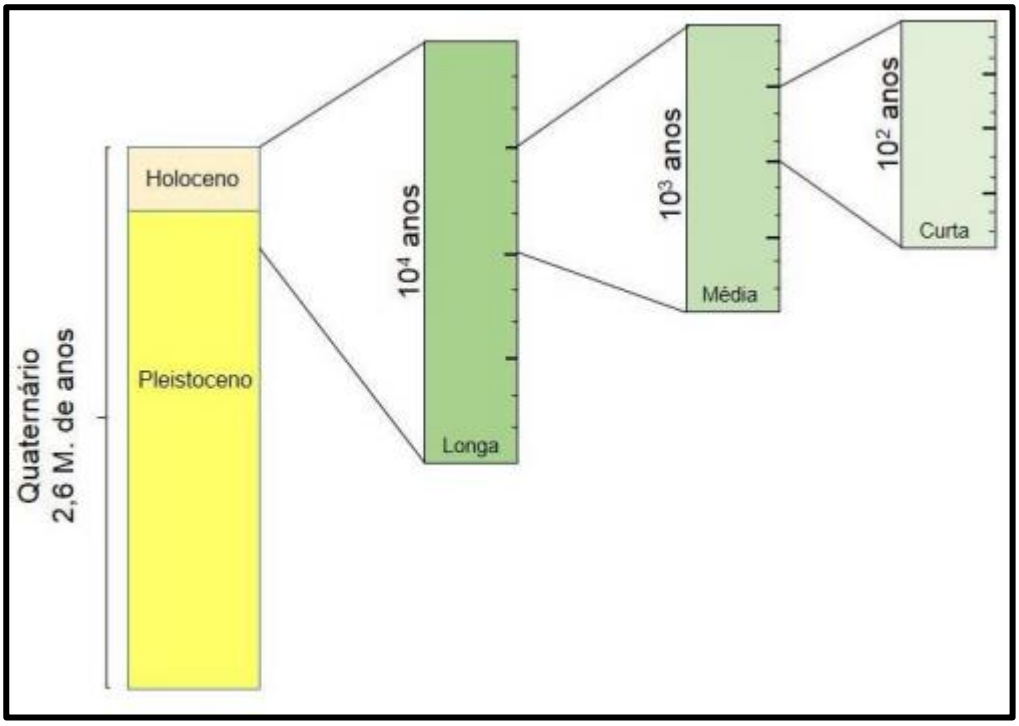
das escalas temporais vinculadas as variações climáticas em escala local, regional e global.

4.5.1 A Província da Borborema, o Maciço Estrutural de Água Branca e suas Escalas Temporais

A escala é uma referência de valor arbitrada segundo critérios que interessam à compreensão de um fenômeno. Sendo assim, pensar uma anexação de diferentes escalas, em variados processos geomorfológicos, em intervalos de tempos distintos, é um trabalho laborioso. Agrava-se o fato de incluir a análise o entendimento de que cada escala de tempo está relacionada a uma dimensão espacial de unidade geomorfológica (THOMAS, 1994).

Deste modo, para Amorim (2015), para inter-relações de escalas temporais faz-se necessário estabelecer subdivisões dos intervalos de tempo a serem utilizados, objetivando sistematizar as análises sobre os diferentes processos de superfície que ocorreram em diferentes escalas de tempo. Dessa forma, o autor propôs um modelo de subdivisão de escala de tempo longo, médio e curto (Figura 55).

Figura 55 – Modelo de subdivisão de escala de tempo longo, médio e curto.



Fonte: Adaptado de Amorim (2015).

Sendo a Coluna 1 a representação da subdivisão do período Quaternário em Pleistoceno e Holoceno. A Coluna 2 a representação de **escala de tempo longa**, na ordem dos **10.000 anos AP**. A coluna 3 a representação de **escala de tempo média**, na ordem dos **1.000 anos AP**. E por fim a coluna 4, a representação de **escala de tempo curta**, na ordem dos **100 anos AP**.

Para a Província da Borborema, onde está inserido o Maciço Estrutural de Água Branca, **em escala de tempo longa**, Lima (2008) e Tavares (2015) indicaram a presença de lateritas nos compartimentos elevados da Borborema (RN, PB e PE), levando em consideração que a existência destas está vinculada à variabilidade climática na escala de 10^7 anos AP (5 à 20 milhões de anos), relacionadas ainda a fases tectônicas subsequentes à separação entre o continente Sul-americano e o africano. As condições climáticas sob as quais estas lateritas foram formadas diferem bastante das condições atuais. Pressupõe-se que naquele momento as condições paleoclimáticas de toda a região eram bastante homogêneas, havendo um intenso processo de intemperismo com enriquecimento do manto de alteração em óxidos/hidróxidos de manganês e ferro, sob condições ambientais quentes e úmidas (LIMA, 2008 e TAVARES, 2015).

É importante frisar que os níveis de escalas maiores (longo prazo), apontam dados que permitem identificar mudanças significativas na evolução geológica e morfoestrutural da área, mas que não permitem compreender a evolução da estrutura superficial da paisagem na escala dos modelados agradacionais (BOND et al., 1993; ADAMS et al., 1999; THOMAS 2004).

Bond et al. (1993), Adams et al. (1999) e Thomas (2004), afirmam que para **média escala** as mudanças estão principalmente relacionadas a variações no recebimento de radiação solar na região tropical, apesar dos mecanismos desencadeadores serem, ainda, pouco conhecidos. Nesse contexto destaca-se os ciclos de Milankovich.

Para Amorim (2015), as escalas temporais para Província da Borborema acima de 10ka não permitem uma compreensão satisfatória da dinâmica estruturadora da paisagem, tendo em vista que, a grande maioria dos eventos ocorridos nesta área concentram-se ao longo do Holoceno, mais precisamente após 9ka AP.

Diante de tal cenário, Corrêa (2001), Corrêa et.al. (2005), Mutzenberg (2007), Silva (2007), Melo (2008), Bezerra et. al. (2008), Silva et al. (2013), Missura (2013), Silva (2013), Lira (2014), e Amorim (2015), embasados em resultados obtidos através de métodos de datação absoluta, propuseram as escalas de tempo para a Província da Borborema divididas em eventos climáticos de grande repercussão geomorfológica global, sendo estes: Ultimo interestadial do Pleistoceno, Último Máximo Glacial, Transição Pleistoceno/Holoceno, Ótimo Climático do Holoceno Médio e Segundo Ótimo Climático do Holoceno Superior. Desta forma, a atual estrutura superficial da paisagem no semiárido do Nordeste, especificamente no interior da Província da Borborema, deve-se em grande parte a gatilhos geomorfológicos desencadeados ao longo destes eventos paleoclimáticos.

É importante destacar, que para a maioria dos trabalhos elencados acima, do ponto de vista paleoclimático, os depósitos de colúvio mostraram-se apenas como um proxy sub-ótimo para a reconstrução paleocimática, tendo em vista que só é possível correlacionar a existência de coluviamento a momentos significativos de *input* de precipitação. Todavia, é necessário o cuidado interpretativo, haja vista, que os sedimentos de encosta podem representar tanto um período de intensa atividade geomorfológica, quanto um único evento isolado.

Apesar de integrar a Província Borborema, entretanto, o Maciço Estrutural de Água Branca a partir de datações absolutas por LOE obtidas para seus modelados de agradação, Tabela 15 e Figura 56, não apresentou idades de sedimentos correlacionáveis a todos os eventos elencados acima, restringindo-se a temporalidade de suas coberturas superficiais remobilizadas apenas ao Fim do ótimo climático, e à ocorrência de Paleo-ENOS e Pequena Idade do Gelo no Holoceno superior.

Tabela 15: Integração entre idades, eventos e escala.

AMOSTRAS	Idades	Eventos	Escala
CE 30	5.810 ± 500	Fim do Ótimo Climático	Regional/Global
PM 10	5.500 ± 850		
CP 50	4.650 ± 465	Paleo-ENOS	Local/Regional
LM 20	4.400 ± 660		
CE 90	4.320 ± 350		
CSB 10	3.980 ± 450		
LP 23	3.600 ± 540		
CSB 80	3.500 ± 450		
LP 56	3.380 ± 550		
CE 140	3.100 ± 310		
CP 140	2.630 ± 250		
LM 125	850 ± 130	Pequena Idade do Gelo	Regional/Global
LM 110	600 ± 90		
LM Ravina 85	315 ± 50		
LM 60	270 ± 40		

Além do exposto no quadro acima, quando correlacionamos as idades encontradas e a variação de temperatura exposta por Petit et al. (1999) para o Hemisfério Sul, Gráfico 2, é possível destacar que apesar das idades encontradas se concentrarem em determinado período do Holoceno, refletindo escalas de eventos desencadeadores de diversas ordens de abrangência espacial, essas apresentam também algumas outras peculiaridades.

Figura 56 – Integração entre depósitos e idades.

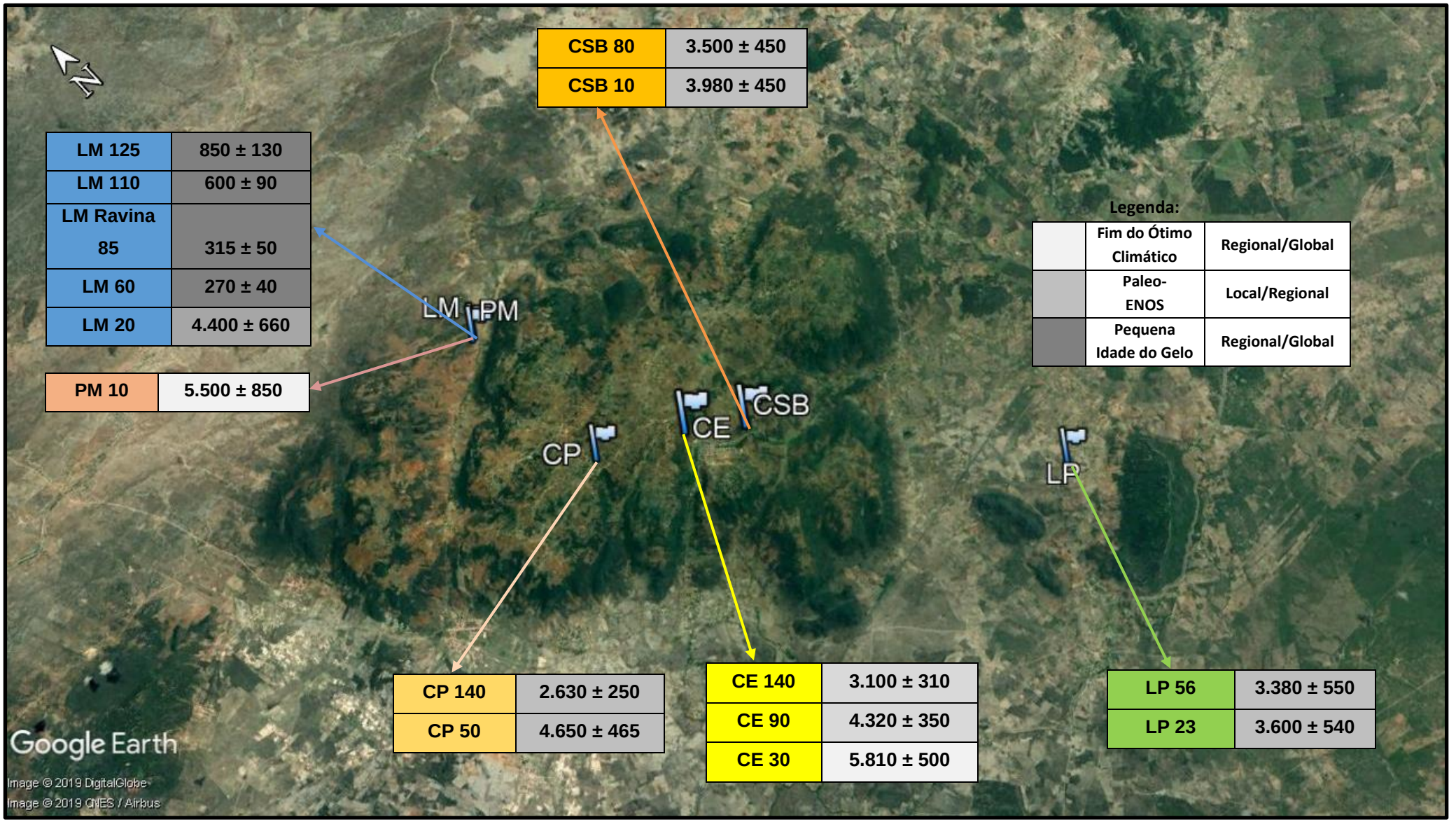
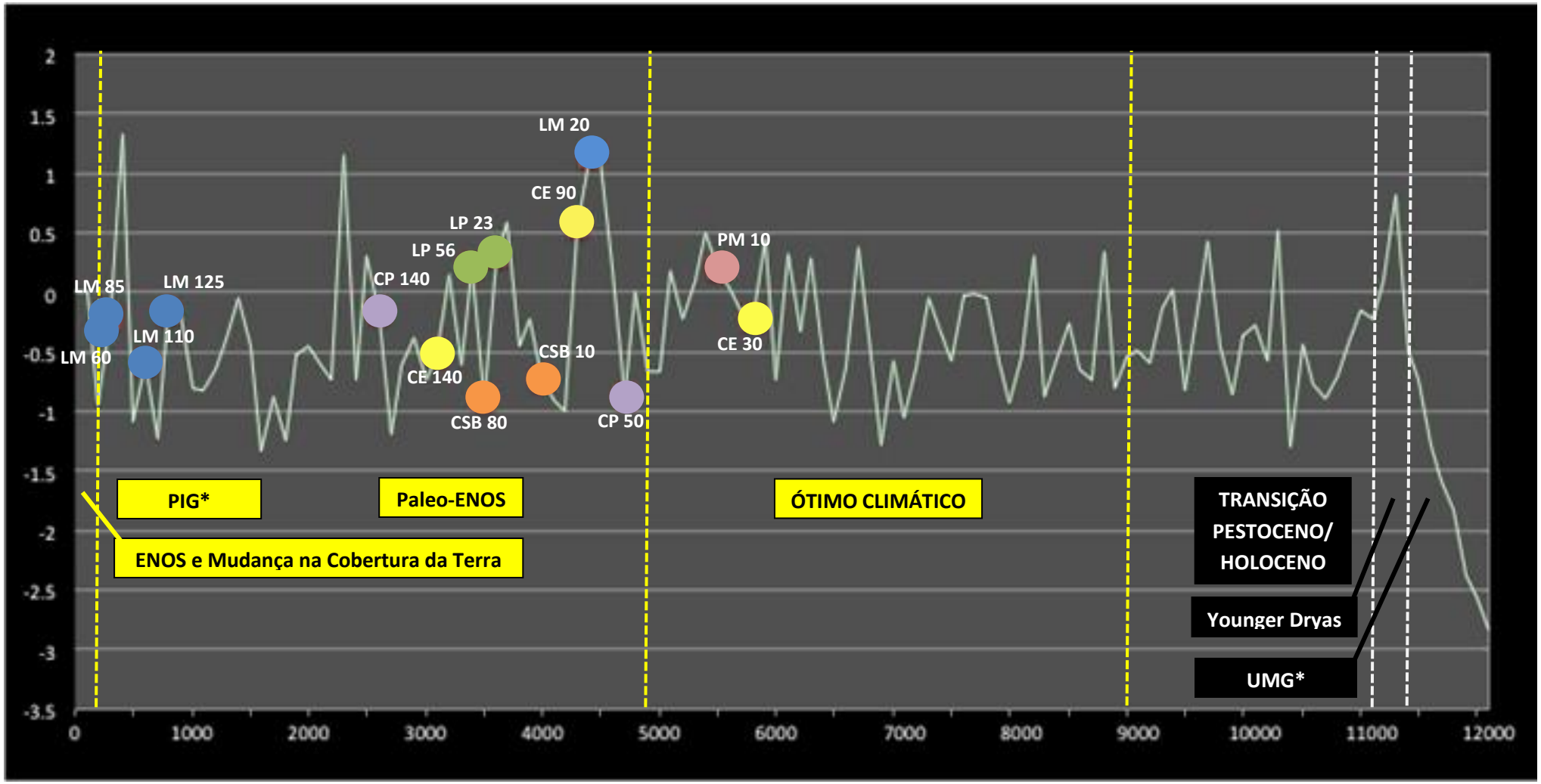


Gráfico 2 – Inter-relação entre Idades encontradas no Maciço Estrutural de Água Branca e Temperatura (Petit et al., 1999).



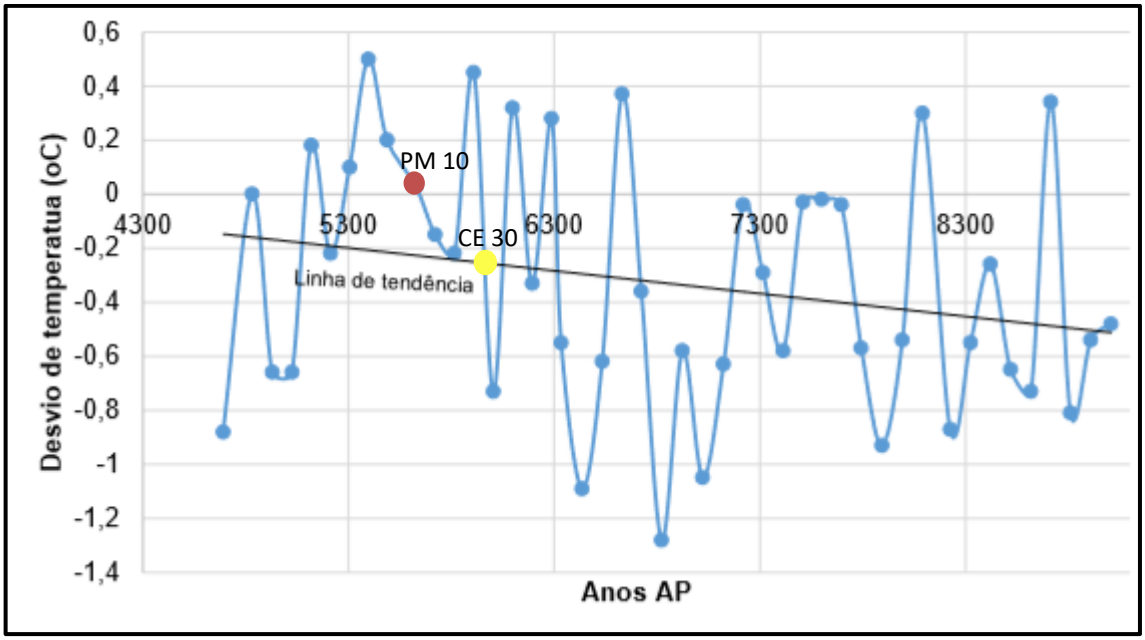
*PIG: Pequena Idade do Gelo; *UMG: Último Máximo Glacial

4.5.1.1 Fim do Ótimo Climático

O ótimo climático consiste no período de 9.000 a 4.700 AP. Possui escala regional/global/milenar, e é caracterizado, no contexto global, pela organização climática, com destaque para o aumento de temperatura (Gráfico 3) e umidade, desencadeando fluxos de detritos, movimento de massa e corridas de lama ou fluxos aluviais não canalizados no contexto do Nordeste oriental semiárido. Neste período climático encontram-se as duas amostras mais antigas encontradas no Maciço Estrutural de Água Branca, CE 30 com 5.810 anos AP, e PM com 5.500 anos AP.

Gráfico 3 – Gráfico com desvio de temperatura global para o período compreendido entre 9.000 e 4.700 anos AP e marcação das amostras CE 30 e PM 10.

AMOSTRAS	Idades	Eventos
CE 30	5.810 ± 500	Fim do Ótimo Climático
PM 10	5.500 ± 850	



Fonte: Adaptado de Amorim (2015), como base nos dados de Petit et al., (1999).

Analisando o Gráfico 2, questiona-se se os gatilhos desencadeadores dos processos geomorfológicos estão relacionados a fases de temperaturas médias globais mais frias ou mais quentes. Entretanto, observa-se que a mudança entre fases se dá de forma relativamente rápida, podendo ocorrer ao longo de algumas décadas, enquanto a taxa de resfriamento é relativamente mais longa, na escala de milhares de anos (BOND et al., 1993; ADAMS et al., 1999; THOMAS 2004).

Observando a escala de 1Ka (mil anos), é possível constatar que a variação na temperatura é condizente com as paleotemperaturas já registradas para a região semiárida, por meio do trabalho de Mutzenberg et al. (2013), onde encontrou-se idade de 9,91 Ka a 8 Ka em concreções carbonáticas na lagoa do Uri, município de Salgueiro (PE), sugerindo que o clima de aridez severa na região perdurou até o início do Holoceno médio, com temperaturas rebaixadas em até 6ºC. Observa-se então que na escala de centenas de anos, ocorreram variações positivas na temperatura para o mesmo período analisado, corroborando a tendência demonstrada pelo Gráfico 2.

De acordo com Amorim (2015) e com base no gráfico supracitado, pode-se inferir que as variações climáticas na escala de milhares de anos são pontuadas por curtos pulsos de energia que causam respostas na paisagem, levando a diferentes assinaturas sedimentares, independentes da tendência geral, de longo prazo, de esfriamento ou aquecimento.

Tal afirmação é particularmente importante para a pesquisa geomorfológica nos Brejos de Altitude do Nordeste oriental, haja vista que estes apresentam uma quantidade de precipitação média anual superior ao seu entorno semiárido. Cabendo aqui ressaltar a atuação dos sistemas meteorológicos como os Vórtices e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs), que atualmente constituem os principais sistemas geradores de chuvas na área de estudo.

Diante do exposto, analisando os Gráficos 2 e 3, é possível presumir que tendo os depósitos superficiais do Maciço Estrutural de Água Branca suas idades mais antigas restritas ao intervalo de 5.500 e 5.800 anos AP, os registros deposicionais anteriores já foram evacuados desta paisagem, indicando uma produção e perda de sedimentos muito mais rápida que em outros setores da Borborema. Além disto, é

possível constatar que para este período os momentos de *input* de energia se deram em fases de aquecimento.

Ao inter-relacionar as análises cronológicas com as sedimentológicas e estatísticas, é possível inferir para as amostras elencadas acima que ambas são oriundas de fluxos gravitacionais hipersaturados (corrida de lama), bidirecionais, com presença de turbidez, e dominância das classes granulométricas areia fina e areia muito fina. Sedimentos mal calibrados, indicativos de fonte próxima.

4.5.1.2 Paleo-ENOS

A ocorrência de Paleo-ENOS compreende o intervalo de tempo entre 4.700 e 1.700 anos AP. Nesse momento tem-se o estabelecimento de uma ciclicidade de ação do ENOS, em especial sua fase quente, criando um ramo descendente sobre a região do Nordeste Brasileiro. Tal atuação se dá com a divisão da Célula de Walker, a partir da instalação à 5 Ka AP de uma nova conjuntura climática oriunda da Circulação de Hadley. Tem-se, também, uma transição da circulação climática global para condições próximas da atual. Este sistema climático possui escala de ação local/regional/centenária, para o qual os sedimentos analisados do Maciço Estrutural de Água Branca apresentaram 9 amostras com idades variando entre 4.650 à 2.630 anos AP.

Segundo Amorim (2015), Moy et al., (2002) e Staines-Urías et al., (2015), o intervalo de tempo de 4.701 a 2.300 anos AP é marcado pela ausência de registros de processos geomorfológicos formadores de depósitos de encosta no contexto da Borborema, indicando um período mais seco, ou de maior estabilidade climática. Esse período está muito associado à ocorrência de Paleo-El Niños (Paleo-ENOS fase quente).

Ainda de acordo com Amorim (2015), os episódios de Paleo-ENOS se repetem com variação de intensidade na escala de 100 anos, sendo as suas fases frias (Lá Niña), ao longo deste período, mais curtas, não chegando a ser suficientemente significativas para que ocorra a produção de precipitação com intensidade para desencadear processos de encosta e formação de colúvios.

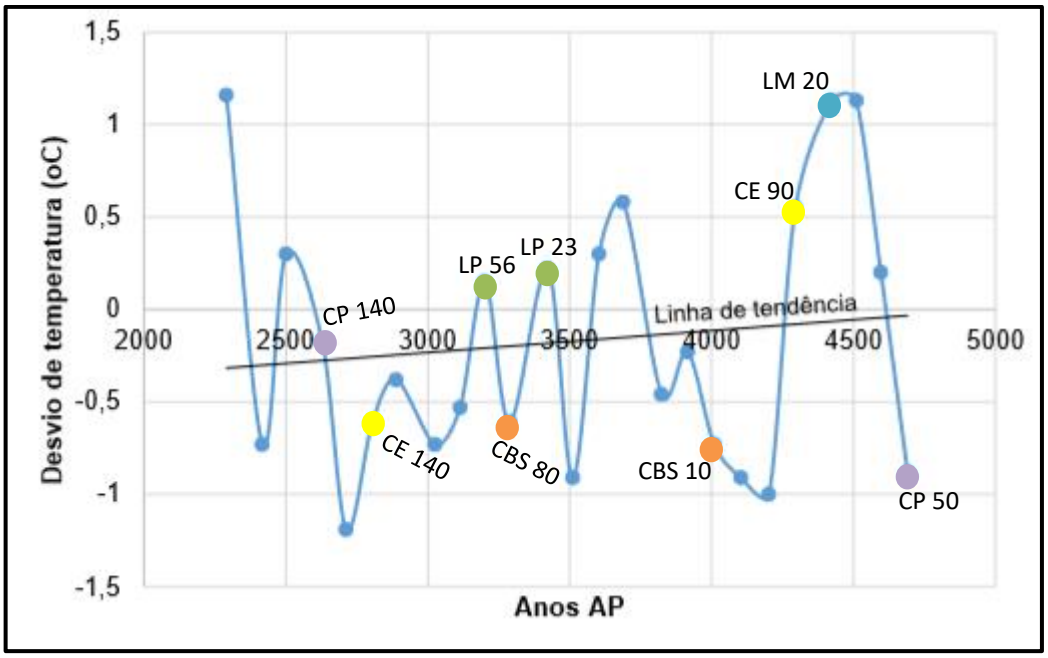
Todavia, conforme exposto acima, o Maciço Estrutural de Água Branca contraria tal afirmativa, visto que apresenta para este período climático, um total de nove amostras de sedimentos datados que indicam atividade deposicional nas encostas. De fato, se considerarmos a temporalidade da formação de depósitos de encosta no contexto regional da Provincia Borborema é possível observar a existência de dois outros locais onde identificou-se coluvionamento cronocorrelato ao do Maciço Estrutural da Água Branca, sendo estes: o Maciço Estrutural Pereiro (GURGEL et al. 2013), e a encosta setentrional da Chapada do Araripe (LIMA, 2015).

A partir da análise do Gráfico 2 e 4, é possível observar um brusco aumento da temperatura, tanto no início quanto no fim do período elencado. Tais aumentos abruptos podem indicar uma associação entre o aquecimento e a frequência dos Paleo-ENOS, por outro lado, a linha de tendência demostra que essa fase apresenta um decréscimo geral de temperatura.

De acordo com Haug et al., (2001) a diminuição na precipitação quando da ocorrência dos Paleo-El Niños está associada ao deslocamento mais ao norte da Zona de Convergência Intertropical, contudo, os motivos que levaram a este deslocamento ainda são pouco claros, entretanto, uma possível explicação talvez resida no fato do Hemisfério Sul estar passando por um momento de resfriamento.

Gráfico 4 – Gráfico com desvio de temperatura global para o período compreendido entre 4.700 e 2.300 AP e marcação das amostras CP 50, LM 20, CE 90, CBS 10, LP 23, CBS 80, LP 53, CE 140 e CP140.

CP 50	4.650 ± 465	Paleo-ENOS
LM 20	4.400 ± 660	
CE 90	4.320 ± 350	
CSB 10	3.980 ± 450	
LP 23	3.600 ± 540	
CSB 80	3.500 ± 450	
LP 56	3.380 ± 550	
CE 140	3.100 ± 310	
CP 140	2.630 ± 250	



Fonte: Adaptado de Amorim (2015), como base nos dados de Petit et al., (1999).

Ainda em consonância com a análise dos gráficos 1 e 4, é possível verificar que diferentemente do exposto por Amorim (2015), o Maciço de Água Branca, além de apresentar amostras do período elencado estas estão espalhadas por todo maciço, localizando-se nas cimeiras, na alta, média e baixa encosta, assim como em áreas de leque aluvial a 520m de altitude, plaino aluvial a 517 m de altitude e marmita de dissolução a 300m de altitude.

Observando o gráfico 4 é possível visualizar uma alternância de eventos entre períodos “quentes e frios”. Todavia, chama atenção que as amostras CP 50, LM 20, LP 23, CBS 80 e LP 56 situam-se justamente sobre momentos de mudança de temperatura, indicando uma efetiva influência da mudança de fase do ENOS, e corroborando o exposto por Knox (1972): “o momento máximo de atuação dos processos geomórficos ocorre no momento de transição entre duas situações climáticas.”

As amostras pertencentes a este momento climático, assim como as apresentadas no momento climático anterior são oriundas de fluxos gravitacionais hipersaturados (corrida de lama). As que puderam ser identificadas, apresentaram fluxo bidirecional com presença de turbidez, e dominância das classes granulométricas areia fina e areia muito fina. Sedimentos mal calibrados, indicativos de fonte próxima.

4.5.1.3 Pequena Idade do Gelo

A Pequena Idade do Gelo consiste no período entre 1.700 anos e 200 anos AP, compreende uma escala local/regional/global, tendo em seu contexto climático uma estabilização da circulação atmosférica planetária, proporcionando condições mais frescas sobre as terras ao redor do Atlântico Norte, e apresentando o mesmo padrão da configuração atual. Neste âmbito, a variação do ENOS passa a configurar o principal mecanismo promotor de variabilidade climática com intervalos decadais.

Nessa fase tem-se uma maior intensidade da fase fria do ENOS e um posicionamento mais ao sul da Zona de Convergência Intertropical (HAUG et al. 2001; MOY et al. 2002; CONROY et al. 2008). Os eventos moduladores de chuva, intensidade e frequência, passam a apresentar um caráter mais regional e local. Ou seja, a frequência será menor e a intensidade, também, será menor em comparação aos eventos da escala de mil anos. Para este período climático o Maciço Estrutural de Água Branca apresentou 4 amostras com idades que variam de 850 à 270 anos AP.

É importante frisar que com a estabilização da circulação atmosférica planetária apresentando o mesmo padrão atual, o Maciço Estrutural de Água Branca, além de ser afetado pelos efeitos da Pequena Idade do Gelo, também será influenciado pelos sistemas de circulação secundária (ZCIT, ondulação de leste, ramos finais de frentes frias), assim como pelos condicionantes da circulação local (vórtices, complexos de Mesoescala). A linha de tendência de temperatura para este período mostra-se crescente em direção ao momento atual, com um pico de temperatura positiva no ano de 397 AP, conforme demonstra o Gráfico 4.

Analisando os gráficos 3 e 5, é possível observar a manutenção da alternância dos eventos entre momentos mais frios e mais quentes, indicando uma dinâmica pulsátil, assim como convergindo às temperaturas para a linha de tendência, tendo as amostras LM 85 e LM 60, atingido à mesma.

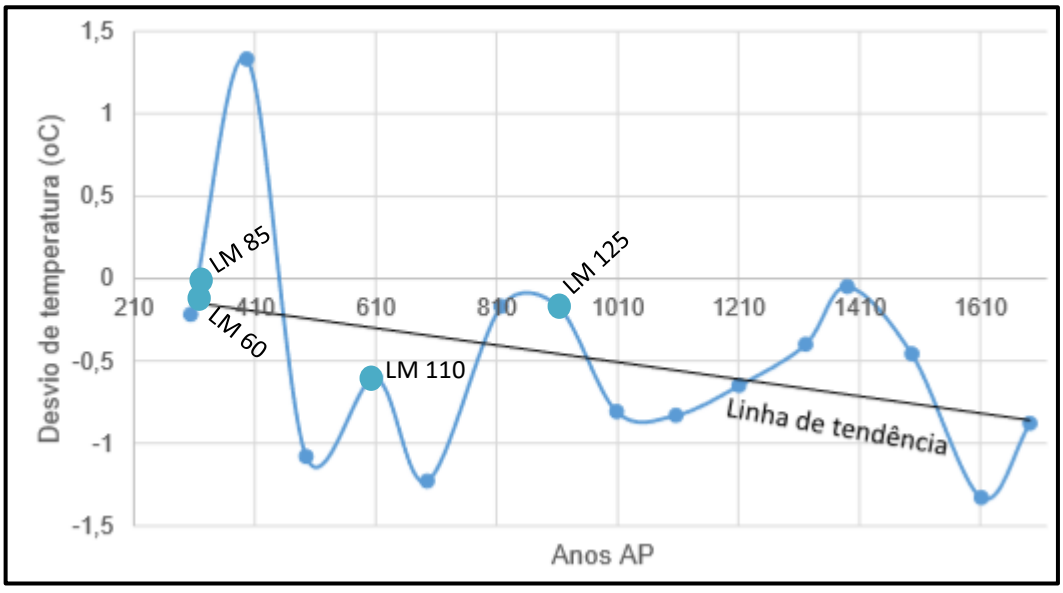
Interessante também notar que todas as amostras pertencentes a este período são oriundas de um único pacote sedimentar. Dessa forma, diante da proximidade entre as idades das amostras LM 85 e LM 60, e por a LM 85 ser uma ravina inserida

na amostra LM 60, ambas podem ter sido condicionadas por um mesmo evento, principalmente por se tratar de um Leque Aluvial.

As amostras elencadas acima são oriundas de fluxos gravitacionais hipersaturados (fluxo de detritos, comuns a leques aluviais), com a presença de coesão, unidirecionais, com dominância das classes granulométricas areia fina e areia muito fina, sedimentos mal calibrados, indicativos de fonte próxima.

Gráfico 5 – Gráfico com desvio de temperatura global para o período compreendido entre 1.700 e 220 anos AP e marcação das amostras LM 125, LM 110, LM 85 e LM 60.

LM 125	850 ± 130	Pequena Idade do Gelo
LM 110	600 ± 90	
LM Ravina 85	315 ± 50	
LM 60	270 ± 40	



Fonte: Adaptado de Amorim (2015), como base nos dados de Petit et al., (1999).

5 CONCLUSÕES

Alterações climáticas ocorridas no Holoceno/Holoceno Superior impactaram diretamente a esculturação da paisagem no Maciço Estrutural de Água Branca. Entretanto, a relativa juventude dos materiais estudados expõe que, ao contrário de outras áreas semiáridas, o Maciço Estrutural de Água Branca manteve uma dinâmica de produção e perda de sedimento muito mais rápida que outros setores do Nordeste oriental semiárido. Pode-se neste sentido postular que tal comportamento deva-se à sua situação climática, haja vista, estar em uma área que sofre influência dos sistemas da circulação secundária (ZCIT, ondulação de leste, ramos finais de frentes frias), e condicionantes da circulação local (vórtices, complexos de Mesoescala), caracterizando-se como uma área sob influência direta de eventos formadores de precipitação.

Deste modo, com os sistemas meteorológicos supra-citados operando em distintas escalas de magnitude ao longo do Holoceno, o Maciço Estrutural de Água Branca manteve condições de produzir e evacuar sedimentos continuamente, havendo a estocagem dos mesmos, restringindo-se aos eventos ocorridos a partir do Holoceno médio. Estes que ao serem tratados como impressões materiais dos processos ocorridos na paisagem indicam pulsações de magnitudes diferentes dentro dos sistemas produtores de tempo ora atuantes na região.

Dessa forma, a partir das análises cronológicas foi possível identificar a ocorrência de três períodos climáticos dentro do Holoceno/Holoceno superior, que desencadearam fluxos gravitacionais e formaram os depósitos analisados neste trabalho, sendo esses em ordem crescente de antiguidade: Pequena Idade do Gelo, Paleo-ENOS e Fim do Ótimo Climático. Tais períodos demonstram escala cronoclimática de ocorrência variando entre milenares, centenários e decadais. Sendo assim, para o Maciço Estrutural de Água Branca temos:

- Em escala milenar / regional / global – Fim do Ótimo Climático – As amostras CE 30 e PM 10 com respectivamente 5.810 e 5.500 anos AP, inseriram a área de estudo em um contexto de organização climática com destaque para o aumento de temperatura e umidade que coincidiram com a formação de

eventos desencadeadores de grande magnitude e baixa recorrência, desencadeando fluxos gravitacionais;

- Em escala centenária / local / regional – Paleo-ENOS – As amostras CP 50, LM 20, CE 90, CBS 10, LP 23, CBS 80, LP 56, CE 140 E CP 140 estas que variam entre 4.650 à 2.630 anos AP, incorporaram a área de estudo a um momento de estabilização de uma ciclicidade de ação do ENOS, em especial sua fase quente;

- Em escala decadal / regional / Global – Pequena Idade do Gelo – As amostras LM 125, LM 110, LM 85 e LM 60, com idades variando entre 850 à 270 anos AP, demostraram uma resposta geomorfológica dentro de um período climático muito próximo, e cujo os controles desta variação não estão na escala geológica milenar, mas sim associadas a perturbações na circulação que se estabelece a partir dos 5 mil anos, significando que o mundo tropical, sobretudo o hemisfério sul, passou a ser altamente perturbado e condicionado por uma teleconexão climática (relação de longa distância) entre o que ocorre na circulação do pacífico tropical e o que ocorre como resposta disto sobre a américa do sul tropical.

Diante do exposto, pode-se inferir que a estrutura superficial da paisagem na área do Maciço Estrutural de Água Branca apresenta um tipo de registro de sedimentação climaticamente condicionada a uma dinâmica contínua, apresentando uma descontinuidade entre o Paleo-ENOS e a Pequena Idade do Gelo.

A influência climática para a área de estudo ainda é comprovada a partir dos dados sedimentológicos que expõem que todos os depósitos analisados são oriundos de fluxos gravitacionais de alta energia, hipersaturados, de hidrodinâmica alta à muito alta, associados a situações torrenciais criadas por chuvas excessivas (eventos de grande magnitude e baixa recorrência), que acabaram por transportar sedimentos para áreas agradacionais.

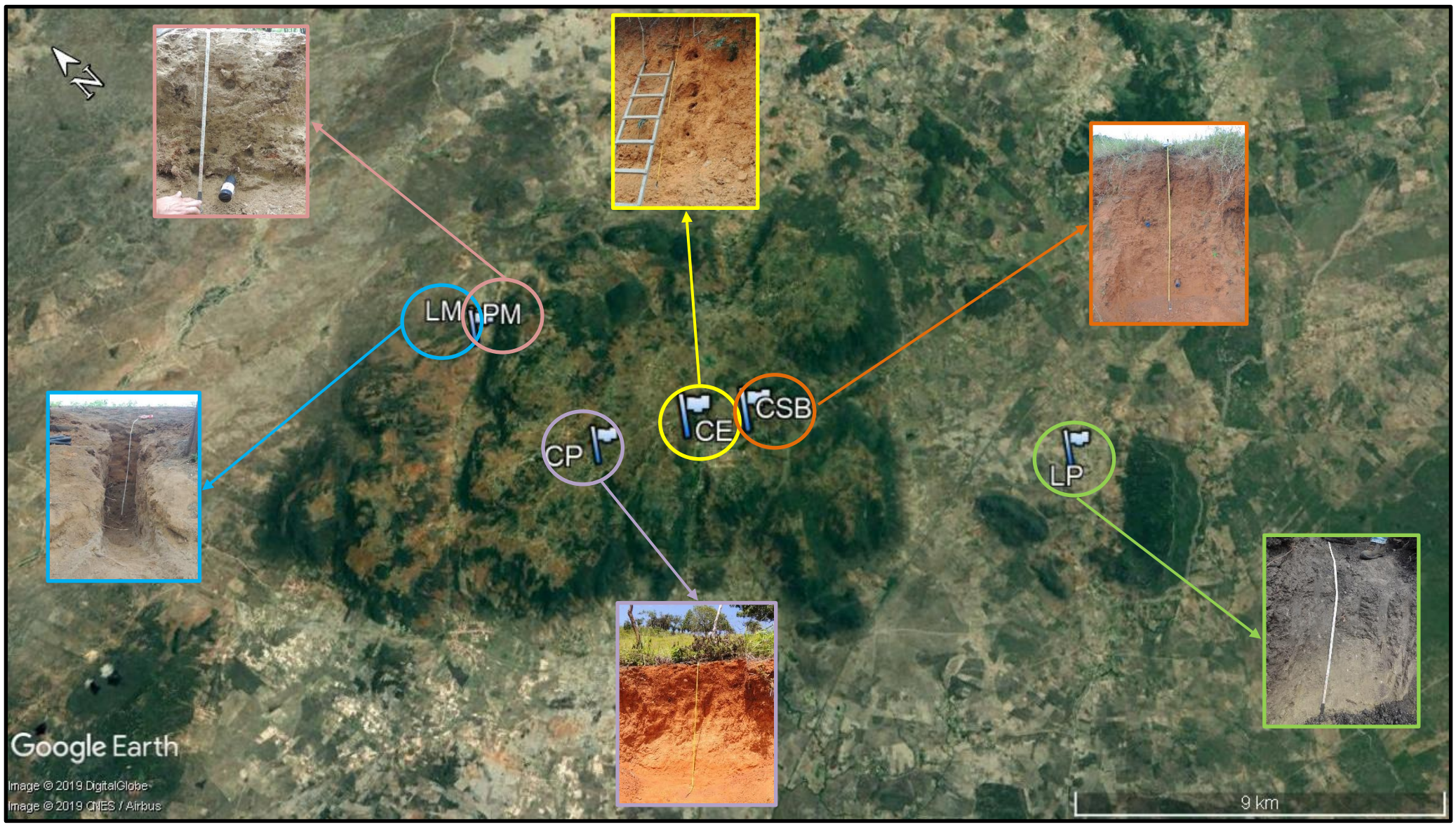
Contudo, quando se trata de sedimentos estocados na paisagem, é necessário ponderamento em sua análise, visto que, em modelados agradacionais não é possível atingir todos os outputs climaticamente condicionados, sendo possível analisar apenas um fragmento espacialmente e temporariamente descontínuo. Esses

fragmentos se agrupam de forma espacialmente hierárquica, onde eventos desencadeadores maiores resultam em fragmentos maiores, e eventos menores geram depósitos menores. Dessa forma, é importante frisar que em vista desta dinâmica nem todos os registros de eventos geradores de sedimentação ocorridos no intervalo de tempo estudado restem sobre a paisagem, uma vez que depósitos formados por processos desencadeadores de escala menor podem ter sido completamente removidos da paisagem em eventos subsequentes à sua formação.

Por fim, conclui-se que a ocorrência de processos geomorfológicos esculturadores da paisagem na área de estudo tem seus gatilhos vinculados às variações climáticas globais, regionais e ao contexto local. Estas criaram situações adequadas à deposição desde o fim do Ótimo Climático, apontado para uma frequência de eventos em escala que variam em intervalos de tempo de milenar á decadal.

Buscando uma melhor visualização de todos os resultados retratados por este trabalho apresenta-se as Figuras 57, que têm como objetivo aninhar todos os resultados e estabelecer de forma visual as interpretações elencadas.

Figura 57 – Integração de Resultados



AMOSTRAS	Classificação	Seleção	Assimetria	Fluxo	Fácies	Curtose	Sedimento	Fração	Hidrodinâmica	Processo	Morfologia	Datação	Eventos	Escala
CE 30	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	-	-	Muito platicúrtica	Areia Siltica	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Rampa Convexa	**5.810 ± 500**	Fim do Ótimo Climático	Regional/Global
PM 10	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/ argilo-sílticas	Muito platicúrtica	Silte Arenoso	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Plaino/ Planossolo	**5.500 ± 850**		
CP 50	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/ argilo-sílticas	Muito platicúrtica	Silte Arenoso	<3%	Muito Alta	corrida de lama	Colúm Topográfico	**4.650 ± 465**	Paleo-ENOS	Local/ Regional
LM 20	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	-	-	Leptocúrtica	Areia ou Arenito/ Silte Arenoso	>3%	Alta/ Muito Alta	corrida de lama	Leque Aluvial	**4.400 ± 660**		
CE 90	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	-	-	Muito platicúrtica	Areia Siltica/ Silte Arenoso	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Rampa Convexa	**4.320 ± 350**		
CSB 10	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	-	-	Muito platicúrtica	Areia Siltica/ Silte Arenoso	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Rampa em Avental	**3.980 ± 450**		
LP 23	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/ argilo-sílticas	Muito platicúrtica	Silte Arenoso	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Lagoa de Estocagem	**3.600 ± 540**		
CSB 80	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	-	-	Muito platicúrtica	Areia Siltica	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Rampa em Avental	**3.500 ± 450**		
LP 56	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/ argilo-sílticas	Platicúrtica	Silte Arenoso	<3%	Muito Alta	corrida de lama	Lagoa de Estocagem	**3.380 ± 550**		
CE 140	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/ argilo-sílticas	Muito platicúrtica	Silte Arenoso	>3%	Muito Alta	corrida de lama	Rampa Convexa	**3.100 ± 310**		
CP 140	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Bidirecional	argilo-arenosos/ argilo-sílticas	Muito platicúrtica	Silte Arenoso	<3%	Muito Alta	corrida de lama	Colúm Topográfico	**2.630 ± 250**		
LM 125	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Unidireciona	areno-argilosas	Muito platicúrtica	Areia Siltica	<3%	Muito Alta	fluxo de detritos	Leque Aluvial	**850 ± 130**	Pequena Idade do Gelo	Regional/ Global
LM 110	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Unidireciona	areno-argilosas	Muito leptocúrtica	Areia ou Arenito/ Silte Arenoso	>3%	Alta/ MuitoAlta	fluxo de detritos	Leque Aluvial	**600 ± 90**		
LM Ravina 85	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Unidireciona	areno-argilosas	Muito platicúrtica	Areia Siltica	<3%	Muito Alta	fluxo de detritos	Leque Aluvial	**315 ± 50**		
LM 60	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Unidireciona	areno-argilosas	Mesocúrtica	Areia Siltica	<3%	Muito Alta	fluxo de detritos	Leque Aluvial	**270 ± 40**		
PM 40	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Unidireciona	areno-argilosas	Leptocúrtica	Areia Siltica	<3%	Muito Alta	fluxo de detritos	Plaino/ Planossolo	**NÃO FOI POSSÍVEL A COLETA**		

REFERÊNCIAS

AB’ SABER, A.N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. São Paulo: USP. n.3. 1964.

AB SÁBER, A.N; BIGARELLA, J.J. Considerações sobre a geomorfogênense da Serra do Mar. Boletim Paranaense de Geografia n.4/5 p94-110, 1961.

AB SÁBER, A. N. (1969). Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. Bol. Geomorfologia, IGEOG-USP, SP, n 19, 38p. 1969.

ADAMS, J., MASLIN, M.; THOMAS, Ellen. Sudden climatic transitions during the Quaternary. Progress in Physical Geography, Vol 23, 1999. p. 1 – 36.

ALVES, J.M., TEIXEIRA, R.F.B., FERREIRA, A.G. Um Intenso Sistema Convectivo de Mesoescala no Setor Leste do Nordeste: O Caso de 20 a 21 de maio de 1999. Revista Brasileira de Meteorologia, vol. 16, n. 1, p. 19-31, 2001.

AMORIM, R. F. Integração Entre Dinâmicas Geomorfológicas Multitemporais No Planalto Da Borborema, Semiárido Do Ne Do Brasil. Recife - Tese de Doutorado – Universidade Federal de Pernambuco, 194p. 2015.

ANDRADE, C.D. Claro Enigma - Rio de Janeiro: J. Olympio, 1951.

ANDRADE G.O; LINS R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife (3-4): 11-28, 1965.

ARAUJO, A. G. M. Geomorfologia e paleoambientesno leste da América do Sul: implicações arqueológicas. Geoarqueologia, Edition: 1, Chapter: Geomorfologia e paleoambientes no leste da América do Sul: implicações arqueológicas, Editors: Julio Cesar Rubin; Rosicler Silva, pp.135-180

BARRETO, A. M. F. Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio São Francisco, Bahia. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de São Paulo, São Paulo. 1996, 174p.

BARRETO, A. M. F. et al. Os depósitos de cacimbas de Pernambuco: aspectos geomorfológicos, geológicos, paleontológicos e paleoambientais. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia. Minas Gerais, Anais, 1-2, 2004.

BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de janeiro. Anais. 2000. p. 612-619. CD-ROM, Papel. (INPE-12473-PRE/7775).

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global: um esboço metodológico. Revista IGEOG/USP, São Paulo: USP, n. 13, 1972. Caderno de ciências da terra.

BIGARELLA, J. J. et al. Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais. Florianópolis: Editora da UFSC, Volume 1. 2009.

BIGARELLA, J. J. et al. Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais. Florianópolis: Editora da UFSC, Volume 3. 2003.

BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. Zeitschrift fuer Geomorphologie, v.8,p.286-312, 1964.

BIGARELLA, J.J & MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzea. Boletim paranaense de Geografia, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.

BIGARELLA, J.J; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da Evolução das Vertentes. Boletim paranaense de Geografia, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE-LIMA, D.& RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais do Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47: 412-464, 1975.

BLUM, M. D. & TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology, n. 47, p. 2-48, 2000. Supplementum 1.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Oxford: Blackwell publicações, 2005.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J. PETRONILHO, L. A Zona Tectônica de Teixeira Terra Nova – ZTTN – Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. Geol. USP Sér. Científica, v.5 (1), p. 57-80, 2009.

BRITO NEVES, B.B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais SBG. 11-13. 1999.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, p.151-182, 2000.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR. Geosul, v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CAMARGO, M.G. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. Revista Brasileira de Geociências, vol. 36(2): 371-378. 2006.

CAMPOS, A. M. V.; FEDOROVA, N. Corrente de jato do nordeste brasileiro. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorlogia. Anais... 2006, Florianópolis.

CAMPBELL, E. M. Granite Landforms. Journal of the Royal Society of Western Australia. 80(3), 101-112, 1997.

CARVER, R.E. Porcedures in Sedimentar Petrology. Wiley-Interscience, 653p. 1971.

CASTRO, C. Morfogênese X Sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. Dissertação de Mestrado, Universidade federal de Pernambuco, 1979. 48p.

CAVALCANTI, L.C.S. Geossistemas no Estado de Alagoas: uma contribuição aos estudos da natureza em geografia. Recife. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco. 2010. 174p.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S.; Tempo e Clima no Brasil. Ed. Oficina de Textos. 2009.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. PhysicalGeography: a system approach. Londres: Prenttice Hall Inc. Co., 1971.

CHRISTOPHERSON, R. W. Geossistemas: uma introdução à geografia física. 7 ed. Porto Alegre. Ed. Bookman. 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. 149p. 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. Modelagem de sistemas ambientais. São Paulo: Edgard Blucher, 1999. 236p.

COELHO-ZANOTTI, M. S. S. ; GAN, M. A. ; CONFORTE, J. C. . Estudo Da Variabilidade Da Posição E Da Nebulosidade Associada À ZCIT do Atlântico, Durante a Estação Chuvosa de 1998 e 1999 no Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 19, p. 23-34, 2004.

COSTA, L. M. et al. Ocorrência de corpos silicosos em horizontes superficiais de solos de diferentes ecossistemas. Rev. Bras. Ciências do Solo. 34, p. 871-879, 2010.

CORRÊA, A . C. B. Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde, Pernambuco: estudo da relação entre a compartimentação geomorfológica e a distribuição dos sistemas geoambientais. Recife. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco. 1997. 183p.

CORRÊA, A. C. B. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.

CORRÊA, A. C. B. et al. Análise geomorfológica e sedimentológica do Gráben de Cariatá, Paraíba. In: X Congresso da Abequa, Espirito Santo, 2005.

CORRÊA, A. C. B. et al. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucano como marcadores paleoclimáticos. (Manuscrito Inédito).

CORRÊA, A. C. B. & MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas. Revista de Geografia, 19 (2): 17-28, 2002.

CORRÊA, A. C. B. História geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: a perspectiva da etchplanação. Revista de Geografia, 20 (1):16-24, 2003.

CORRÊA. A. C. B. O geossistemas como modelo para a compreensão das mudanças ambientais pretéritas. Notas de aula, 2005.

CORRÊA, A. C. B. & SILVA, D. G. Análise geomorfológica e morfoestratigráfica dos modelados deposicionais da área de Conceição das Crioulas, Salgueiro – PE: um subsídio para a reconstrução paleoambiental. CLIO Série Arqueológica 22: 28-44, 2005.

CORRÊA, A.C.B; TAVRES, B.A.C; MONTEIRO, K.A; CAVALCANTI, L.C.S; LIRA, D.R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 2010.

COUTINHO, E. C., FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (Dols) na Região do Centro de Lançamento de Alcântara-MA. Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.2, p. 193-203, 2007.

CPRM. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Recife: CPRM, 2010.

CRUZ, C. D. Determinação sinótica dos fatores que favorecem as influências frontais sobre o estado de alagoas. (MET-UFALMS-052) 138p. 2008. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió. 2008.

CUADRAT, José Maria; PITA, Maria Fernanda. Climatologia. 2ª ed. Madrid: Cátedra, 1997.

DANSGAARD, W. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250Kyr ice-core record. Nature, vol. 364. 1993.

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

DOSWELL, C.A.; SCHAEFER, J.T. On the Relationship of Cirrus Clouds to the Jet Stream. Monthly Weather Review, v. 104, p. 105–106, 1976.

DUCHAUFOUR, P. Pedology, Pedogenesis and Classification. London: George Allen and Unwin, 1972.

EMBRAPA. Manual de Métodos de Análises do Solo. Ed. Embrapa/CNPS, Rio de Janeiro, 2 ed, 2002, 212p.

EMBRAPA, Análise mineralógica das frações finas do solo por difratometria de raios-X. ISSN 1517-5685. Rio de Janeiro. 9p. 2009.

ESPINOZA, E. S. Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical. 1996, 149p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

FEDOROVA, N., GEMIACKI, L., CARVALHO, L. C., LEVIT, V., RODRIGUES, L. R. L., COSTA, S. B. Frontal Zone on the North-East of Brazil. In: International Conference On Southern Hemisphere Meteorology And Oceanography (Icshmo), 8.,

2006. Foz do Iguaçu. Proceedings... São José dos Campos: INPE, 2006, p. 1765-1768. CD-ROM, 2006.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. Climanálise. In: Climanálise (Org). Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Edição Especial de 10 anos. MCT/INPE. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p.

FETT JÚNIOR, N. Aspectos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos de depósitos quaternários no curso médio do Rio Pardo (município de Candelária, RS). Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, 2005.

FITZPRATRICK, E. A. Soil Microscopy and Micromorphology. New York: Wiley, 1993.

FOLK, R. L. & WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research, 27: 3-26, 1957.

FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.46, p.112-113, 1962.

GALE, S.J. & HOARE, P.G. Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Ulithified Rocks. Londres: Bethaven Press, 318p. 1991.

GALVÃO, D. C. Reconstrução paleoambiental a partir dos colúvios do entorno da lagoa do Puiu, município de Ibimirim-Pernambuco. Recife – Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco. 2012.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 1, p. 19-28, 1986.

GEMIACKI, L. Atuação de Sistemas Frontais na Estação Seca do Nordeste do Brasil. 121p. 2005. (MET-UFAL-MS-035). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió. 2005.

GOMES, H. B. Estudo da Corrente de Jato próximo ao Estado de Alagoas.113p., 2003. (MET-UFAL-MS-019). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió. 2003.

Gomes, H. A. ; Wanderley, A. A.; Santos, E. J. dos; Dantas, J. R. A., 2001 – Mapa Geológico do Estado de Pernambuco. CPRM – Governo do Estado de Pernambuco.

GOUDIE, A. Slope process change and colluvium deposition in Swaziland: an sem analysis. Earth Surface Processes and Landforms, v.9, p. 289-299, 1984.

GOUVEIA, S. E. M. et al. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: X Congresso da Abequa, Espirito Santo, 2005.

GUTIÉRREZ, M. Climatic Geomorphology. Elsevier Science & Technology, 2005.

GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. Ciência Geomorfológica. In: Geomorfologia Uma Atualização De Bases e Conceitos. Rio De Janeiro, Bertrand Do Brasil, 1994, (p.23-45).

GURGEL, S. P.P. Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema. Tese de Doutorado, Departamento de Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2012.

GURGEL, S. P. P. ; BEZERRA, F. H. R. ; CORRÊA, A. C.B. ; MARQUES, F O. ; MAIA, R. P. . Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. Geomorphology (Amsterdam), v. 186, p. 68, 2013.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Am. J. Sci., v. 258, p. 80–97.

HOOKE, R.B. Processeson arid: region aluvial fans. Journal of Geology. 75: 438 – 460. 1967.

HUBERT, L. F., KRUEGER, A. F. and WINSTON, J. S.: The double intertropical convergence zone - Fact or fiction? Journal of the Atmospheric Sciences, 26, 771-773, 1969.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual técnico de geomorfologia. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed., Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

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

KNOX, J. C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. Annals of the Association of American Geographers, v. 62, p. 401-410, 1972.

KNOX, J. C. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: natural versus human accelerated. Geomorphology, v. 79. p. 286–310, 2006.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. Monthly Weather Review, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, set. 1979.

KOUSKY, V. E., GAN, M. A. Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. Tellus, v. 33, p. 538-551, Dez. 1981.

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

LEWIS, D. W. & MCCONCHIE, D. Analytical Sedimentology. New York, London: Chapman. 197 p. 1994.

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. Tese de Doutorado. UFPE. 2015.

LIMA, G. G. Análise comparativa de metodologias de mapeamento geomorfológico para o Cariri cearense: estudo de caso na bacia do Rio Salamanca. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Pernambuco, 118p., 2014.

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

MABESOONE, J. M. et al. Ambiente semiárido do Nordeste do Brasil: 1. Os rios efêmeros. Série B: Estudos e Pesquisas. v.4, p.83-91, 1981.

MABESSONE, M. J.; História Geológica da Provincia Borborema (NE do Brasil) Revista de Geologia UFPE, 15, 2002.

MABESOONE, J. M. et al. Desenvolvimento dos tanques fossilíferos no semiárido Norte-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de GeologiaI, 36, Anais, p.733-741, 1990.

MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. Desenvolvimento do Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. In: Boletim da Sociedade de Geologia Núcleo Nordestino, Recife (3): 5-36, 1975.

MABESOONE, J. M. Ciclicidade e relevo. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.1, p. 68-72, 2000.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. Bulletin American Meteorology Society. v. 61, p. 1374–1387. 1980.

MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. Monthly Weather Review, v. 111, p. 1475-1493, 1983.

MACMANUS, J. Grain Size determination and interpretation. In: TUCKER, M. Techniques in sedimentology. Cambridge: Blackwell, 1988. p. 63-85.

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

MARTINS, L.R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. Journal of Sedimentary Petrology, 1965, 35 (1): 768-770.
MEIS, M. R. M. & MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentatiosn and hillslope evolution: Southeastern Brasilian Plateau. American Journal of Science, Vol. 284, p. 241-254, 1984.

MELO, A. B. C. Previsibilidade da precipitação na Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal da Paraíba, 1997.

MELLO, C. L. et al. Estudo faciológico dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul. In: SBJ/RJ, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2. São Paulo, Anais, 19 – 26, 1991.

MELLO, C. L. et al. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundo (Barra Mansa, RJ). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, Águas de São Pedro. Boletim de Resumos, p. 90, 1995.

MIALL, A . D. The geology of fluvial deposits Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlim: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H. Genesis of North-East Brazil upper tropospheric cyclonic vortex: a primitive equation barotropic instability study. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 64, p. 1379-1392, 2007.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. Revista Brasileira de Meteorologia, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.

MOURA, J. R. S. Complexo de rampas de colúvio. In: Cunha, S. N., Guerra, A. J. T. Geomorfologia do Brasil, Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1998, 338p.

MOURA, J. R. S.; MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 – 102, 1986.

MOURA, J. R. S.; MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior da região de Bananal (SP/RJ). Revista Brasileira de Geociências. V. 21, p. 236 – 254, 1991.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. Journal Atmospheric Sciences, v. 38, p. 2653-2675, 1981.

MUTZENBERG, D. 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 - Dissertação de Mestrado, Departamento de Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 142p.

MUTZENBERG, D. Ambientes de ocupação pré-histórica no Parque Nacional Serra da Capivara. Recife – Tese de Doutorado, Departamento de Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2010.

NASCIMENTO, M. C.; OLIVEIRA, A. L. A. Uso Da Terra no Baixo São Francisco Alagoano: Um Olhar Sob o Ponto de Vista da Sustentabilidade Geoambiental. I Simpósio da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco: Integrando conhecimentos científicos em defesa do Velho Chico, 2016.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. A Paleo Perspective on Global Warming. Disponível em: < https://www.ncdc.noaa.gov/global-warming>. Acesso em: 11/10/2017.

NETOFF, D. I. and CHAN, M. A. Aeolian activity at a giant sandstone weathering pit in arid south-central Utah: Earth Surface Processes and Landforms. v. 34 p. 99-108. 2009.

NIR, D. Man, a geomorphological agent: an introduction to Anthropic Geomorphology. Jerusalém: Keter Publishing House, 1983. 165p.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. São Paulo: Edgard Blucher, 2008.

PASSOS, Messias Modesto. A Construção da Paisagem no Mato Grosso - Brasil. Maringá: Editora da UEM, 2000.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: DE BOER, P. L., VAN GELDER, A., NIO, S. D. (eds). Tideinfluenced Sedimentary Environments and Facies. Ridel, Dordrecht, 289-300, 1988.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brasilian : Constraints on models of morfotectonic evolution. Geomorphology, v. 3: 89-122, 2003.

PONTES DA SILVA, B. F.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; BRITO, B. M.; SANTOS, A. G.; RAIMUNDO, C. C. Mecanismos associados às precipitações intensas observadas entre os dias 13 e 14 de janeiro de 2005 no sertão do estado de Alagoas. In: XV Congresso Brasileiro De Meteorologia, São Paulo, SP. Apresentação Oral, 2008a.

R. RA´E GA, Curitiba, n. 8, p. 141-152, 2004. Editora UFPR.

RAMOS, Débora Albuquerque Meira Coelho. Os depósitos de encosta na reconstrução da dinâmica geomorfológica na bacia do riacho Piancozinho (Pernambuco/Paraíba). Universidade Federal do Pernambuco, 149p., 2014.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the oringin of upper tropospheric cyclonic vórtices in the South Atlantic ocean and adjoining Brazil during the summer. Meteorology and Atmospheric physics, v. 37, p. 11-16, 1987.

RAO, P.K., HOLMES, S.J, ANDERSON, R.K., WINSTON, J.S., LEHR, P.E., Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications. Boston: American Meteorological Society, 503p., 1990.

REEDER, M. J., SMITH, R. K. Mesoscale Meteorology. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. Boston: American Meteorological Society, v. 27, n. 49, p. 201-241, 1998.

RIBEIRO, A. S. Dinâmica paleoambiental da vegetação e clima durante o Quaternário Tardio em domínios da mata Atlântica, brejo do semi-árido e cerrados nordestinos, utilizando isótopos do carbono da matéria orgânica do solo e das plantas. Tese (Doutorado em Ciências) Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2002, 193 p.

RODRIGUES, C. Morfologia original e morfologia antropogênica na defi nição de unidades espaciais de planejamento urbano: exemplo na metrópole paulista. Revista do Departamento de Geografi a, São Paulo, n.17, p. 101-111, 2005.

ROSS, J. Geomorfologia ambiente e planejamento. S. Paulo:Contexto, 1990, 85p.

ROUGERIE, G.; BEROUTCHACHVILI, N. Geosystèmes et paysages: bilan e méthodes. Paris: Armand Colin Éditeur, 1991.

SARACHIK, Edward S.; CANE, Mark A. The EL NIÑO–Southern oscillation phenomenon. Cambridge University Press, New York, 2010.

SAUER, C. O. A morfologia da paisagem. In: CORRÊA, R. L.; ROSENDAHL, Z. (Org.). Paisagem, tempo e cultura. Rio de Janeiro: EDUERJ, 1998.

SAHU, B. K. Depositional mechanisms from size analysis of clastic sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 34: 73-83, 1964

SALGADO-LABOURIAU, M. L. História Ecológica da Terra. São Paulo: Edgard Blucher, 1994.

SANTOS, J. C. Reconstrução paleoambiental dos depósitos sedimentares neogênicos do Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças, Piauí. Tese de Doutorado. Departamento de Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 182p.

SANTOS, M. Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. IGCE/UNESP – Rio Claro - Tese de Doutorado, 2V. 134p. 1999.

SELBY, M.J. Earth's Changing Surface. London: Clarendon, 1992.

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

SILVA, D.G. Reconstrução da Dinâmica Geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de Uma Abordagem Multiproxy. Recife - Tese de Doutorado – Universidade Federal de Pernambuco, 277p. 2013. 277p.

SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B. Contribuição à interpretação geomorfológica da gênese das cacimbas de Conceição das Crioulas, Salgueiro – PE, e dos seus preenchimentos sedimentares. In: V Simpósio Nacional de Geomorfologia.Anais de Trabalhos Completos. Santa Maria, 1-11, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. Revista Brasileira de Meteorologia. v. 2. p. 133- 150. 1987.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., SANTOS, L., ARMSTRONG, R., VAN SCHMUS, W.R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil, 68: 134-154. 2016.

SHAKESBY, R. A. et al. - The Schmidt hammer as a Holocene calibrated-age dating technique: Testing the form of the R-value- age relationship and defining the predicted-age erros. In: The Holocene. 15p. 2011.

SOUZA, I. F., COSTA, O. A. Atuação da frente fria no estado de Sergipe-outubro/1993. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8, Belo Horizonte, 1994. Anais..., v. 1, 149-151, 1994.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. Geomorphology, v. 29, p.153-171, 1999.

STOOPS, G. Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. SSSA. Madison, WI., 184pp + CD, 2003.

SUGITA, R.; MARUMO, Y. Screening of Soil Evidence by a Combination of Simple Techniques: Validity of Particle Size Distribution. Forensic Sci. Int., 122:155-158. 2001.

SUGUIO, K . Geologia Sedimentar. Edgard Blücher, São Paulo, 2003. 400 p.

SUGUIO, K et al . Quaternário do Brasil. Ed. Holos, Ribeirão Preto, 2005. 382 p.

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

STANISTREET, I.G.; MACCARTHY, T.S. The Okavango fan ond the classification of subaerial fan systems. Sedimentary Geology. 86:11-133. 1993.

THOMAS, M. F. Geomorphology in the tropics: a study of weatherinq and denudation in low latitudes. Chichesters: John Wiley and Sons, Ltd., 1994.

THOMAS, Michael F. Landscape sensitivity to rapid environmental change – a Quaternary perspective with examples from tropical areas. Catena, v. 55, 2014. p. 107 – 124.

THORNES, J. B.; BRUNSDEN, D. Geomorphology and Time. Methuen, London, 1977.

TRICART, J. Ecodinâmica. Rio de Janeiro: FIBGE/SUPREN, 1977.

TUCKER, M. Techniques in Sedimentology. London: Blackwell, 1995, p. 229 -273.

TWIDALE, C. R. Granite Landforms. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co., 1982. 372p.

UVO, C. R. B. e NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. Climanálise, v. 4, n. 07, p.34-40, 1989.

VALOVCIN, F.R. Infrared Measurements of Jet-Stream Cirrus. Journal of Applied Meteorology. v. 7, p. 817–826, 1968.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia Versão Digital 1. In:Perturbações Atmosféricas. Recife. 2005. p. 444-446.

VIDAL ROMANÍ, J. & TWIDALE, R. C. Formas y paisajes graníticos. Universidade da Corunã, A Corunã. 1998.

ZANE. Zoneamento Agroecológico do Nordeste. Recife: ZANE, 2006.